



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Thadeu Henrique Silva Hoffmann

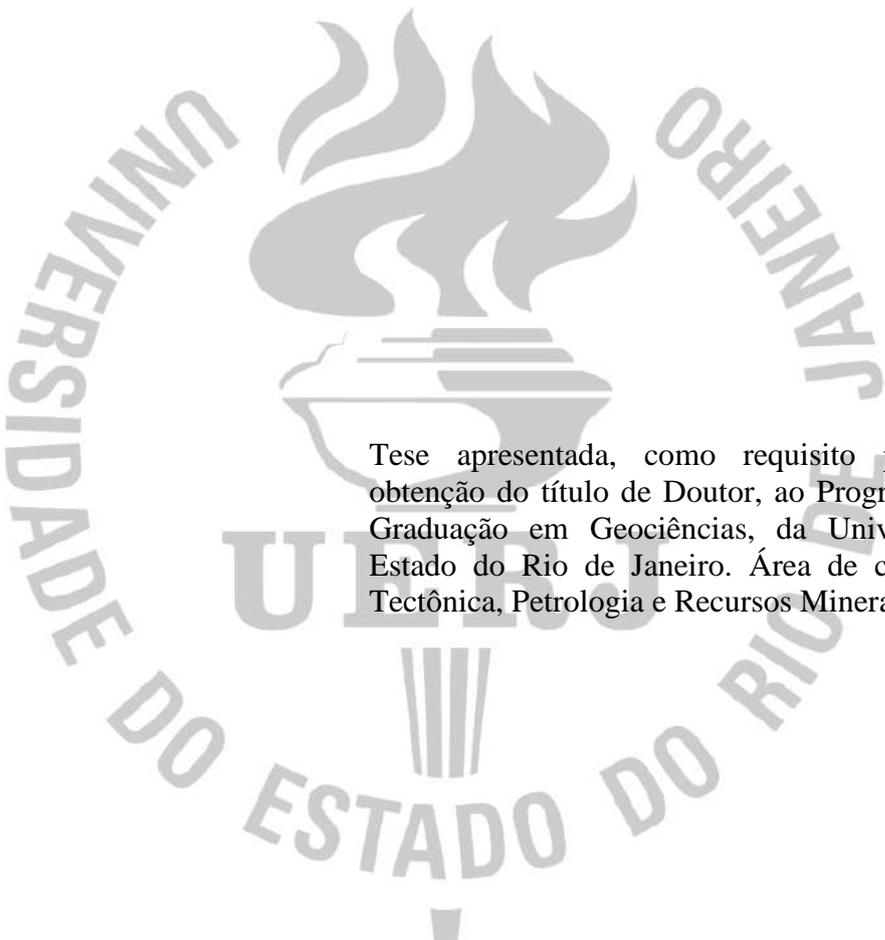
**Caracterização Geocronológica e Metamórfica dos Complexos
Embu/Paraíba do Sul e Costeiro na região Sudoeste do Estado do Rio de
Janeiro**

Rio de Janeiro

2022

Thadeu Henrique Silva Hoffmann

Caracterização Geocronológica e Metamórfica dos Complexos Embu/Paraíba do Sul e Costeiro na região Sudoeste do Estado do Rio de Janeiro



Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Coorientador: Prof. Dr. Ivo Dussin

Rio de Janeiro

2022

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

H711c Hoffmann, Thadeu Henrique Silva.
Caracterização Geocronológica e Metamórfica dos Complexos Embu/Paraíba do Sul e Costeiro na região Sudoeste do Estado do Rio de Janeiro/ Thadeu Henrique Silva Hoffmann. – 2022.
251 f. : il.

Orientador: Rodrigo Peternel Machado Nunes.
Coorientador: Ivo Dussin
Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – Limite Tectônico Central – Ribeira, Faixa (RJ) – Teses. 2. Geoquímica – Rio de Janeiro (Estado) – Teses. 3. Placas tectônicas – Brasil, Sudeste – Teses. 4. Petrografia – Teses. 5. Geocronologia – Teses. I. Nunes, Rodrigo Peternel Machado. II. Dussin, Ivo. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. IV. Faculdade de Geologia. Título.

CDU 551.243(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7:5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Thadeu Henrique Silva Hoffmann

Caracterização Geocronológica e Metamórfica dos Complexos Embu/Paraíba do Sul e Costeiro na região Sudoeste do Estado do Rio de Janeiro

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Faixas Móveis

Aprovada em 06 de junho de 2022.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes (Orientador)
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Ivo Dussin (Coorientador)
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof.^a Dr.^a. Beatriz Paschoal Duarte
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Julio Cesar Mendes
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof.^a Dr.^a. Renata Schmitt
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2022

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família, a Bianca e ao meu cachorro Tito.

AGRADECIMENTOS

A minha namorada Bianca por ter me apoiado desde o começo desse projeto, por ter estado do meu lado em todos os momentos complicados e sempre disposta a me ajudar.

A minha família por ser meu ponto de apoio.

Ao meu orientador Rodrigo Peternel por ter me auxiliado nesse projeto. Por todas as conversas, discussões e ideias abordadas para tentarmos entregar um bom trabalho.

Ao Ivo por ter aceitado ser coorientador e ter dedicado muitas horas do seu tempo para me ajudar a entender os processos de datação geocronológica.

A Mariana Bessa por ter me ajudado em determinado capítulo.

A banca avaliadora por dedicarem seu tempo para avaliarem meu trabalho.

Aos amigos da pós-graduação pelas conversas na sala dos alunos.

A todos os técnicos e funcionários dos laboratórios (Multilab e LGPA) por todo auxílio prestado, sem dúvidas, nada disso seria possível sem eles.

A CAPES por ter sido responsável pela bolsa de estudos durante esse período.

RESUMO

HOFFMANN, Thadeu Henrique Silva. *Caracterização Geocronológica e Metamórfica dos Complexos Embu/Paraíba do Sul e Costeiro na região Sudoeste do Estado do Rio de Janeiro*. 2022. 247 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

A região estudada está vinculada ao segmento central da Faixa Ribeira, englobando os Terrenos Ocidental, Oriental e Superterreno Central. Entretanto trabalhos recentes indicam que, principalmente a divisão entre os Terreno Oriental e Ocidental, ao menos, no Sul do Estado do Rio de Janeiro e regiões próximas em São Paulo, pode estar deslocado para Sul. Nesse novo contexto, o objetivo deste trabalho foi estudar as rochas que fazem parte destes Terrenos e compará-las ao Terreno Embu e ao Complexo Costeiro. Para isso foram realizadas caracterizações petrográficas, geocronológicas em rochas para e ortoderivadas, litogeoquímicas de rochas ortoderivadas e identificação de estruturas deformacionais, a fim de verificar se estas rochas possuem correlação com aquelas descritas no Complexo Costeiro no estado de São Paulo. A pesquisa aqui realizada dá seguimento ao trabalho realizado por Hoffmann (2016) com maior enfoque na obtenção de novos dados geocronológicos e litogeoquímicos que permitam apresentar novas visões para a região de estudo. As rochas da área de estudo foram divididas em dois domínios distintos com base nas observações de campo, litogeoquímica e idades de cristalização e sedimentação. No Terreno Embu foram datadas duas rochas metassedimentares (THM 181Q e 181BQ) e duas rochas ortoderivadas (THM 162G e 16), entre as rochas paraderivadas o limite máximo de sedimentação é de 1379 Ma e entre as rochas ortoderivadas a cristalização ficou em torno de 2040 Ma. No Complexo Costeiro foram datados três metassedimentos (THM 18, 40 e 97Q) e sete amostras ortoderivadas (THM 60 1, 60 2, 60 3, 259, 112 e TR 04 e 05), entre as rochas paraderivadas o limite máximo de sedimentação é próximo a 650 Ma e as rochas ortoderivadas, pertencentes em sua maioria ao Arco Magmático Serra do Piloto (AMSP), tem sua cristalização entre 614 e 635 Ma. Nas amostras do Terreno Embu são raros os sobrecrescimento metamórficos em grãos de zircão, porém uma idade de 620 ± 18 Ma foi calculada, visto que nas amostras do Complexo Costeiro ocorre oposto, são diversos os grãos de zircão que possuem esse tipo de sobrecrescimento, inclusive nas rochas do AMSP, sendo assim a idade de metamorfismo do Complexo varia entre 613 e 598 Ma. As análises litogeoquímicas mostraram que as rochas do AMSP variam desde dioritos até granitos e a amostras THM 16 e THM 162G, apesar de estarem distantes e pertencerem ao Terreno Ocidental e Superterreno Central, respectivamente, são na verdade a mesma rocha e classificadas como pertencentes ao embasamento da região de estudo. Conclui-se que, com base nos dados obtidos, que as rochas do Terreno Embu e Complexo Costeiro possuem diferentes fontes para seus respectivos metassedimentos e que o Complexo Costeiro corresponde tanto ao Terreno Ocidental quanto ao Terreno Oriental, evidenciado, principalmente, por intrusões recorrentes de diques graníticos do AMSP em rochas da Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss, implicando assim, no deslocamento do limite tectônico central (CTB) para sul da região de estudo, sem englobar a Serra do Piloto (Mangaratiba – RJ).

Palavras-chaves: Faixa Ribeira. Terreno Embu. Complexo Costeiro. Geocronologia. CTB.

ABSTRACT

HOFFMANN, Thadeu Henrique Silva. *Geochronologic and Metamorphic characterization of Embu/Paraíba do Sul and Costeiro complexes in Southwest of Rio de Janeiro state*. 2022. 247 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

The study area is linked to the central segment of the Ribeira Belt, encompassing the Occidental, Oriental Terranes and Central superterrane. However, recent works indicate that, mainly, the division between the Oriental and Occidental Terranes, at least in the South of the State of Rio de Janeiro and nearby regions in São Paulo, may be shifted to the South. In this new context, the objective of this work was to study the rocks that are part of these Terranes and compare them to the Embu Terrane and the Costeiro Complex. For this, petrographic and geochronological characterizations of para- and orthoderived rocks, lithogeochemical characterizations of orthoderived rocks and identification of deformational structures were carried out, to verify if these rocks have a correlation with those described in the Costeiro Complex in the state of São Paulo. The research made here follows on from the work carried out by Hoffmann (2016) with a greater focus on obtaining new geochronological and lithogeochemical data that allow us to present new visions for the study region. The rocks in the study area were divided into two distinct domains based on field observations, lithogeochemistry and crystallization and sedimentation ages. In the Embu Terrain, two metasedimentary rocks (THM 181Q and 181BQ) and two orthoderived rocks (THM 162G and 16) were dated, between paraderived rocks the maximum age of sedimentation is 1379 Ma and among orthoderived rocks the crystallization was around 2040 Ma. In the Costeiro Complex, three metasediments (THM 18, 40 and 97Q) and seven orthoderived samples (THM 60 1, 60 2, 60 3, 259, 112 and TR 04 and 05) were dated. Among paraderived rocks the maximum age of sedimentation is close to 650 Ma and among orthoderived rocks, belonging mostly to the Serra do Piloto Magmatic Arc (SPMA), the crystallization ages varies between 614 and 635 Ma. In the samples from the Embu Terrain, metamorphic overgrowths in zircon grains are rare, but one age (620 + 18) Ma was calculated, whereas in the samples from the Costeiro Complex the opposite occurs, there are several zircon grains that have this type of overgrowth, including in the SPMA rocks, so the age of metamorphism of this Complex varies between 613 and 598 Ma. Lithogeochemical analyzes showed that SPMA rocks vary from diorites to granites and samples THM 16 and THM 162G, despite being distant and belonging to the Occidental Terrane and Central Superterrane, respectively, are the same rock and classified as belonging to the basement of the study region. It is concluded that, based on the data obtained, that the rocks of the Embu Terrane and the Coastal Complex have different sources for their respective metasediments and that the Coastal Complex corresponds to both the Occidental and Oriental Terranes, pointed out mainly by recurrent intrusions of SPMA granitic dykes in rocks of the Sillimanite Granada Biotite Gneiss Unit, implying, therefore, in the displacement of the central tectonic boundary (CTB) to the south of the study region, without encompassing the Serra do Piloto (Mangaratiba - RJ).

Key words: Ribeira Belt. Embu Terrane. Costeiro Complex. Geochronology. CTB.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da área de estudo.....	21
Figura 2 –	Amostras de litogeoquímica preparadas para envio ao laboratório.....	23
Figura 3 –	A - Britador de Mandíbula. B - Moinho de Discos.....	24
Figura 4 –	Mesa hidrodinâmica para a separação de minerais leves e pesados.	25
Figura 5 –	Separador Magnético FRANTZ modelo LB-1.....	26
Figura 6 –	Orógenos acrescionários, Regressivo e Progressivo.....	31
Figura 7 –	Desenho esquemático proposto para os modelos de superciclos I e II envolvendo aglutinação e quebra de continentes.....	33
Figura 8 –	Seções esquemáticas A e B através dos superciclos I e II na figura 7.....	34
Figura 9 –	Evolução do oceano Extra-Nuna desde o Nuna até o Rodínia em 1.0Ga.....	35
Figura 10 –	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ X idade (Ga) dos crátons que formam o núcleo do supercontinente Rodínia: Laurentia, Baltica, Amazonia e Kalahari.....	36
Figura 11 –	Figura mostrando os primeiros processos de aglutinação do Rodínia.....	37
Figura 12 –	Imagem referente a etapa de convergência total do Rodínia.....	38
Figura 13 –	Superpluma atuando no início da fragmentação do Rodínia.....	39
Figura 14 –	Outro possível registro da atuação de uma superpluma na fragmentação do Rodínia.....	39
Figura 15 –	Atuação da superpluma e o surgimento de uma dorsal oceânica.....	40
Figura 16 –	Mapa geológico da Faixa Brasília Sul.....	43
Figura 17 –	Mapas tectônicos da Província Mantiqueira, Faixa Ribeira Central e do estado do Rio de Janeiro.....	45

Figura 18 –	Mapa das rochas do embasamento nos Terrenos no estado do Rio de Janeiro.	47
Figura 19 –	Relações tectonoestratigráficas do Complexo Embu e áreas vizinhas.	50
Figura 20 –	Unidades metassedimentares no estado do Rio de Janeiro.	52
Figura 21 –	Mapa tectônico mostrando parte do complexo Costeiro (SP).	54
Figura 22 –	Mapa tectônico da parte meridional da Faixa Ribeira.	56
Figura 23 –	Afloramento de metacharnoenderbitó, corte de estrada no ponto THM 40.	63
Figura 24 –	Imagens do Charnoenderbitó em afloramento e lâminas petrográficas de amostras correspondentes.	64
Figura 25 –	Fotografia da Lâmina THM 162G.	65
Figura 26 –	Fotografias do local do afloramento do ponto THM 16.	66
Figura 27 –	Fotografia da lâmina THM 16 A.	67
Figura 28 –	Fotomicrografias das lâminas THM 181 e THM 181BQ.	69
Figura 29 –	Ponto THM 118 e fotografias destacando o tipo de afloramento e lâmina petrográfica.	71
Figura 30 –	Fotografia da lâmina petrográfica do ponto THM 18.	73
Figura 31 –	Fotografias do ponto THM 60.....	75
Figura 32 –	Fotografias das lâminas petrográficas das amostras da Serra do Piloto.	76
Figura 33 –	Fotografias de afloramento e lâminas petrográficas do ponto THM 259.	77
Figura 34 –	Fotografias dos pontos THM 112 (A, B e C) e THM 228 (D).	78
Figura 35 –	Fotografias representativas dos gabros da região.	81
Figura 36 –	Fotografias do ponto THM 297.	83
Figura 37 –	Diques de Diabásio do ponto THM 167.	84
Figura 38 –	Estereogramas com as foliações normais e miloníticas observadas da região.	86
Figura 39 –	Estereogramas das Lineações de Estiramento e Mineral.	86
Figura 40 –	Indicadores Cinemáticos observados em afloramento.	89
Figura 41 –	Indicadores cinemáticos em afloramento e lâmina petrográfica. ...	90
Figura 42 –	Estereogramas com as medidas de eixo de dobras abertas (dn+1).	91

Figura 43 –	Roseta com as direções preferencias do diques da região.	92
Figura 44 –	Roseta com as direções principais encontradas em falhas e fraturas.....	93
Figura 45 –	Fotografias dos pontos THM 28 e THM 129 com destaque para os diques.	93
Figura 46 –	Lâminas petrográficas de amostras em facies granulito.	96
Figura 47 –	Fotomicrografias das amostras da Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss.	97
Figura 48 –	Lâminas petrográficas de amostras em facies anfibolito.	99
Figura 49 –	Gráfico mostrando a distribuição de todos os grãos de zircão, detríticos e metamórficos, concordantes da amostra THM 181Q...	102
Figura 50 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 181Q.	104
Figura 51 –	Histograma representativo com as idades concordantes predominantes na amostra THM 181Q.	105
Figura 52 –	Gráfico com a idade concordante de metamórfica, calculada com apenas três bordas de sobrecrecimento metamórfico (620 ± 18 Ma).	106
Figura 53 –	Gráfico Concórdia mostrando a distribuição de todos os grãos de zircão, detríticos e metamórficos, concordantes da amostra THM 181BQ.	106
Figura 54 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 181BQ.	108
Figura 55 –	Histograma com as idades concordantes encontradas na amostra THM 181 BQ.	109
Figura 56 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 162 G.	111
Figura 57 –	Gráfico concórdia indicando a idade de cristalização para a amostra THM 162G (2083 ± 2.6 Ma).	112
Figura 58 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 16.	113
Figura 59 –	Reta discórdia mostrando dois interceptos: a) superior em 2029 ± 14 Ma e; b) inferior em 549 ± 31 Ma.	114

Figura 60 –	Gráfico concórdia mostrando a idade de cristalização para a rocha THM 16, 2022 ± 8.8 Ma.	114
Figura 61 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 174G.	115
Figura 62 –	Idade de cristalização considerada pelo autor durante as análises da amostra THM 174G.	116
Figura 63 –	Gráfico Concórdia mostrando a distribuição de todos os grãos de zircão, detríticos e metamórficos, concordantes da amostra THM 40.	118
Figura 64 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 40.	119
Figura 65 –	Histograma representativo da distribuição das idades concordantes dos grãos de zircão.	120
Figura 66 –	Metamorfismo, datado em zircões detríticos, correspondente há um evento na rocha fonte.	121
Figura 67 –	Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrescimento e grãos metamórficos.	121
Figura 68 –	Gráfico All zircons dos grãos concordantes da amostra THM 18. .	122
Figura 69 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 18.	123
Figura 70 –	Histogramas com todas as análises concordantes com maior pico de dados de idade neoproterozóica e maior quantidade de grãos entre o paleoproterozóico e arqueano.	124
Figura 71 –	Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrescimento e grãos metamórficos ($640 + 2.4$ Ma).	125
Figura 72 –	Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrescimento e grãos metamórficos (606.5 ± 2.2 Ma).	125
Figura 73 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 97Q.	127
Figura 74 –	Gráfico Concórdia mostrando a distribuição de todos os grãos de zircão, detríticos e metamórficos concordantes da amostra THM 97Q.....	128
Figura 75 –	Histograma com todas as análises concordantes mostrando	129

	predominância de dados de idade neoproterozóica.	
Figura 76 –	Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento (642± 7.3 Ma).	130
Figura 77 –	Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento e grãos metamórficos (609.4 ± 2.2 Ma).	130
Figura 78 –	O grão em destaque mostra uma idade, provavelmente metamórfica, e um sobrecrecimento com outra idade de metamorfismo.	131
Figura 79 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra AFC 29.	132
Figura 80 –	Gráfico com a idade concordante de cristalização calculada com oito núcleos de grãos de zircão da amostra AFC 29.	133
Figura 81 –	Gráfico com a idade concordante metamórfica calculada com cinco bordas de sobrecrecimento.	134
Figura 82 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 259.	135
Figura 83 –	Gráfico indicando a idade de cristalização para a amostra THM 259.....	136
Figura 84 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra TR 04.	138
Figura 85 –	Histograma com as idades concordantes de grãos herdados na amostra TR 04.	139
Figura 86 –	Gráfico indicando a idade de cristalização para a amostra TR 04. .	140
Figura 87 –	Imagem ilustrativa dos zircões com borda de sobrecrecimento metamórfico da amostra TR 04.	140
Figura 88 –	Idade de metamorfismo calculado na amostra TR 04.	141
Figura 89 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra TR 05.	143
Figura 90 –	Gráfico concórdia indicando a idade de cristalização para a amostra TR 05.	144
Figura 91 –	Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 60 (1).	146

Figura 92 – Gráfico indicando a idade de cristalização para a amostra THM 60(1).	147
Figura 93 – Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 112.	148
Figura 94 – Gráfico mostrando a idade de cristalização da amostra THM 112.	149
Figura 95 – Gráfico com idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento nos grãos de zircão.	150
Figura 96 – Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 60 (2).	151
Figura 97 – Gráfico indicando a idade de cristalização para a amostra THM 60(2)	152
Figura 98 – Amostras plotadas em diagramas de classificação e discriminação	155
Figura 99 – Diagramas de discriminação tectônica de Frost et al. (2001).	156
Figura 100 – Diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984) para as rochas ácidas e intermediárias.	157
Figura 101 - Diagramas de variação dos principais óxidos das rochas ácidas e intermediárias vs SiO ₂	160
Figura 102 – Diagramas de variação dos principais elementos das rochas ácidas e intermediárias vs SiO ₂	161
Figura 103 – Diagramas com os Elementos-traços normalizados para o Manto Primitivo segundo McDonough e Sun (1995).	163
Figura 104 – Diagramas com os Elementos Terras-Raras normalizadas para o Condrito segundo Boynton (1984).	164
Figura 105 – A imagem ilustra o modelo de colisão através de subducção, onde há o desenvolvimento do arco em resposta a uma subducção oceânica.	167
Figura 106 – A imagem ilustra um modelo de orogenia intracontinental, com pontos quentes, entre os crátons São Francisco e Congo.	167
Figura 107 – Apresentação esquemática onde há uma comparação entre os modelos resultantes de subducção oceânica e o modelo intracontinental para ambas as faixas móveis.	168
Figura 108 – A - Estágio de subducção da faixa Brasília Sul entre 700 – 640 Ma.	169

Figura 109 – Modelo simplificado dos Sistemas de Arcos Magmáticos.	172
Figura 110 – Comparação entre os dados geocronológicos das rochas estudadas por Duffles (2013), amostras PD 123 e PD 330, e, a presente tese, amostras THM 162 G e THM 16, com relação ao embasamento do Terreno Embu.	174
Figura 111 – Histogramas com idades (Pb207/ Pb206) de grãos de zircão detrítico de rochas metassedimentares do Terreno Embu	176
Figura 112 – Idade de cristalização obtida por André et al. (2019) para as rochas do complexo Juiz de Fora.	178
Figura 113 – A - possível cristalização do gnaiss leucocrático em 2133 Ma (intercepto superior) e dois eventos metamórficos, em 595 + 38 Ma (intercepto inferior) ou B - 647 + 11 Ma (concordia).	179
Figura 114 – Comparação entre as rochas metassedimentares de Meira et al. (2015), a esquerda e a presente tese, a direita.	181
Figura 115 – Comparação entre as idades de metamorfismo encontradas por Meira et al. (2015, 2019), amostras PSM, e Hoffmann (presente tese), THM e AFC.	183
Figura 116 – Gráficos comparativos entre as rochas da Serra do Piloto (TR e THM), Hoffmann (presente tese), e as rochas de idades semelhantes de Peixoto et al. (2017).	187
Figura 117 – Rochas datadas por Peixoto et al. (2017) de cristalização, próximas a 850 Ma.	188
Figura 118 – Amostra THM 259.	189

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Períodos e de estabilidade dos possíveis supercontinente na história.....	32
Tabela 2 –	Separação Litológica e Cronológica tanto das unidades quanto das rochas da região de estudo.....	60
Tabela 3 –	Tabela das amostras coletadas para datação geocronológica.....	101
Tabela 4 –	Dados litogeoquímicos dos elementos maiores, onde os valores são dados em porcentagem em peso (wt. %).	158
Tabela 5 –	Dados litogeoquímicos dos elementos traço, onde os valores são dados em ppm (parte por milhão).	158
Tabela 6 –	Tabela com os valores de razões dos Elementos Terras-Raras normalizados pelo condrito segundo Boynton (1984).	165

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
1.1	Localização da Área de estudo	20
1.2	Objetivos	21
2	METODOLOGIA	23
2.1	Trabalhos de campo, coleta e preparação de amostras	23
2.2	Caracterização Petrográfica e Microtectônica	26
2.3	Análise Geocronológica: equipamentos e processos	27
2.4	Análise Geoquímica	28
3	O SUPERCONTINENTE RODÍNIA	30
3.1	O ciclo dos supercontinentes	33
3.2	O supercontinente Rodínia: Formação e Fragmentação.	34
4	GEOLOGIA REGIONAL	41
4.1	Principais Domínios, Grupos, Unidades e Litologias	46
4.1.1	<u>Faixa Ribeira</u>	46
4.1.2	<u>Complexo Costeiro</u>	53
5	HISTÓRICO DE PESQUISA NA ÁREA DE ESTUDO	57
6	GEOLOGIA LOCAL	60
6.1	Unidade Geológicas Locais	61
6.1.1	<u>Embasamento</u>	61
6.1.1.1	Unidade Ribeirão das Lajes.....	61
6.1.1.2	Unidade Graminha.....	65
6.1.2	Domínio Embu	68
6.1.2.1	Unidade Biotita Gnaissé	68
6.1.3	<u>Domínio Costeiro</u>	70
6.1.3.1	Unidade Hornblenda Biotita Gnaissé.....	70
6.1.3.2	Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaissé	71
6.1.3.3	Arco Magmático Serra do Piloto.....	73
6.1.4	<u>Rochas intrusivas tardi a pós-colisionais</u>	79
6.1.4.1	Gabros	79
6.1.4.2	Outros Granitos	82
6.1.4.3	Diques de Diabásio	84

6.2	Geologia Estrutural	84
6.2.1	<u>Fases de deformação de dúctil</u>	84
6.2.2	<u>Deformação Rúptil</u>	91
6.3	Metamorfismo	93
6.3.1	<u>Grupo Metamórfico A</u>	94
6.3.2	<u>Grupo Metamórfico B</u>	98
7	ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA	100
7.1	Análises U-Pb	102
7.1.1	Amostras do Terreno Embu	102
7.1.1.1	Unidade Biotita Gnaissé	102
7.1.1.2	Unidade Graminha	109
7.1.1.3	Gnaissé Hololeucocrático	115
7.1.2	<u>Complexo Costeiro</u>	117
7.1.2.1	Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaissé	117
7.1.3	<u>Arco Magmático Serra do Piloto (AMSP)</u>	137
8	LITOGEOQUÍMICA	153
8.1	Classificações Analíticas	153
8.2	Diagramas de Variação	159
8.3	Elementos-traço (Aranhogramas)	162
8.4	Elementos Terras Raras (ETR)	163
9	DISCUSSÕES	166
9.1	Modelos Tectônicos	166
9.2	Terreno Embu	173
9.3	Terreno Ocidental e o Complexo Costeiro	177
9.3.1	<u>Arco Magmático Serra do Piloto</u>	184
9.4	Estruturas e Metamorfismo	189
	CONCLUSÕES	191
	TRABALHOS FUTUROS	193
	REFERÊNCIAS	194
	ANEXO A – Mapa de Pontos	201
	ANEXO B – Mapa Geológico	202
	ANEXO C – Tabelas de análise geocronológica	203

1 INTRODUÇÃO

A região de estudo, localizada no oeste do Estado do Rio de Janeiro, está inserida no contexto tectônico da Faixa Ribeira e abrange os Terrenos Oriental, Ocidental e Superterreno Central (Heilbron *et al.* 2020). Estudada desde a década de 70, a região passou por diversos trabalhos de mapeamento regional e de detalhes, tanto no âmbito geológico quanto no âmbito da pesquisa mineral.

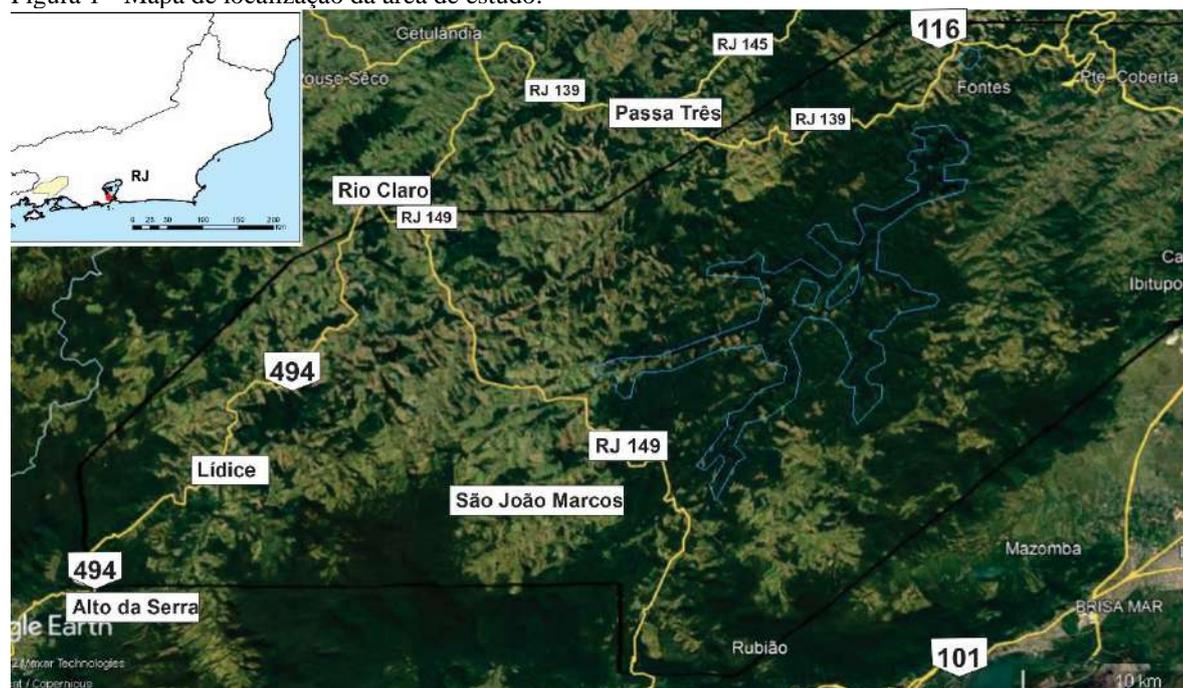
Trabalhos recentes desenvolvidos em teses e dissertações (André, 2014; Hoffmann, 2016 e Azevedo, 2018), apresentaram novos dados geocronológicos que permitiram novas interpretações para a região.

Este trabalho busca, portanto, o aprofundamento das ideias expressadas na dissertação de mestrado do próprio autor. Abrangendo um estudo geocronológico e litogeoquímico completo das rochas ortoderivadas, a reinterpretação dos dados gerados no mestrado e a correlação com estudos geotectônicos recentes, esta tese pretende contribuir para a evolução da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro.

1.1. Localização da Área de Estudo.

A área de estudo está localizada na parte oeste do Estado do Rio de Janeiro entre a região litorânea e o vale do Paraíba do Sul, sendo limitada a norte pelas cidades de Rio Claro e Passa Três, a leste por Itaguaí, a oeste pela divisa com o estado de São Paulo e a sul pela localidade de Alto da Serra (Figura 1). A principal via de acesso à área de estudo é a rodovia Presidente Dutra (BR 116) até o município de Piraí – RJ, onde é preciso entrar na RJ 145 em direção a Passa Três – RJ, pegar a BR 494 até Rio Claro (RJ) – RJ e seguir para Lídice (RJ). Nas localidades onde não há pavimento, o acesso se dá por estradas de terra batida para circulação entre as fazendas.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.



Legenda: Polígono preto indica a área de estudo.

Fonte: Google Earth Pro. Acesso em: 28 de março de 2022.

1.2 Objetivos

O objetivo principal desta tese de doutorado foi a caracterização geocronológica e metamórfica dos complexos Costeiro (SP) e Embu (RJ/SP), dando continuidade ao que foi estudado por Hoffmann (2016) em sua dissertação de mestrado. Para isso, foi definido o estudo aprofundado sobre as rochas pré-cambrianas que compõem os determinados complexos ao longo das cidades de Lídice, Rio Claro e Passa Três, no Estado do Rio de Janeiro, a fim de contribuir para o melhor entendimento sobre a interação entre as faixas móveis neoproterozóicas Brasília e Ribeira.

Os objetivos específicos associados a presente tese foram:

- a) a caracterização petrográfica das principais rochas destes complexos;
- b) identificação das estruturas deformacionais registradas nestas rochas, determinação das direções de esforços tectônicos e associação com as fases deformacionais das faixas Brasília e Ribeira;
- c) caracterização geocronológica das principais rochas destes complexos, com foco na determinação de idades de cristalização de rochas ortoderivadas, de áreas fontes de rochas paraderivadas e de eventos metamórficos;

d) caracterização litogeoquímica das principais rochas ortoderivadas destes complexos.

Por fim, o último propósito é correlacionar os aspectos tectônicos e metamórficos, presentes na região de estudo, ao contexto do ciclos de aglutinação de supercontinentes. Estes envolvem desde a fragmentação do paleocontinente Rodínia até a aglutinação que culminou com a formação do paleocontinente Gondwana, ao qual está associado a evolução das faixas móveis Brasília e Ribeira.

2. METODOLOGIA

2.1 Trabalhos de campo, coleta e preparação de amostras

Por se tratar da continuação do trabalho de Hoffmann (2016), no qual o autor realizou mapeamento da maior parte da área de estudo do atual trabalho, as viagens de campo tiveram como foco principal a visitação a pontos específicos já descritos e a coleta de amostras para análises litogeoquímica, petrográfica / microtectônica e geocronológica.

A confecção de lâminas delgadas e a preparação de amostras para as análises geocronológica, isotópica e litogeoquímica foram realizadas no LGPA – Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (FGEL-UERJ), com a participação do autor na maior parte das etapas. A preparação dos *mounts* de zircão e a obtenção de imagens de catodoluminescência (CL), através de microscópio de varredura eletrônica (MEV), foram realizadas no Multilab (FGEL/IF-UERJ).

A preparação das amostras para análise litogeoquímica foi realizada adotando as seguintes etapas: 1) retirada de capas de alteração através de serra; 2) quebra com marreta em bigorna para redução ao tamanho adequado para o moinho de bolas; 3) lavagem e secagem em estufa do material fragmentado; 4) moagem em moinho de bolas até obter granulometria de 200 *mesh*; 5) quarteamento da amostra e separação de 30g (em média) para envio ao laboratório (Figura 2).

Figura 2 - Amostras de litogeoquímica preparadas para envio ao laboratório.



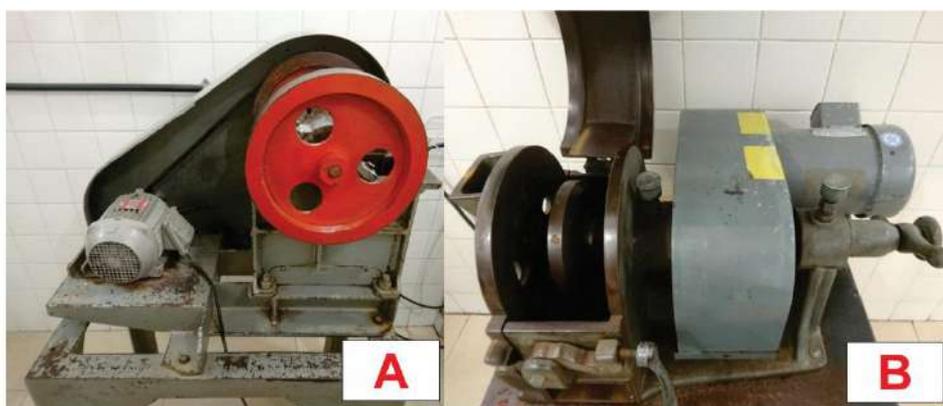
Legenda: Amostras preparadas para litogeoquímica, separadas em potes de polipropileno de 10g.

Fonte: O autor, 2022.

Para as análises geocronológicas foram coletados entre 10 e 15 quilos de cada amostra no total de 16 (Tabela 2), buscando selecionar as partes mais homogêneas, que representassem de maneira geral as principais características das rochas.

A fase inicial de processamento, ou seja, de desagregação e fragmentação das amostras, deu-se através da britagem com o auxílio do britador de mandíbula (Figura 3 A) e moagem através do moinho de discos (Figura 3 B), obtendo, como produto final, pó de granulometria menor ou igual a 1mm. O local, bem como os equipamentos utilizados para a preparação das amostras, foi limpo para evitar qualquer tipo de contaminação logo depois de sua utilização.

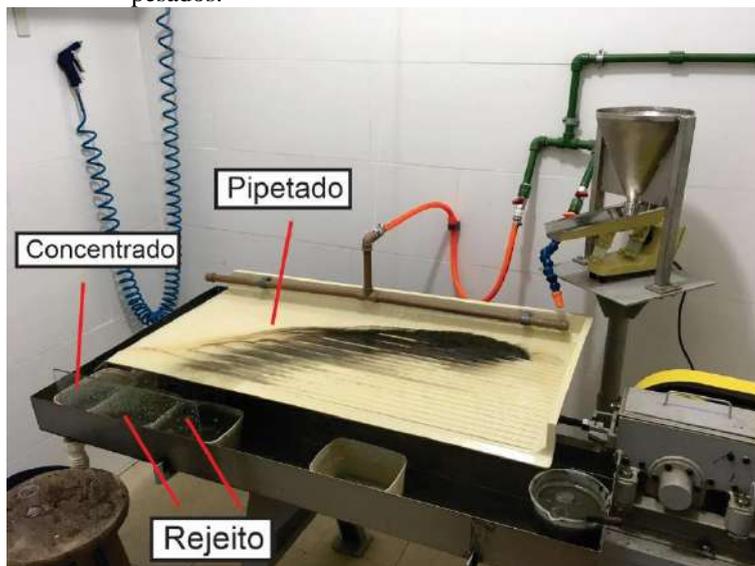
Figura 3 - A - Britador de Mandíbula. B - Moinho de Discos



Legenda: Equipamentos presentes no laboratório de preparação de amostras (LGPA-UERJ).
Fonte: O autor, 2022.

A etapa seguinte consistiu em passar todas as amostras na mesa hidrodinâmica (Figura 4), buscando a separação dos minerais mais leves dos pesados. Como resultado, foram obtidos três produtos denominados: “pipetado”, “concentrado” e “rejeito”, os dois primeiros com minerais “pesados” e o último com minerais “leves”. O produto “pipetado” foi obtido com a coleta de material que era transportado pelo fio de água, com uso de pipeta, na parte mais densa do fluxo, onde se concentravam os minerais mais pesados. A partir deste produto foi feita a coleta de grãos pesados em placas de petri. Quando necessário, se fez a utilização do produto “concentrado” para a obtenção dos grãos de zircão.

Figura 4 - Mesa hidrodinâmica para a separação de minerais leves e pesados.



Legenda: Os quadrados em destaque indicam os locais onde são coletados os seguintes produtos: Pipetado, Concentrado e Rejeito.

Fonte: O autor, 2022.

Após esse processo, o material foi colocado em estufa para secar e, posteriormente, despejado em uma folha de papel branco A4 para retirada de minerais magnéticos (óxidos e/ou sulfetos) com o auxílio de um imã de mão. A partir daí todas as amostras foram submetidas ao aparelho denominado FRANTZ – *Magnetic Barrier Laboratory Separator Model LB-1* (Figura 5), que promove a separação das frações mineralógicas com diferentes graus de suscetibilidade magnética, variando entre 0,2 a 1,5 de amperagem (A). Ficou pré-estabelecido que seriam usadas apenas as amperagens de 0,2A e 0,5A, buscando, com isso, evitar a perda de grãos de zircão e um possível favorecimento a alguma classe de cristais de zircão.

Figura 5 - Separador Magnético FRANTZ modelo LB-1



Legenda: Equipamento presente do LGPA-UERJ para separação das frações magnéticas dos produtos, pipetado e concentrado, da mesa hidrodinâmica.

Fonte: O autor, 2022.

De posse do concentrado final, todas as amostras foram colocadas no bromofórmio (Densidade = $2,89 \text{ g/cm}^3$) e no iodeto de metileno (Densidade = $3,3 \text{ g/cm}^3$) visando a maior concentração de grãos de zircão.

As etapas seguintes foram realizadas no laboratório MultiLab (FGEL/IF-UERJ). Primeiramente realizou-se a coleta de grãos de zircão e organização nos *mounts* com a fixação dos grãos de zircão usando resina epóxi. Em seguida os *mounts* foram lixados, polidos e foram feitas imagens de catodoluminescência (CL) e elétrons secundários através do microscópio eletrônico de varredura *Quanta 250*, todos esses procedimentos foram realizados pelo técnico do laboratório com acompanhamento do autor. Com as imagens em mãos, foram definidos os alvos nos grãos de zircão, com diâmetro variando entre 20 e 40 micrômetros utilizando o software Corel Draw 2021.

2.2 Caracterização Petrográfica e Microtectônica

As análises petrográficas foram realizadas no Laboratório de Petrografia (LPETRO/FGEL), em lâminas que já haviam sido descritas durante a dissertação de mestrado do autor, totalizando 10 lâminas petrográficas. A descrição foi feita a partir de microscópio óptico de luz transmitida *Axio Lab.A1* (Zeiss). As fotomicrografias foram realizadas com

auxílio de uma máquina fotográfica acoplada ao microscópio e também com o uso da câmera do celular.

2.3 Análise Geocronológica: equipamentos e processos.

As análises geocronológicas foram realizadas no laboratório MultiLab (FGEL/IF-UERJ), através do equipamento Neptune *plus*, utilizando a técnica analítica LA – MC – ICP – MS, que corresponde a um espectrômetro de massa com fonte de plasma induzido acoplado a um laser. De uma forma genérica, tal equipamento permite que pequenas quantidades de material superficial dos grãos de zircão sejam arrancadas por um feixe de laser de alta potência e sejam transportadas até a fonte de plasma, ionizadas e separadas em função da razão massa/carga do íon (Shibuya, 1999). Foram feitos, em média, 120 tiros nos grãos de zircão de rochas metassedimentares, enquanto nas rochas metaígneas foram feitos entre 27 e 45 tiros em grãos de zircão. Por fim, foi realizada a redução dos dados, quando necessária, e elaborado o diagrama da concórdia tanto para a idade de cristalização quanto para a idade de metamorfismo das rochas estudadas. O tamanho dos spots aplicados nas análises variou de 30~40 μm , a frequência variou de 5 a 6 Hz, com energia entre 50 e 90%, e o fluxo de Hélio utilizado para o carreamento das amostras no *laser ablation* foi de 0.750 m/l, enquanto o fluxo de Argônio utilizado no ICP-MS foi de 0.800 m/l.

O procedimento inicial para a obtenção da idade U-Pb de cada amostra consiste no preenchimento de uma tabela, criada para o programa Excel (modificada de Chemale & Kawashita, 2006 por F. Chemale Jr.), desenvolvida para o Multilab (FGEL/IF-UERJ).

Esta tabela contém um número máximo de 17 abas distintas e intituladas como: Blank 1 e Blank 2, que correspondem a uma quantificação do branco laboratorial realizada no equipamento no início e ao fim de cada bloco de análises e tem como função aferir o índice de pureza do equipamento para qualquer tipo de contaminante; Std1 e Std2, que reproduzem os dados obtidos através da ablação a laser dos padrões utilizados para a correção das medidas dos dados e também medir o grau de exatidão do equipamento, realizando investigações no início e fim de cada bloco de análise; S01 até o S09 que refletem os dados obtidos pela ablação a laser dos grãos de zircão de cada amostra desenvolvida a ser estudada; 91500 é um outro padrão mundialmente conhecido que indica a qualidade das análises obtidas; as duas abas seguintes correspondem ao cálculo final para os padrões Std1-Std2 e 91500,

respectivamente, e a última aba exibe os resultados finais e indica a idade obtida para cada grão de zircão.

O zircão GJ-1, referente as abas Std1-Std2, teve sua definição como padrão para análises U-Pb concluída em 2004, mas já vinha sendo utilizado desde 2002 (Jackson *et al.* 2004), onde suas razões isotópicas são importantes suportes para todo o desenvolvimento de projetos geocronológicos. Posteriormente passou a ser utilizado também para o método Lu-Hf em 2006 (Piazolo *et al.* 2017). Originalmente, os grãos foram extraídos de pegmatitos africanos e possuem idade de cristalização de 608 ± 0.4 Ma.

O zircão 91500, que possui um antigo histórico de uso como padrão para a determinação de idades U-Pb, sendo utilizado, inclusive, no cálculo para a determinação da idade do zircão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004). O zircão foi extraído sob a forma de um grande cristal em um sienito na região de *Renfrew County*, Ontário e, possui idade de cristalização Pb^{207}/Pb^{206} de 1065.4 ± 0.3 Ma (Wieden-beck *et al.* 1995 apud Jackson *et al.* 2004).

Para a utilização dos dados foi necessária a instalação do *Isoplot 4.15* (Ludwig *et al.* 2003), que corresponde a uma extensão para o Microsoft Excel 2010/365, visando a interpretação matemática e gráfica de dados isótopo-radiogênicos aplicados à geocronologia.

2.4 Análise Geoquímica

As análises de litogeoquímica em rocha total foram realizadas no laboratório GEOSOL, em Vespasiano (MG). Foram selecionadas 10 amostras das rochas ortoderivadas representativas de cada complexo estudado, detalhados no decorrer do texto (Tabela 3).

Para 6 amostras (THM 16, THM 162G, THM 60 1, THM 60 2, TR 04 e AFC-29), os óxidos de elementos maiores e menores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ e Cr₂O₃) e alguns elementos traços (V, Ba, Sr, Zr e Zn) foram obtidos pelo pacote ICP95A, em que há determinação por fusão em metaborato de lítio e o material é analisado pela técnica ICP-OES (Espectrometria de Emissão Óptica por Plasma Acoplado Indutivamente). A perda ao fogo (LOI) é determinada por calcinação a 1000 °C e quantificada por gravimetria. Os elementos traços (Y, Co, Ni, Cu, Ga, Rb, Nb, Mo, Sn, Cs, Hf, Ta, W, Tl, Th e U) e elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er,

Tm, Yb e Lu) foram obtidos pelo pacote IMS95A, determinados pelo método ICP/MS (Espectrometria de Massa), em que as amostras são fundidas conforme o pacote anterior.

E para 4 amostras (THM 162B, THM 259, THM 60 3 e TR 04) foram reanalisadas através do XRF79C, no qual há determinação por fusão em tetraborato de lítio e o material é analisado pela técnica FRX (Fluorescência de Raios X), para os seguintes óxidos de elementos maiores e menores: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ e Cr₂O₃. A determinação da perda ao fogo (LOI), dos elementos traços e terras raras foram conforme as dez amostras anteriormente descritas.

A interpretação desses dados se deu através da utilização do software GCDkit 6.0 (Janousek *et al.*, 2006), onde foi possível gerar diagramas de classificação química, de discriminação de séries magmáticas, de ambientes tectônicos, entre outros.

3 O SUPERCONTINENTE RODÍNIA

O conceito de ciclo dos supercontinentes evoluiu bastante desde a década de 1980 até os dias atuais. Isso foi resultado do aprimoramento de técnicas como: geocronologia em grãos, geoquímica isotópica, paleomagnetismo, o advento a tomografia mantélica e a sofisticação das modelagens numéricas e dinâmicas. Esses dados permitiram a evolução dos conhecimentos da história da Terra em diversos campos, tais como: geosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera (Nance *et al.* 2014).

Mecanicamente, ou tectonicamente, os supercontinentes se formam através de sistemas orogênicos, que registram um longo período de sedimentação, comumente associado com atividade ígnea, através de uma variedade de margens de placas (divergentes, convergentes e transformantes) e ambientes intraplaca (Cawood *et al.* 2016). Martin *et al.* (2020) apresenta dois tipos de sistemas orogênicos acrescionários e suas respectivas características, são eles:

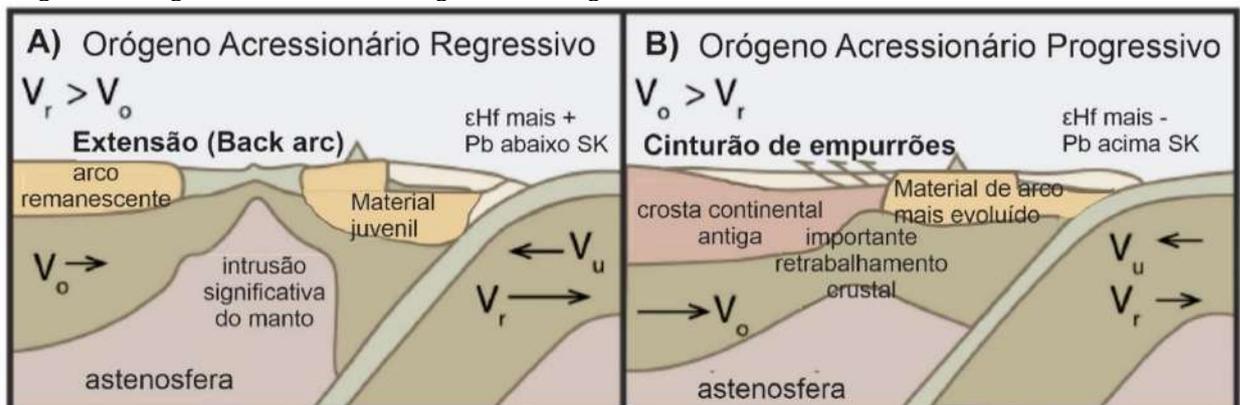
a) Retreating accretionary orogens (Orógenos acrescionários regressivos)

Se formam em um regime predominantemente extensional, ocorrendo processos de recuo de parte da placa subductada (*slab rollback*) devido a interação entre a carga da placa subductante e forças de flutuabilidade (*buoyancy forces*) da raiz da crosta, que sofre delaminação ao longo da zona de subducção. Estes processos ocorrem quando a velocidade de convergência entre a placa superior (V_o) e a placa inferior (V_u), subductante, é menor que a velocidade de retorno (V_r) de parte da placa inferior (Figura 6A). Como resultado há um recuo da trincheira a partir da margem continental, uma extensão da placa superior atrás do arco magmático e um influxo de grande quantidade de material mantélico, contribuindo para composições isotópicas mais juvenis nas rochas de arco e valores de ϵ_{Hf} mais radiogênico e mais positivo. Períodos de extensão na placa superior são intercalados por períodos de compressão, causados por bloqueios transitórios da zona de subducção, motivados pelo aporte de anomalias de flutuabilidade na placa inferior. Esta intercalação resulta no desenvolvimento de complexos arcos e retroarcos (*back-arcs*), com os repetitivos episódios extensionais, permitindo a intrusão de magmas juvenis derivados do manto, radiogênicos, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ em rocha total e valores de $\epsilon_{Hf}(t)$ em zircão ficando mais positivos com o passar do tempo.

b) Advancing accretionary orogens (Orógenos acrescionários progressivos)

Se formam quando a placa superior avança sobre a trincheira, resultando em um regime tectônico compressional, caracterizado por um espessamento crustal significativo e o desenvolvimento de dobras e empurrões (ex. Andes). Neste caso, a velocidade de convergência entre a placa superior (V_o) e a placa inferior (V_u) é maior que a velocidade de retorno (V_r) de parte da placa inferior, resultando em maior contribuição da crosta continental antiga através de seu retrabalhamento, o que acarreta uma composição isotópica mais evoluída, com ϵ_{Hf} menos radiogênico e mais negativo. Comparado ao outro sistema, este apresenta menor intrusão de magma radiogênico com derivação mantélica. Os parâmetros petrogenéticos também tendem a progredir para valores positivos de $eNd(t)$ em rocha total e valores positivos de $\epsilon_{Hf}(t)$ em zircão com o passar do tempo, entretanto, com taxas menores. Esses orógenos apresentam significativa erosão tectônica entrando na zona de subducção, gerando grande quantidade de material supracrustal que é incorporado ao arco magmático em desenvolvimento (Figura 6B).

Figura 6 - Orógenos acrescionários, Regressivo e Progressivo



Legenda: Orógenos acrescionários regressivos (A) e progressivos (B). V_o – Velocidade de convergência da placa superior, V_u – velocidade de convergência da placa inferior e V_r – velocidade de retorno.

Fonte: Martin *et al.*, 2020. Traduzida pelo autor, 2022.

Ressalta-se que existem modelos que podem ser aplicados a essa aglutinação em relação a dispersão do último supercontinente existente, são eles:

Introversão: o novo supercontinente se forma com o fechamento de um corpo de água mais jovem e interior. Seria, atualmente, o caso do oceano Atlântico, que corresponde ao local do centro de massa do Pangea.

Extroversão: o novo supercontinente se forma com o fechamento de um corpo de água mais antigo e exterior. Seria, atualmente, o caso do oceano Pacífico, que corresponde ao local oposto (180 graus, no globo) ao centro de massa do Pangea.

A correlação de períodos de extensão da litosfera e períodos de compressão ao redor das margens dos supercontinentes, apresentam implicações por processos geodinâmicos. Em particular, isso tem potencial para prover *insights* dentro de uma narrativa de dois processos iniciais de dispersão e fragmentação de continentes: a) modelo de *Top-down*, onde há a instalação de zonas de subducção ao redor de uma grande massa continental, causando a extensão da litosfera de cima para baixo através de processos de rifteamento; b) o modelo *bottom-up*, onde há a instalação de uma pluma mantélica sob uma grande massa continental, capaz de iniciar a separação dos continentes (Cawood *et al.* 2016).

Após a explicação de modelos para aglutinação e dispersão de continentes, é necessária uma explicação breve desses momentos na história geodinâmica da Terra, passando desde os primeiros supercontinentes até os dias atuais. Sendo cinco os supercontinentes mais bem descritos na literatura, do mais antigo para o mais novo estão: Kenorland, Columbia (Nuna), Rodínia, Gondwana (Pannotia) e Pangea (Tabela 1).

O presente trabalho vai entrar em detalhe somente sobre o Rodínia, entretanto, a seguir serão citadas algumas observações pertinentes sobre os outros supercontinentes sempre que for necessário.

Primeiramente, é necessário destacar que a elaboração dos modelos para evolução dos supercontinentes pré-Rodínia é desafiada pela fragmentação, e natureza incompleta do registro geológico, do arqueano ao mesoproterozóico e a possibilidade de que diferentes formas tectônicas tenham operado anteriormente na história da Terra. Portanto, os autores que trabalham com estes temas usam bastante modelagens geodinâmicas e interpretações teóricas.

Tabela 1 – Períodos e de estabilidade dos possíveis supercontinente na história.

Supercontinente	Período
Vaalbara	3.1 – 2.8 Ga
Ur	3 Ga
Kenorland	2.7 – 2.5 Ga
Columbia (Nuna)	2.1 – 1.8 Ga
Rodínia	1.1 – 0.9 Ga
Gondwana (Pannotia)	0.8 – 0.5 Ga
Pangea	0.2Ga – tempos atuais

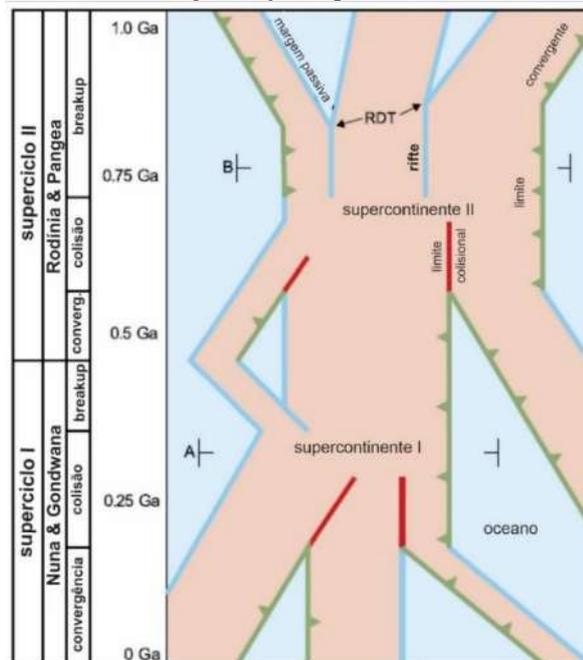
Fonte: Nance *et al.*, 2014.

3.1. O ciclo dos supercontinentes

Os Superciclos são as transições (formação e separação) de um supercontinente em outro, como os casos do Nuna em Rodínia ou do Gondwana em Pangea. Após o período acrescionário, de formação do supercontinente, acontece o desenvolvimento de zonas de subducção ao redor das margens continentais e essa tensão litosférica é suficiente para dar início ao processo de quebra (*breakup*). Assim, Cawood *et al.* (2016) dividiram esse processo de aglutinação e fragmentação dos blocos continentais em dois Superciclos principais.

O primeiro superciclo envolveu a aglutinação da maioria dos crátons arqueanos no paleoproterozóico para a formação do supercontinente Nuna, seguido de uma dispersão parcial dos crátons marginais e uma posterior aglutinação para a formação do Rodínia no mesoproterozóico. O segundo superciclo envolve, já no final do neoproterozóico, a aglutinação dos blocos continentais derivados do *breakup* do Rodínia para formar o Gondwana, seguido da adição do Laurásia no final do paleozóico para formar o Pangea, que posteriormente tem sua dispersão iniciada no mesozóico (Figuras 7 e 8).

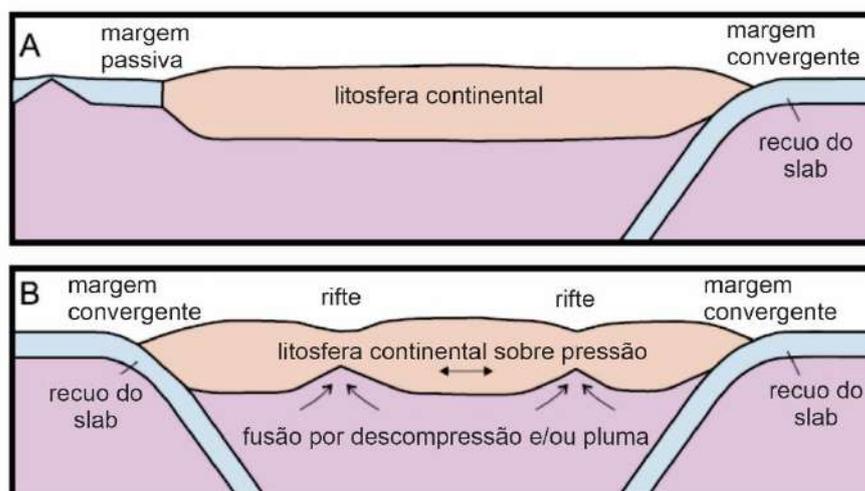
Figura 7 - Desenho esquemático proposto para os modelos de superciclos I e II envolvendo aglutinação e quebra de continentes.



Legenda: Convergência resulta na formação de supercontinentes. Terminação em zonas de subducção através de colisões continentais resultam na iniciação de subducção ao longo das margens do supercontinente. RDT – transição do rifte para o drifte.

Fonte: Cawood *et al.*, 2016. Traduzida pelo autor, 2022.

Figura 8 - Seções esquemáticas A e B através dos superciclos I e II na figura 7.



Legenda: A seção A corresponde a uma hipotética situação de aglutinação do Nuna e Gondwana, enquanto a seção B corresponde a uma situação hipotética do Rodínia e Pangea.

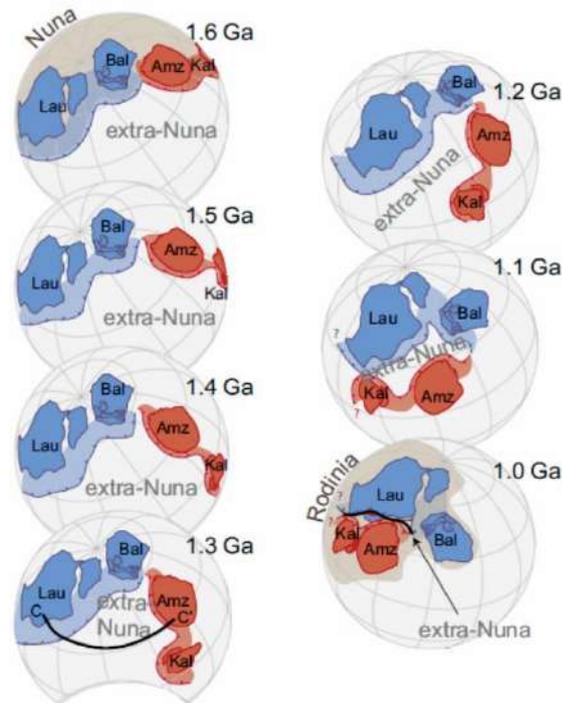
Fonte: Adaptado de Cawood *et al.*, 2016. Traduzida pelo autor, 2022.

3.2 O supercontinente Rodínia: Formação e Fragmentação.

Martin *et al.* (2020) mostram que orógenos acrescionários entre o paleoproterozóico e mesoproterozóico se instalaram nas margens dos crátons Laurentia, Baltica, Amazonia e Kalahari. Estes, por sua vez, constituíam o núcleo do supercontinente Rodínia. O sistema orogênico localizado nas margens do Laurentia e Báltica registra um processo acrescionário regressivo, caracterizado por valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ depletados, tempo curto de residência crustal nos grãos de zircão estudados e assinaturas de rocha total juvenil em isótopos de Pb. Na outra margem do oceano Extra-Nuna, as características isotópicas encontradas tanto no cráton Amazonia quanto no cráton Kalahari são de um sistema orogênico acrescionário progressivo.

A justaposição desses dois sistemas orogênicos deu origem ao supercontinente Rodínia. A figura abaixo exemplifica bem a teoria de Martin *et al.* (2020). Nela é possível observar que ainda no supercontinente Nuna, em 1.6 Ga, os quatro crátons citados no parágrafo anterior estavam lado a lado, onde o Laurentia e Báltica partilhavam a mesma zona de subducção e a mesma relação era observada entre o Amazonia e o Kalahari. A evolução dos processos tectônicos, já explicados no texto, levou a rotação e aproximação dos crátons até a extinção completa do oceano Extra-Nuna, gerando a sutura dos continentes e formando o núcleo do supercontinente Rodínia entre 1.1 e 1.0 Ga (Figura 9).

Figura 9 - Evolução do oceano Extra-Nuna desde o Nuna até o Rodínia em 1.0Ga.

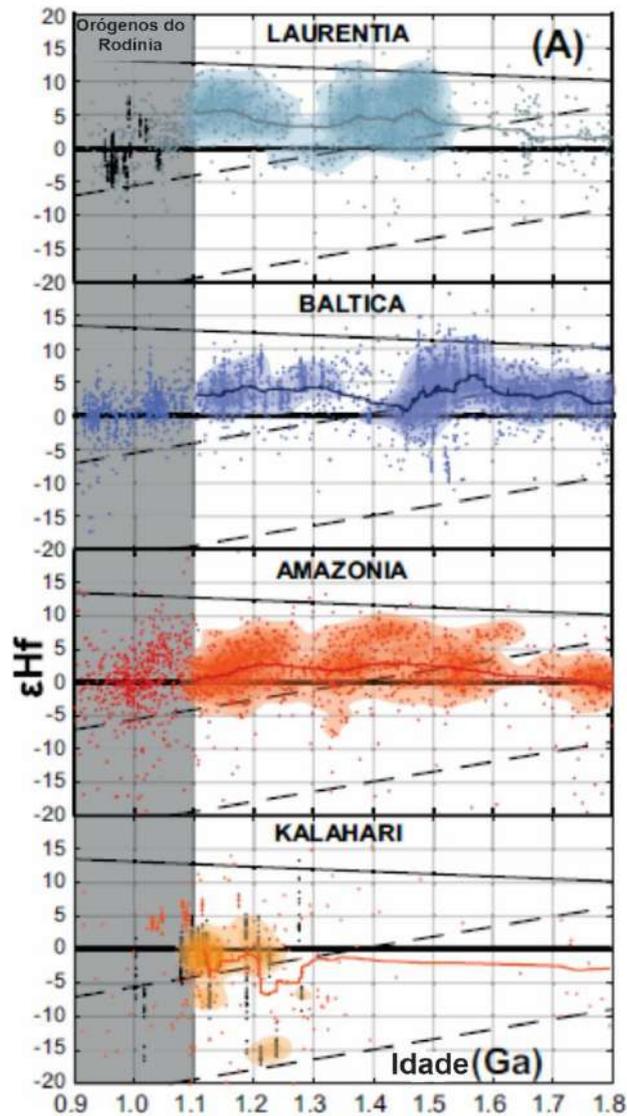


Legenda: A área em azul representa um orógeno acrescionário regressivo e a área em vermelho representa um orógeno acrescionário progressivo. Lau – Laurentia, Bal – Baltica, Amz – Amazonia, Kal - Kalahari

Fonte: Martin *et al.*, 2020. Adpatada pelo autor, 2022.

As análises isotópicas pelo método Lu-Hf em zircão apresentadas em Martin *et al.* (2020), mostram que os pares de crátons indicavam especificidades distintas (Figura 10). O par Laurentia e Báltica apresentava valores médios de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivo entre 1.8 e 1.1 Ga e somente depois de 1.1 Ga houve uma tendência desses valores ficarem negativos. O mesmo pode ser dito para o outro par, Amazonia e Kalahari, porém ressalta-se que o cráton Amazonia tem valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos entre 1.8 e 1.6, passando a valores positivos até 1.2 Ga e terminando com valores negativos após 1.1Ga. O cráton Kalahari apresenta uma ausência de dados entre 1.7 e 1.35 Ga, mas, passa a apresentar valores negativos nas idades mais novas. Esse período de 1.1 Ga representa o momento de colisão entre os crátons para a formação do Rodínia, logo era esperado que os valores fossem negativos, indicando um maior retrabalhamento crustal.

Figura 10 - $\epsilon\text{Hf}(t)$ X idade (Ga) dos crátons que formam o núcleo do supercontinente Rodínia: Laurentia, Baltica, Amazonia e Kalahari.



Legenda: O gráfico foi feito com contornos produzidos com a espessura da banda $x = 20$ Ma, $y = 1 \epsilon\text{Hf}$ usando uma estimativa de densidade kernel bivalente.

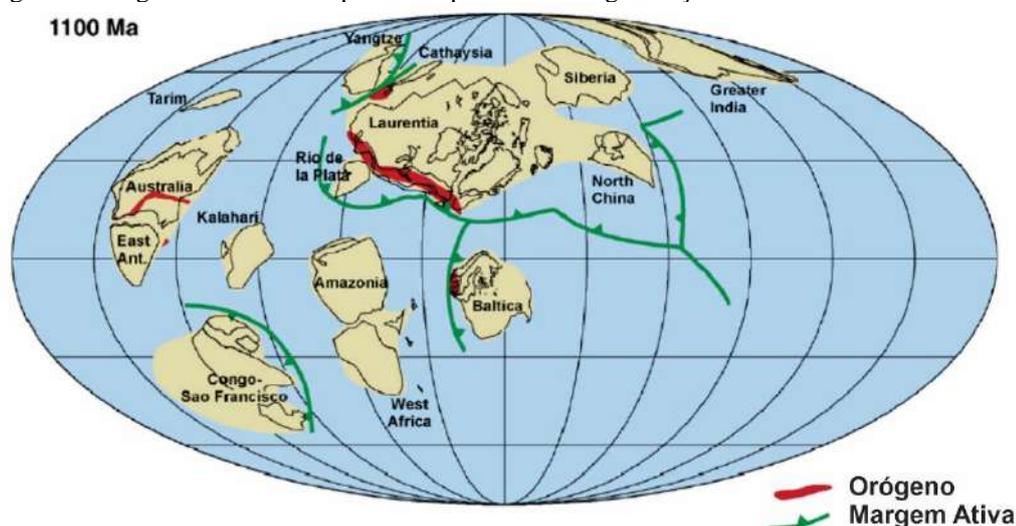
Fonte: Martin *et al.* (2020). Traduzido pelo autor, 2022.

A geoquímica isotópica pelo método Pb-Pb em rocha total, entre os quatro crátons e os terrenos aglutinados (Martin *et al.* 2020), é mais um indicativo que esses terrenos tiveram uma evolução conjunta e que estavam próximos desde antes da colagem para formar o supercontinente Rodínia. O uso de terrenos aglutinados auxiliou essa dedução, como pode ser observado na figura 9. Além disso, Martin *et al.* (2020), concluiu que o cráton Rio de la Plata não faria parte desse núcleo do Rodínia, como outros autores afirmavam (Z.X.Li *et al* 2008). Eventos orogênicos estateniano-toniano no Laurentia, Báltica, Amazonia e Kalahari são

comumente associados com um magmatismo anortosítico ou AMCG (*Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite*), o qual, ainda, não foi encontrado no cráton Rio de la Plata.

De acordo com Z.X. Li *et al.* (2008), em 1.100 Ma teríamos o seguinte posicionamento dos crátons componentes do supercontinente Rodínia, mostrado na figura 11, no entanto, como evidenciado acima, Martin *et al.* (2020) explicaram essa época de maneira mais detalhada. Dessa forma, serão analisadas, e explicadas, as suposições de Z.X. Li *et al.* (2008), a partir de 900 Ma, já relacionando os eventos subsequentes a fragmentação do Rodínia.

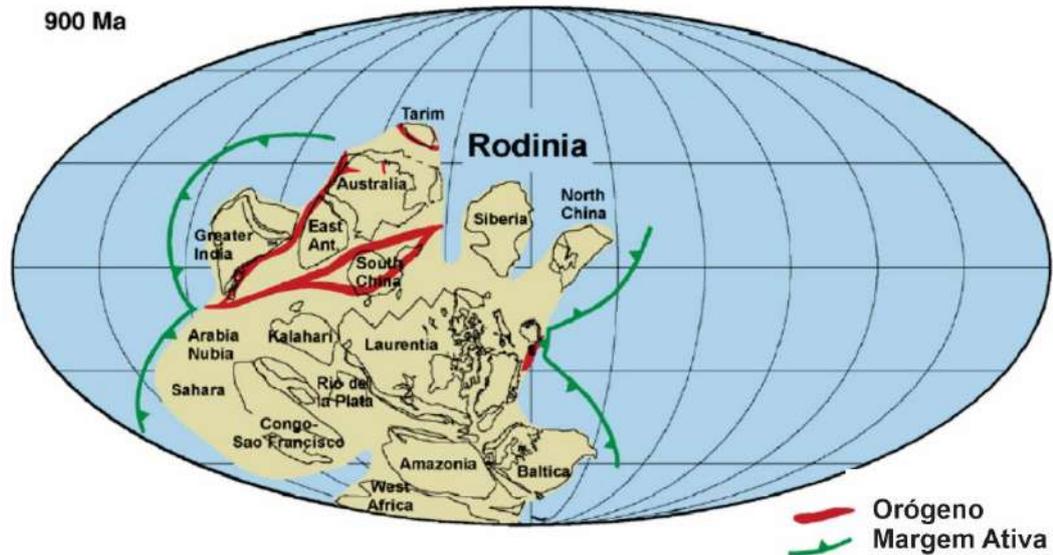
Figura 11 - Figura mostrando os primeiros processos de aglutinação do Rodínia.



Fonte: Z.X. Li *et al.*, 2008. Adaptada pelo autor, 2022.

O período de 900 Ma marca o ápice da colagem dos crátons na formação do supercontinente Rodínia (Figura 12). Z.X. Li *et al.* (2008) listam uma série de eventos e trabalhos que comprovam essa teoria. Eventos orogênicos dessa idade incluem: a) arcos vulcânicos e ofiolitos entre 920 e 880 Ma na região de Sibao, *South China*; b) arcos vulcânicos ao longo da margem norte do cráton Yangtze; c) e eventos metamórficos de alto grau nos crátons da Índia e *East Antarctica*. Pode ter sido nesse momento que o cráton Tarim se juntou ao cráton Australia, onde há a presença de xistos azuis denominados Aksu. Além de outros eventos orogênicos ao redor do mundo como por exemplo o orógeno de Capricórnio e o de King Leopold no cráton australiano.

Figura 12 - Imagem referente a etapa de convergência total do Rodínia.

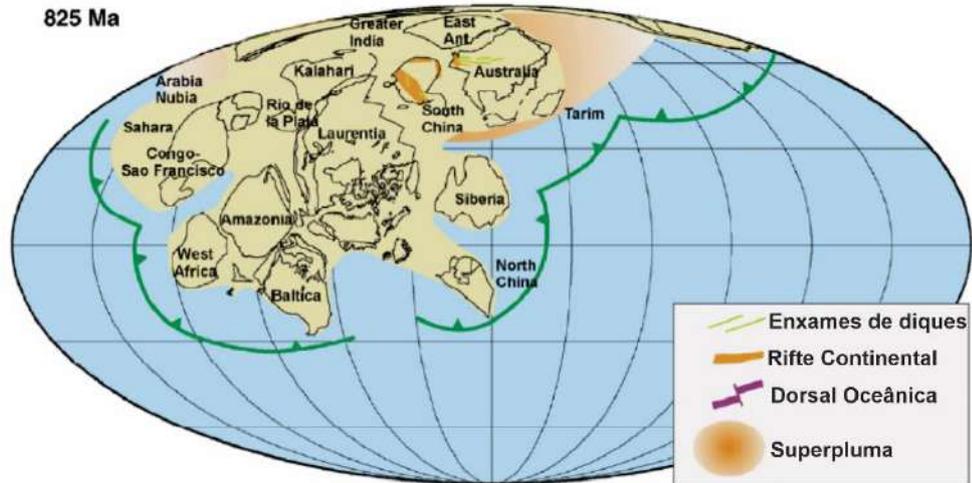


Fonte: Z.X. Li *et al.*, 2008. Adaptada pelo autor, 2022.

Após o período de 900 Ma, Z.X. Li *et al.* (2008) mostram que os registros paleomagnéticos se tornaram escassos e os eventos magmáticos seriam restritos e não relevantes no contexto de supercontinente. Entretanto, intrusões bimodais, registradas nos Caledonides escandinavos e no cráton Laurentia, com idades de 845 e 870 Ma, respectivamente, poderiam representar o início do *break-up* do Rodínia, registrando assim o início da atividade da superpluma que se instalou abaixo do supercontinente. Portanto, Z.X. Li *et al.* (2008) consideraram como ponto de partida do *break-up* do Rodínia a instalação de uma superpluma, contrapondo a hipótese de Cawood *et al.* (2016), que indicam um modelo inicial de rifteamento *top-down*, seguido da instalação de plumas mantélicas.

De acordo com Z.X. Li *et al.* (2008), os eventos de superpluma em 825 Ma (Figura 13), seguido de um rifteamento continental, permaneceu ativo por 25 milhões de anos, com outro pico magmático em 800 Ma.

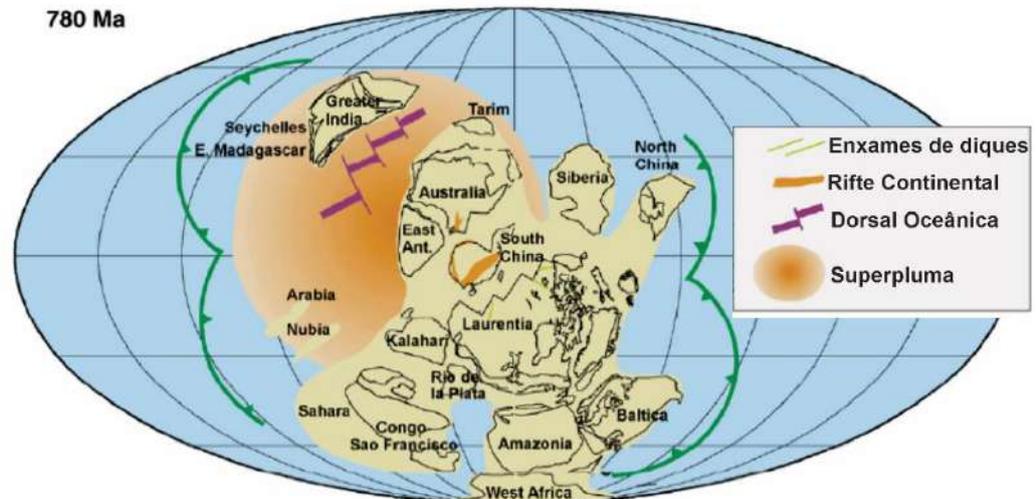
Figura 13 - Superpluma atuando no início da fragmentação do Rodínia.



Fonte: Z.X. Li *et al.*, 2008. Adaptada pelo autor, 2022.

Outra superpluma teria ocorrido por volta de 780 Ma, com bons exemplos, tais como o evento *Gunbarrel* no cráton Laurentia e o evento Kangding no cráton Sul da China. Nesse período, o supercontinente Rodínia se moveu para longe da região do Polo Norte e o cráton Indiano já havia se separado (Figura 14).

Figura 14 - Outro possível registro da atuação de uma superpluma na fragmentação do Rodínia.



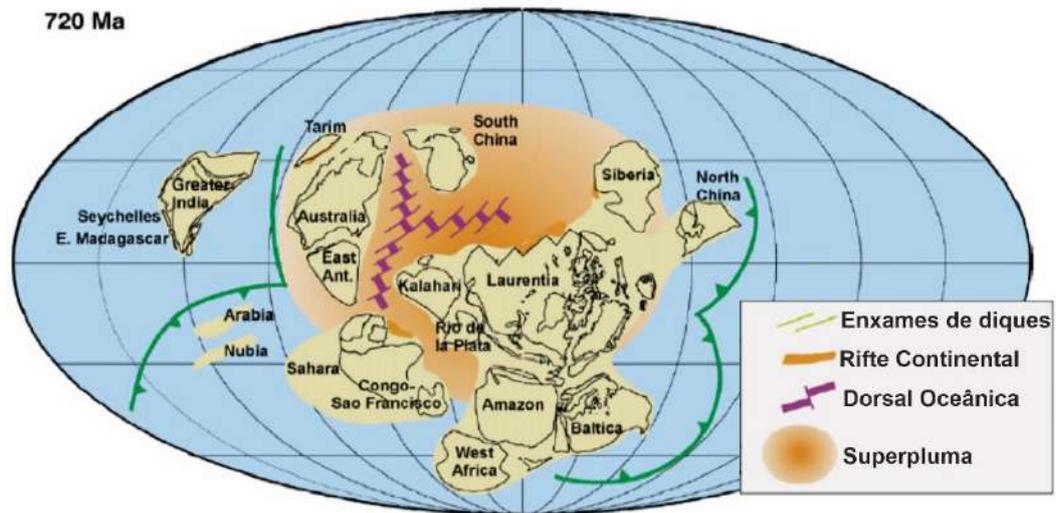
Fonte - Z.X. Li *et al.*, 2008. Adaptada pelo autor, 2022.

Dando continuidade à quebra do Rodínia, posicionada acima de uma superpluma equatorial, a região ocidental do continente começou a se separar. Registros de um magmatismo bimodal, entre 755-750 Ma, são os últimos vistos cortando todo o continente. Como em 825 Ma, magmatismos sin-tectônicos continentais documentados por contatos

erosivos entre rochas intrusivas de 770 – 750 Ma e sucessões de riftes são características comuns (Kalahari, *South China* e as margens ocidental e meridional do Laurentia são locais onde essas características puderam ser observadas).

Em 720 Ma já havia a separação dos paleocontinentes *Australia – East Antartica* e o *South China*, inclusive na presença de um grande oceano. Além disso, os crátons Kalahari e Siberia provavelmente começaram a se separar do Laurentia nesse período (Figura 15).

Figura 15 - Atuação da superpluma e o surgimento de uma dorsal oceânica.



Fonte: Z.X. Li *et al.*, 2008. Adaptada pelo autor, 2022.

Os períodos seguintes já remetem a formação dos sistemas orogênicos Ribeira, Brasília e Araçuá durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro, no final do neoproterozóico, e serão explicados em capítulos posteriores.

4 GEOLOGIA REGIONAL

A província Mantiqueira corresponde a um sistema orogênico definido por Almeida *et al.* (1981). Paralela à costa brasileira, ela engloba toda a região Sudeste, Sul e parte da região Nordeste. O segmento central da Província Mantiqueira, onde está localizada a área de estudo da presente tese, registra etapas de compartimentação tectônica diácronas, resultado da interação, em épocas distintas, de paleoplacas maiores (Paranapanema e São Franciscana / Congo) entre si ou com microplacas (Serra do Mar) e arcos magmáticos (Rio Negro) (Tupinambá *et al.* 2013). As duas principais orogêneses neoproterozóicas neste segmento da Província Mantiqueira deram origem às faixas móveis Brasília e Ribeira.

Na Faixa Brasília o estágio pré-colisional (680 – 630Ma) representou a geração de arcos magmáticos que correspondem, hoje, à segmentos profundos de crosta continental na *Nappe* Socorro-Guaxupé até a crosta superior do Domínio Apiaí – São Roque, onde as intrusões do arco se alojam em uma plataforma carbonática neoproterozóica (Campos Neto, 2000). Na *Nappe* Guaxupé estes arcos magmáticos são representados por gnaisses porfiríticos do Batólito Pinhal –Ipuina (Haddad, 1995), enquanto na *Nappe* Socorro são representados por rochas semelhantes do Batólito Serra da Água Limpa (Vinagre, 2014; Vinagre *et al* 2016; Peternel *et al.* 2020).

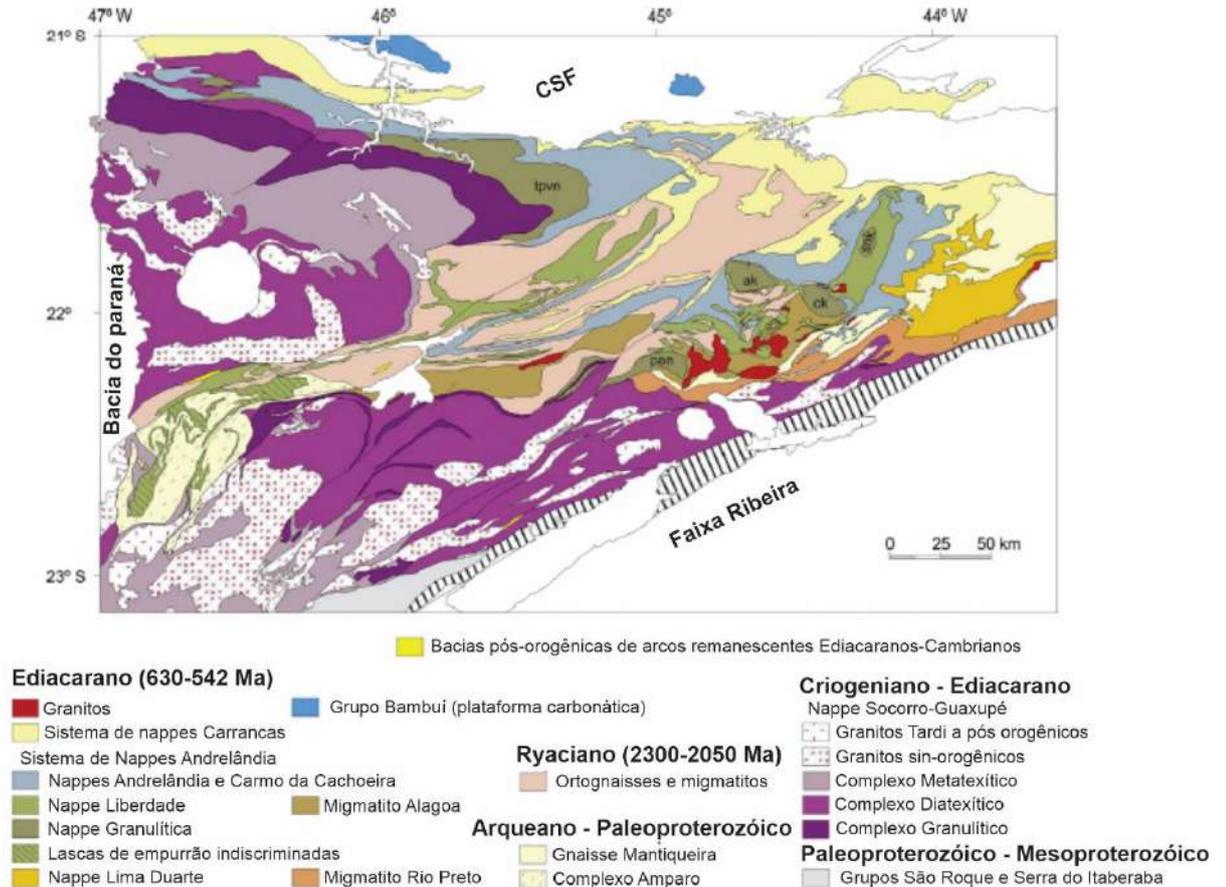
Durante o período colisional (630 – 610Ma) ocorreu o fechamento do oceano Goianides, resultando na colisão entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco, estruturando assim a porção sul do Orógeno Brasília. Um complexo sistema de Nappes de cavalgamento sub-horizontais, com vergência para leste - nordeste sobrepondo-se a borda sudoeste do cráton São Francisco, acabou sendo originado após esse processo. Dobras apertadas a isoclinais em escala regional, representadas por forte xistosidade e lineação de estiramento, e lascas de embasamento sobrepostas à cobertura metassedimentar são indicativos da intensa deformação registrada (Heilbron *et al.* 2004, Tupinambá *et al.* 2013).

Rochas metamorfozadas em fácies anfíbolito e granulito da *Nappe* Socorro-Guaxupé incluem remanescentes de arcos magmáticos e unidades metassedimentares associadas, as quais foram empurradas sobre rochas do sistema de *Nappes* Andrelândia (Campos Neto e Figueiredo 1995; Campos Neto *et al.*, 2011; Trouw *et al.*, 2013). Foi sugerido que as rochas da *Nappe* Guaxupé constituem uma extensão do Arco Mágmatóico Goiás, que teve seu desenvolvimento iniciado nos segmentos central e setentrional do Orógeno Brasília, em torno de 850-800 Ma (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000). Entretanto, uma cristalização

similar com idade próxima a 800 Ma, assim como uma assinatura de idade juvenil Lu-Hf e Sm-Nd, ainda não foram identificadas na *Nappe* Guaxupé (Janassi, 1999; Mora *et al.*, 2014; Rocha *et al.*, 2017, 2018). Idades de 811 Ma, calculadas através do SHRIMP em zircão, são associadas a idade de cristalização dos protólitos dos ortognaisses do Complexo Embu (Cordani *et al.*, 2002), e este foi interpretado como parte da *Nappe* Socorro – Guaxupé (Trouw *et al.*, 2013; Vinagre *et al.*, 2017), hipótese que será discutida ao longo do trabalho.

Separada em dois conjuntos de *nappes*, Inferiores (sistema de *Nappes* Andrelândia) e Superiores (*Nappe* Socorro-Guaxupé), a Faixa Brasília Sul apresenta metamorfismo em diferentes graus. Nas *Nappes* Inferiores o metamorfismo é de pressão alta, com zoneamento inverso, típico de zonas de subducção exumadas, variando, de leste a oeste, de fácies xisto verde baixo no Domínio Autóctone até fácies granulito na *Nappe* Varginha e *klippes* correlatas (Figura 16). Enquanto nas *Nappes* Superiores o metamorfismo passa a ser de mais alta temperatura, associado à geração de abundante volume de rochas granitóides, com facies granulito de pressão intermediária na base, passando para facies anfibolito em níveis mais rasos na estruturação da *nappe*. Associado a este metamorfismo está presente uma foliação metamórfica desenvolvida nessas condições, prevalecendo indicadores cinemáticos que mostram o transporte de topo para E-NE. Zonas de cisalhamento sin-metamórficas, normal-oblíqua, com lineações mineral e de estiramento orientadas a NW-SE ocorrem na *nappe* Guaxupé. Zonas de cisalhamento lateral-direito são frequentes na *nappe* Socorro (Heilbron *et al.* 2004).

Figura 16 – Mapa geológico da Faixa Brasília Sul.



Legenda: CSF – Cráton São Francisco

Fonte: Campos Neto, 2000 e Campos Neto *et al.*, 2004, 2007 e 2011.

O magmatismo observado nesse período colisional resultou de extensiva reciclagem, refletida na geração de grande volume de granitos crustais ao longo de toda a seção da Nappe Socorro Guaxupé, sendo subdividido em suíte manganesífera (630-625 Ma), suíte cálcio-alcalina de alto K (625-620 Ma) e granitos anatóxicos (625 Ma), de acordo com Janasi (2002).

O segundo estágio colisional ocorreu entre 605 e 580 Ma e está relacionado à colisão dos Terrenos Paraíba do Sul e Oriental, que inclui o arco magmático Rio Negro, contra o paleocontinente São Francisco, com ápice em 580 Ma (Heilbron *et al* 2004). Neste evento foram geradas estruturas que transpuseram antigas feições na parte sul do Orógeno Brasília, com o Limite Tectônico Central (LTC) representando a sutura colisional desse evento. Contrastando com a estruturação formada na Faixa Brasília Sul, esta colisão foi oblíqua, resultando na partição da deformação em zonas de encurtamento frontal, orientadas para NE – SW, com mergulhos íngremes para sudeste e vergência para noroeste, com componente transpressivo dextral. Segundo Heilbron *et al.* (2004) e Tupinambá *et al.* (2013) essa colisão

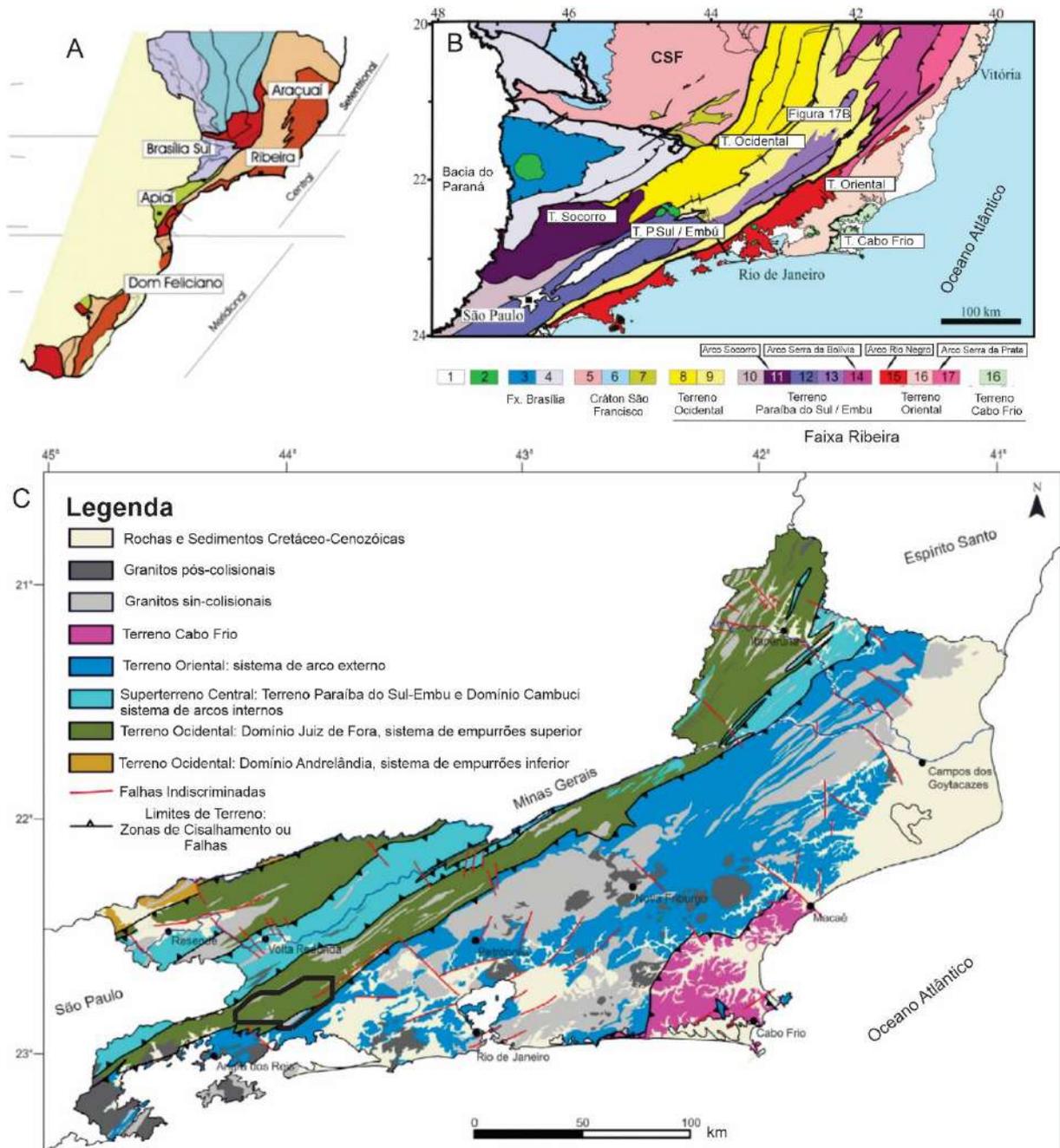
teria colocado os terrenos Paraíba do Sul/Embu e Oriental sobre o Terreno Ocidental e sobre os terrenos, recém amalgamados, da porção sul do Orógeno Brasília.

O evento tectônico mais recente, a Orogenia Búzios, é representado pela colisão do Terreno Cabo Frio a, aproximadamente, 520 Ma e estágio pós-orogênico entre 495 e 440 Ma, estruturando o segmento central da Província Mantiqueira (Figura 17A). Esta última etapa gerou deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio, associado a um metamorfismo de média a alta pressão. Nos demais terrenos, este episódio resultou em um redobramento de estruturas pré-existentes, associado à geração de zonas de cisalhamento subverticais destrais de direção NE - SW, como a de Paraíba do Sul e Caxambu (Schmitt *et al.* 2004, Heilbron *et al.* 2004) e zonas de cisalhamento subverticais destrais ainda em fácies anfíbolito no próprio Terreno Cabo Frio (Schmitt *et al.* 2004).

Os terrenos citados nos dois parágrafos anteriores compõem a divisão tectono-estratigráfica da Faixa Ribeira (Figura 17 B) sendo, de noroeste para sudeste: Terreno Ocidental (Domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora), Paraíba do Sul/Embu, Oriental (Domínios Cambuci, Italva e Costeiro) e Cabo Frio (Heilbron *et al.* 2000, 2004, 2016). Recentemente, Heilbron *et al.* (2020) reagruparam os terrenos e seus respectivos domínios de acordo com as mais recentes descobertas, logo a definição mais atualizada para o Sistema Orogênico Ribeira compreende a seguinte organização tectônica: Ocidental, Superterreno Central (Terrenos Paraíba do Sul / Embu e Domínio Cambuci), Oriental e Cabo Frio.

A área de estudo da presente tese abrange parte dos terrenos Ocidental, Superterreno Central e Oriental (Heilbron *et al.* 2020), como pode ser visto na Figura 17 C.

Figura 17 – Mapas tectônicos da Província Mantiqueira, Faixa Ribeira Central e do estado do Rio de Janeiro.



Legenda: A – Organização tectônica da Província Mantiqueira, modificado de Heilbron et al. 2004. B – Organização tectônica da Faixa Ribeira, modificado de Heilbron et al. 2017. C – mapa tectônico do estado do Rio de Janeiro

Fonte: Heilbron *et al.*, 2020. Traduzido pelo autor, 2022.

4.1 Principais Domínios, Grupos, Unidades e Litologias.

Apesar da continuidade entre rochas e estruturas aflorantes em áreas contíguas nos estados do Rio de Janeiro e São Paulo, alguns unidades apresentam organização e nomes diferentes, devido a classificação de cada autor. Assim, este item busca dar uma visão geral tanto dos grandes domínios inseridos em cada um dos terrenos da Faixa Ribeira, quanto das principais características do Complexo Costeiro no estado de São Paulo.

4.1.1 Faixa Ribeira

O Terreno Ocidental (Figura 17C) compreende o Domínio Juiz de Fora que, pode ser relacionado com a margem retrabalhada do Cráton São Francisco (Heilbron *et al.* 2013), além dos domínios Andrelândia e Autóctone, mais ao norte, e que não estão presentes na área estudada na presente tese (Tupinambá *et al.* 2007). O Domínio Juiz de Fora é composto pelo Complexo Juiz de Fora, pelo Grupo Raposos (no estado do Rio de Janeiro) e Grupo Andrelândia (Heilbron *et al.* 2020). As rochas do Complexo Juiz de Fora correspondem a ortogranulitos e ortognaisses com uma variedade de graus de deformação. A composição dos ortogranulitos varia de norítica a enderbítica e charnoenderbítica a charnockítica (Heilbron *et al.* 2020).

A sucessão metassedimentar, representada pelo Grupo Raposos (Figura 20) corresponde, juntamente com o Grupo Andrelândia, a margem passiva paleocontinente São Francisco. Contudo, o Grupo Raposos é considerado como o segmento distal dessa margem, enquanto o Grupo Andrelândia é considerado proximal. As rochas pertencentes ao Grupo Raposos apresentam, localmente, uma fábrica milonítica que ocorre intercalada com lascas do embasamento, representado pelo complexo Juiz de Fora (Heilbron *et al.* 2020), e são compostas por biotita paragnaisses bandados com espessas camadas de quartzitos e sillimanita granada k-feldspato gnaisses com intercalações de gonditos, quartzitos, sillimanita xistos e anfibolitos (Heilbron *et al.* 2020). Semelhante às rochas que são encontradas no Grupo Andrelândia, descritas como: paragnaisses e / ou xistos de origem pelítica a semi-pelítica, com intercalações de quartzitos, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e gonditos (Paciullo *et al.* 2003).

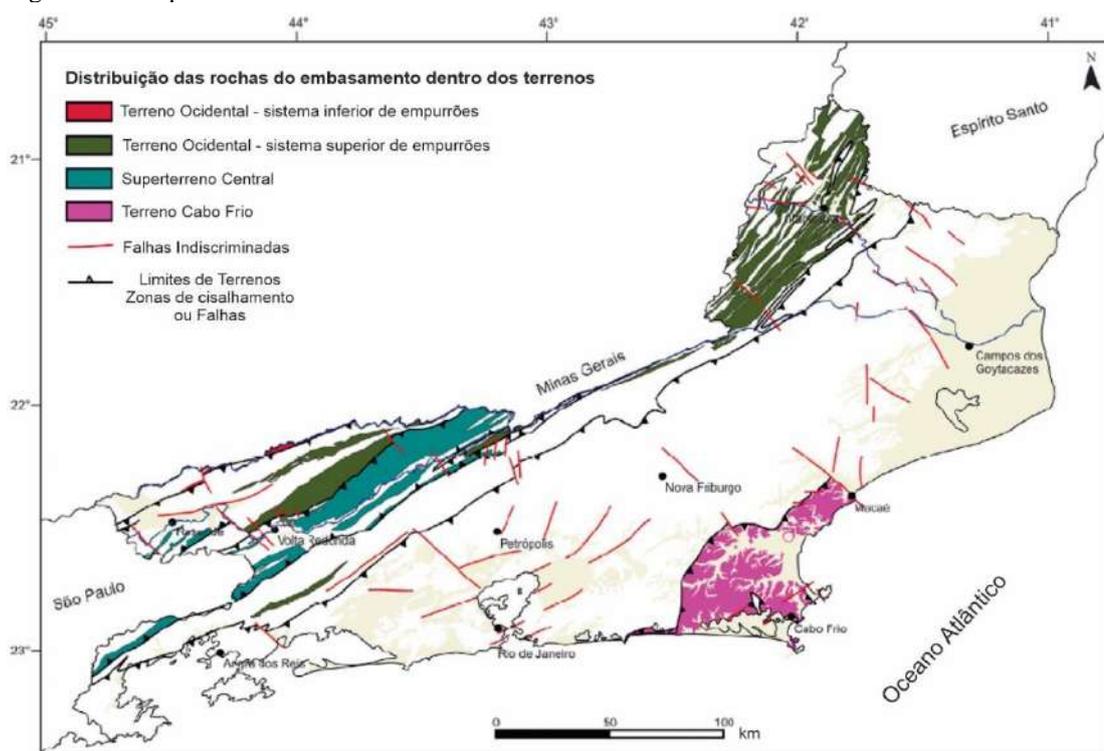
Corpos descontínuos de granitóides sin-colisionais do Tipo S ou híbridos estão localizados ao longo dos contatos entre as unidades supracitadas e são compostos por Granada leucogranitos, leuco-charnockitos e charnoenderbitos (Tupinambá *et al.*, 2007).

As datações feitas pelo método U-Pb por LA-ICP-MS, indicadas por Heilbron *et al* (2020) para o Complexo Juiz de Fora, apresentam uma coletânea de dados bibliográficos e mostram as seguintes conclusões:

- a) Rochas básicas toleíticas com idade de cristalização de 2.4 Ga;
- b) Rochas félsicas calcioalcalinas com idade de cristalização entre 2.14 e 2.09 Ga;
- c) Rochas félsicas e básicas com idade entre 1.7 e 1.6 Ga.

Com relação ao grupo Raposos, o limite máximo de deposição calculado através da borda de sobrecrecimento dos grãos de zircão fica entre 620 a 570 Ma e o zircão detrítico mais novo tem idade de 0.9 Ga.

Figura 18 - Mapa das rochas do embasamento nos Terrenos no estado do Rio de Janeiro.



Legenda: Cores e formas são indicadas na própria figura.

Fonte: Heilbron *et al.*, 2020. Adaptada pelo autor, 2022.

O Superterreno Central (Figura 17 C), localizado entre os terrenos Ocidental e Oriental, compreende os terrenos Embu / Paraíba do Sul e o domínio Cambuci (Heilbron *et al.* 2020).

O Terreno Paraíba do Sul / Embu possui uma classificação conjunta por terem seus litotipos considerados como similares por Heilbron *et al.* (2008). O Terreno Paraíba do Sul é composto por duas unidades principais: a) Complexo Quirino, que representa um embasamento paleoproterozóico composto por hornblenda ortognaisses com enclaves de rochas ultramáficas, máficas e calcissilicáticas; b) Grupo Paraíba do Sul (Figura 20), composto por rochas metassedimentares, principalmente biotita gnaisses, sillimanita – granada – biotita – gnaisses, margas dolomíticas e rochas calcissilicáticas (Tupinambá *et al.*, 2007). Dados de grãos de zircão analisados pelo método U-Pb indicam que a cristalização do protólito do gnaisse do Complexo Quirino tem idade calculada entre 2.3 e 2.1 Ga, com herança Neoarqueana.

No Estado de São Paulo o Terreno Embu foi descrito por Fernandes (1991), e foram identificados dois complexos: Rio Capivari, correspondente a um possível embasamento, descrito como migmatitos com mesossoma de (hornblenda) – biotita gnaisse tonalítico com leucossomas trondhjemíticos ou graníticos, contendo bandas ou *boudins* de anfibolitos, além de ortognaisses desde tonalíticos a graníticos. E o Embu, composto por rochas supracrustais, subdividido em três unidades distintas, que da base para o topo são:

- a) Redenção da Serra, contendo como litologias principais granada sillimanita biotita gnaisse e biotita gnaisse de composição tonalítica-granodiorítica, além de rochas calcissilicáticas e anfibolitos;
- b) Rio Paraibuna, composto de gnaisses semelhantes a unidade Redenção da Serra, porém intercalados com quartzitos de camadas métricas, rochas calcissilicáticas e material de alteração argiloso;
- c) Rio Uma, formada por xistos que possuem variação rítmica, ou seja, durante sua deposição o aporte sedimentar ora foi argilosa, ora foi mais quartzosa, além disso, possuem quartzitos impuros associados.

Essas três unidades apresentam contatos tectônicos e na maioria das vezes tem como resultado blastomilonitos e milonitos.

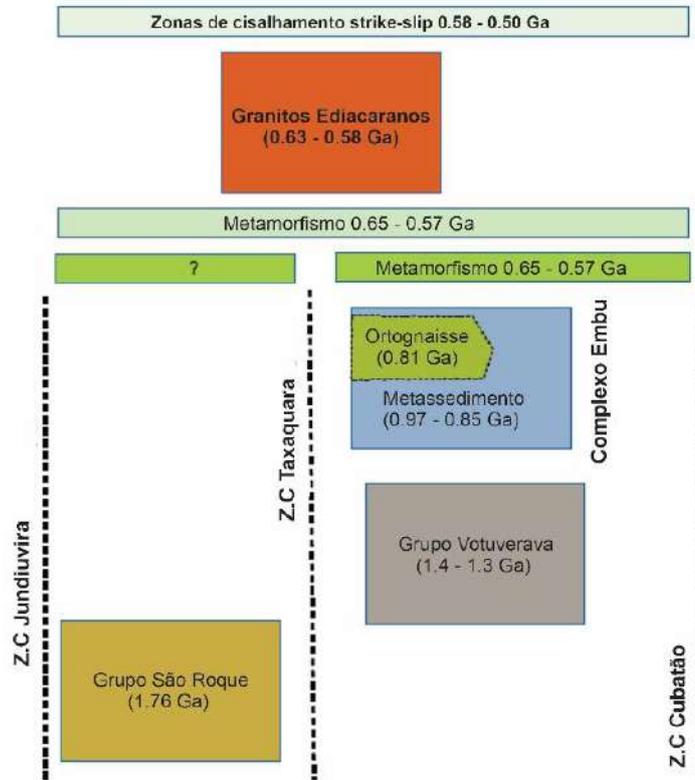
Babinski *et al.* (2001) apresentam dados de U-Pb SHRIMP em grãos de zircão de migmatitos do Complexo Rio Capivari, resultando em dados que indicam paleossomas proterozóicos (~2.0 Ga) formados a partir de rochas arqueanas. Além disso, foi determinada a idade de metamorfismo neoproterozóica (614 – 575 Ma) em bordas de sobrecrecimento nos grãos paleoproterozóicos e arqueanos.

Duffles *et al.* (2016) apresentam em seu estudo os dados geocronológicos de três amostras distintas encontradas em rochas metassedimentares do Complexo Embu, na região

entre as cidades de Piquete e Cruzeiro (SP), um (Sil-Grt) Bt-Mus-xisto e dois Quartzitos feldspáticos, intercalados em Biotita gnaissé com rocha calcissilicática, anfíbolito e ocorrências de mármore. As três amostras apresentaram grãos de zircão detríticos com picos principais no paleoproterozóico, entre 2.1 e 2.2 Ga, e outras idades variando desde arqueanas a mesoproterozóicas, sendo as mais novas próximo à 1.75 Ga. Os grãos de zircão interpretados como metamórficos foram divididos em três conjuntos: a) o mais antigo entre 675 e 640 Ma, interpretado como associado à instalação das rochas do arco magmático da *Nappe Socorro*; b) ente 620 e 603 Ma, interpretado como do metamorfismo sin-colisional da Faixa Brasília; c) próximo a 575 Ma, relacionado à primeira colisão da Faixa Ribeira.

Estudos recentes mostram novas interpretações para o entendimento do Terreno Embu, entre eles: a) Passarelli *et al.* (2019), que passam a considerar o Complexo Rio Capivari não mais como o embasamento do Terreno Embu, e sim como parte do Terreno Curitiba, que representa o domínio interno da parte meridional da Faixa Ribeira, composto por gnaisses paleoproterozóicos e migmatitos intensamente deformados no neoproterozóico. Este teria sido colado ao terreno Embu no final da aglutinação do Gondwana; b) Campanha *et al.* (2019), apresentando dados geocronológicos consistentes, que mostram que o Complexo Embu teve seu aporte sedimentar restringido entre 0.97 e 0.85 Ga, no qual 0.97 Ga representa o grão mais novo obtido no trabalho e 0.85 Ga a idade mais antiga de metamorfismo encontrado em sobrecrescimentos nas bordas dos grãos de zircão detríticos (Figura 19).

Figura 19 - Relações tectonoestratigráficas do Complexo Embu e áreas vizinhas.



Fonte: Campanha *et al.*, 2019. Traduzido pelo autor, 2022.

O Domínio Cambuci, que também compreende o Grupo Bom Jesus do Itabapoana (Figura 20), é dividido pelas unidades: a) Cambuci, composta por biotita gnaisses bandados, granada gnaisses e mármore; b) São João do Paraíso, que contém leucocharnockitos e charnoenderbitos e; c) rochas do arco magmático Serra da Bolívia (Heilbron *et al.* 2013), que são representadas por variadas composições desde rochas básicas até ácidas, tendo o hornblenda ortognaisse de granulometria grossa, de composição granodiorítica a quartzodiorítica como o litotipo principal, seguido por monzogabros, monzodioritos, monzonitos e sienitos.

O Terreno Oriental (Figura 17 C) compreende os arcos magmáticos Serra da Prata (Peixoto *et al.* 2017), Rio Negro (Tupinambá *et al.* 2012) e suas respectivas coberturas neoproterozóicas.

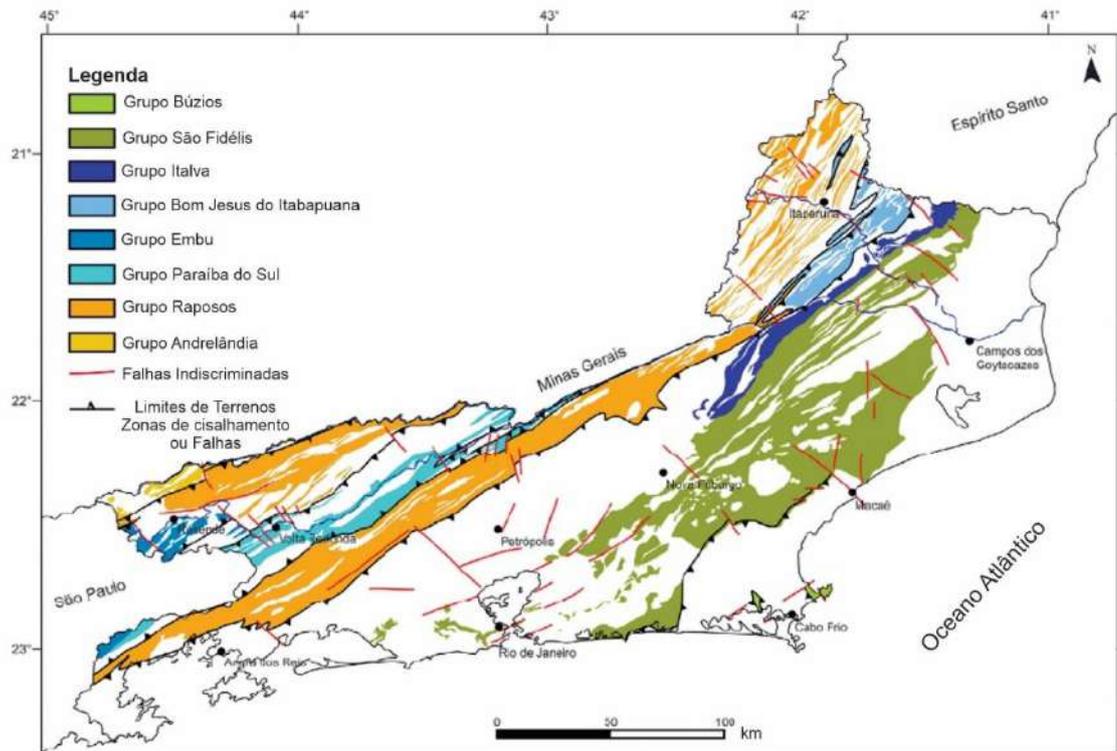
O arco magmático Serra da Prata compreende tonalitos, granodioritos e ortognaisses dioríticos. A rocha principal é um hornblenda biotita gnaisse mesocrático, contendo 40% de hornblenda e biotita (Heilbron *et al.* 2020). Os resultados U-Pb em zircão dos ortognaisses do Complexo Serra da Prata e das unidades vulcano-metassedimentares do Grupo Italva (Figura 20), se mostram contemporâneos, onde quatro amostras de hornblenda biotita gnaisses e mais uma amostra de biotita gnaisse, apresentam idade de cristalização entre 856 ± 9 Ma e 807 ± 4

Ma e uma amostra de biotita muscovita gnaïsse, representativa da unidade Euclidelândia, apresenta zircões de idade entre 940 e 720 Ma, com predominância de grãos de zircão de idade toniana (~850 Ma), provavelmente tendo o complexo Serra da Prata como fonte principal (Peixoto *et al.* 2017).

O Grupo Italva, que é considerado uma bacia do tipo *back-arc*, é representado por gnaïsses intercalados com mármore e anfibolitos e foi dividido em 3 unidades, da base para o topo: Euclidelândia, São Joaquim e Macuco. A unidade Euclidelândia consiste no biotita muscovita gnaïsse foliado, de granulometria fina a grossa, tendo, possivelmente, um protólito de composição pelítica-psamítica com alguma proporção de sedimentos vulcânicos ou vulcanoclásticos. O contato entre a unidade anterior e a unidade São Joaquim, composta por mármore foliados e bandados intercalados com anfibolitos, biotita gnaïsses, camadas centimétricas de quartzitos e rochas calcissilicáticas, é abrupto, altamente deformado, caracterizado pela presença de rochas miloníticas e repetição tectônica entre ambas. Por fim, a unidade Macuco é caracterizada por um granada biotita gnaïsse, bandado e foliado, de granulometria fina a grossa, heterogênea, com lentes e boudins de anfibolitos.

O arco magmático Rio Negro, que corresponde ao maior arco do estado do Rio de Janeiro, é formado por um grupo de ortognaïsses plutônicos foliados à homogêneos, de composição diorítica a granodiorítica, além de gnaïsses porfirítico e leucognaïsses (Heilbron *et al.* 2020), que representam o Complexo Rio Negro. Estudos em zircão mostram que a idade de cristalização (U-Pb) para as rochas deste complexo são 792 ± 12 Ma, calculado em um tonalito a oeste da cidade do Rio de Janeiro (Heilbron & Machado 2003) e 640 – 610 Ma (Tupinambá *et al.* 2012). O Grupo São Fidélis (Figura 20), é classificado como a sequência supracrustal associada ao arco Rio Negro, considerada como uma bacia do tipo *back-arc*, e caracterizado por paragnaïsses metapelíticos de alto grau, com lentes de quartzito e rochas calcissilicáticas (Tupinambá *et al.* 2007). Pode ser dividido em duas unidades principais, a primeira tem como rocha principal o gnaïsse kinzigítico (silimanita-biotita-granada gnaïsse) e a segunda é composta por gnaïsse com granada e silimanita, além de quartzitos puros ou feldspáticos, lentes ou *boudins* de rocha calcissilicática e anfibolitos. Dados geocronológicos para esse grupo indicam a existência de uma fonte mista para os sedimentos, uma correspondendo ao arcos Rio Negro e Serra da Prata e outra, mais antiga, relacionada aos crátons Cabo Frio – Angola (Lobato *et al.* 2015, Schmitt *et al.* 2004, Capistrano *et al.* 2017). Lobato *et al.* (2015) indicam a predominância de grãos de zircão entre o mesoproterozóico/paleoproterozóico, com assinatura típica de rochas do cráton angolano.

Figura 20 - Unidades metassedimentares no estado do Rio de Janeiro



Legenda: Cores e formas são indicadas na própria figura.

Fonte: Heilbron *et al.* 2020. Traduzida pelo autor, 2022.

O Terreno Cabo Frio (Figura 17 C) foi o último terreno a ser acrescido na Faixa Ribeira, colidindo contra o Terreno Oriental. Esse evento possivelmente está relacionado com o fechamento de uma bacia de *back-arc* localizada entre o Terreno Oriental e o cráton Kalahari (Heilbron *et al.*, 2013). O terreno é dividido em Complexo Região dos Lagos e Grupo Búzios. O Complexo Região dos Lagos consiste em ortognaisses tonalíticos a granodioríticos com dioritos e lentes e enclaves de anfibolitos (Heilbron *et al.* 2020). Dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb (Schmitt *et al.* 2004 *apud* Heilbron *et al.* 2020) mostram idades de cristalização entre 2.09 e 1.95 Ga. O Grupo Búzios (Figura 20) completa a geologia do terreno e é representado por gnaisses pelíticos de alto grau, com frequente intercalação de *boudins* e camadas de rocha calcissilicática, gnaisses xistosos ricos em mica e corpos de anfibolito. A rocha principal da região é o (cianita) silimanita k-feldspato granada biotita gnaiss migmatítico. Os estudos em zircão detrítico, feitos por Fernandes *et al.* (2015) e Lobato *et al.* (2015), mostram que a proveniência dos metassedimentos pode estar relacionada com o Grupo São Fidélis (Terreno Oriental), por apresentar assinaturas similares e fontes desde o arqueano até o neoproterozóico, tendo os picos principais em 1.2 e 2.2 Ga. Além disso, foi datado o grão de zircão mais novo em 613 Ma e sobrecrescimentos metamórficos entre 602 e 570 Ma. Portanto, o zircão detrítico mais novo (570 Ma) e a idade

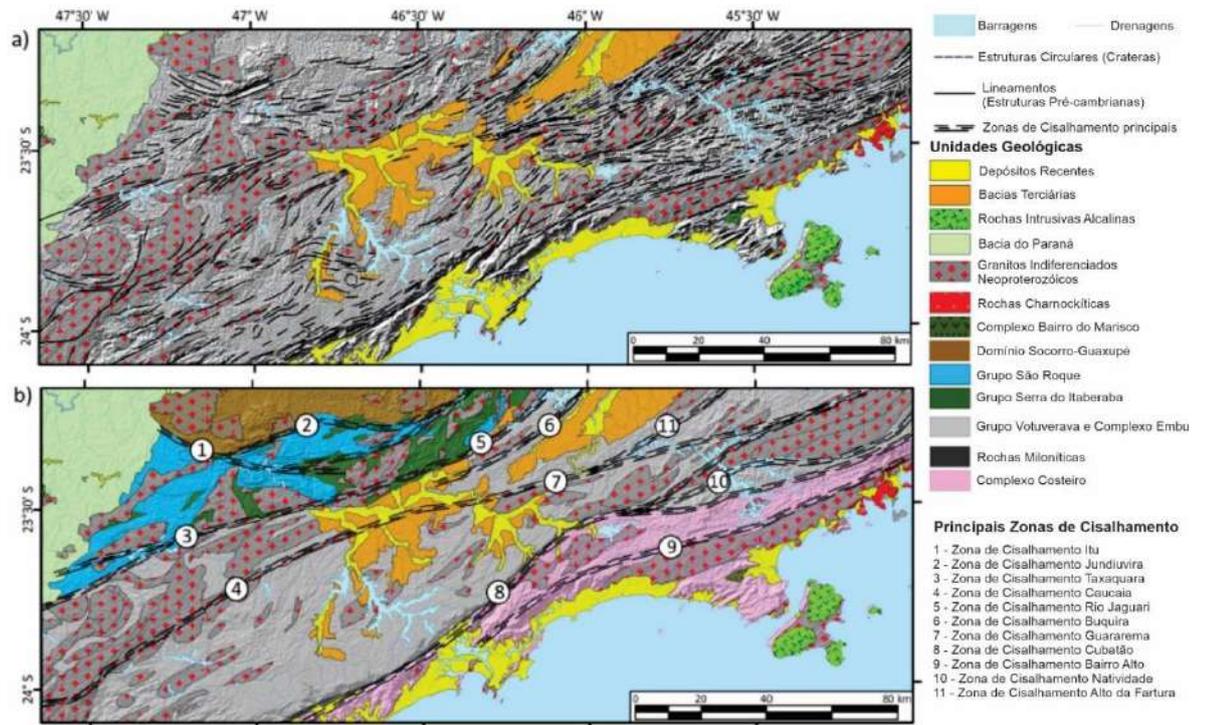
de sobrecrecimento metamórfico (525 a 510 Ma), limitam a deposição e corroboram para possível relação entre os grupos citados (Heilbron *et al.* 2020).

Este último episódio também resultou na superposição de dobramentos e zonas de cisalhamento destrais, que afetaram todos os terrenos amalgamados. Um dos exemplos é a zona de cisalhamento Paraíba do Sul, de centenas de quilômetros de extensão e com uma espessa faixa milonítica de até 4 quilômetros (Heilbron *et al.* 2013).

4.1.2 Complexo Costeiro

Localizado na zona costeira do Estado de São Paulo, o Complexo Costeiro (Figura 21) é limitado a norte pela zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, que o separa do Terreno Embu. Corresponde a uma unidade heterogênea dominada por rochas metamórficas em fácies anfíbolito a granulito, inicialmente considerado de idade, aparentemente, Arqueana (Bistrichi *et al.*, 1981). Este complexo é composto por: a) rochas migmatíticas, incluindo metatexitos e diatexitos; b) faixas de rochas granulíticas, representadas por piroxênio granulitos, granulitos quartzo – feldspáticos, kinzigítos, charnockitos e rochas granito – gnáissicas com hyperstênio; c) anfíbolitos e serpentinitos associados. Além disso, rochas metaígneas de protólitos básicos e intermediários são frequentes, assim como metadioritos, meta-quartzo gabros e meta-quartzo dioritos a sul do Reservatório de Paraibuna, e rochas do Complexo Bairro do Marisco, que é composto por metagabros, metadioritos, meta-quartzo dioritos e ortoanfíbolitos. (Bistrichi *et al.*, 1981).

Figura 21 - Mapa tectônico mostrando parte do complexo Costeiro (SP).



Legenda: Cores e formas são indicadas na própria figura.

Fonte: Meira, 2014. Traduzida pelo autor, 2022.

Campos Neto & Figueiredo (1995), com a conceituação da superposição de orógenos e acreção de terrenos, denominaram a região do Complexo Costeiro de Microplaca Serra do Mar, a qual foi, posteriormente, citada como Terreno Serra do Mar (Campos Neto, 2000). Sendo assim, o Terreno Serra do Mar foi caracterizado pela predominância de migmatitos e corpos alongados de (granada)-biotita granitos com estruturas nebulíticas e *schlieren* variavelmente deformados (Campos Neto, 2000). Campos Neto & Figueiredo (1995) e Campos Neto (2000) admitem três segmentos crustais para o Terreno Serra do Mar, constituídos por uma unidade de rochas supracrustais à oeste, sobreposta por uma unidade central gnáissica–migmatítica e pela unidade granulítica–granítica–migmatítica à leste.

Campanha & Ens (1996), na região da Serra do Juqueriquerê, em São Sebastião, descreveram rochas granitóides gnaissificadas, denominadas de Granito Pico do Papagaio, composto por biotita granitos porfiríticos variavelmente deformados, apresentando porções não deformadas com fenocristais idiomórficos de feldspato potássico róseo ou branco, podendo ter litotipos bandados, gnaissificados, até faixas locais miloníticas a ultramiloníticas associadas a zonas de cisalhamento. A Zona de Cisalhamento Camburu separa as rochas do Granito Pico do Papagaio, a noroeste, de rochas paraderivadas, do Planalto do Juqueriquerê. Estas, variavelmente migmatizadas, com frequentes intercalações de rochas anfibolíticas e,

subordinadamente rochas granitóides nebulíticas. Além do Complexo Bairro do Marisco, caracterizado por rochas básicas e intermediárias, parcialmente migmatizadas. Biotita gnaisses e xistos bandados com granada e sillimanita, além de kinzingitos com cordierita porfiroblástica, foram descritos como os protólitos dos migmatitos (Campanha & Ens, 1996). Também ocorrem diques básicos anfibolitizados, sugerindo mais de uma geração de magmatismo básico no pré-cambriano (Campanha & Ens, 1996).

Dias Neto (2001) estudou a evolução tectono-termal dos kinzigitos e rochas anfibolíticas associadas, ortognaisses e granitóides foliados do Complexo Costeiro na região entre São Sebastião e Cubatão. Os dados geocronológicos e geoquímicos produzidos neste estudo indicaram que as rochas da sequência metassedimentar foram depositadas sobre crosta continental em ambiente de bacia de retro-arco, com área-fonte composta principalmente por rochas diferenciadas do manto entre o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico, e possibilidade de adições subordinadas de materiais juvenis até o Neoproterozóico.

Os dados U–Pb SHRIMP em zircão indicaram idades de cristalização em torno de 580 Ma para as rochas anfibolíticas, que estão sob a forma de corpos tabulares, concordantes com a foliação dos gnaisses encaixantes. Dobras apertadas a isoclinais parecem retratar antigos *sills* ou diques paralelizados com o bandamento dos gnaisses. Idades próximas a 570 Ma para os sobrecrescimentos dos cristais de zircão, provenientes das rochas paragnaíssicas são interpretadas como idade do pico metamórfico que gerou os kinzigitos (Dias Neto, 2001).

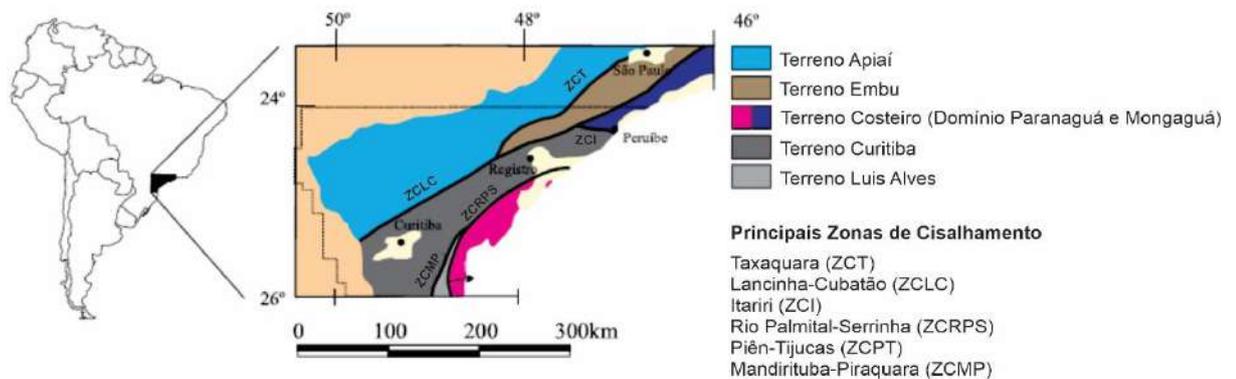
Na região de Ubatuba ocorrem extensos corpos lenticulares de rochas charnockíticas, orientados no sentido ENE–WSW, em contato principalmente com hornblenda-biotita granito, considerado na maioria dos casos como transicional (Neumann, 1993). Os charnockitos apresentam-se de cor verde-escura, são holo a leucocráticos, maciços e homogêneos a localmente foliados, equigranulares a porfiríticos e de granulometria médias a grossa (Neumann, 1993).

As rochas encaixantes dos charnockitos de Ubatuba foram consideradas como “descharnockitos” por Macluf & Schorscher (2001). Os autores admitem que os hornblenda biotita granitos seriam produto da transformação por reidratação e retrometamorfismo fraco dos charnockitos. Esses processos teriam sido gerados durante o soergimento crustal, em zonas de falhas distensivas em contato com as rochas encaixantes regionais e pela intrusão de diques aplíticos (Macluf & Schorscher, 2001). Datações por evaporação de monocristais de zircão (método de Kober) indicam idades mínimas de cristalização de 559 ± 2 Ma para os charnockitos e de $529 \pm 1,8$ Ma para reequilíbrio dos descharnockitos durante o soergimento crustal (Macluf & Schorscher, 2001).

Rochas graníticas e granitóides são abundantes nos diferentes compartimentos do Pré-cambriano Paulista, com tipologias e características tectônicas variadas (Bistrichi *et al.*, 1981).

Trabalhos recentes visam mudar a classificação de Complexo Costeiro para Domínio Costeiro (Meira *et al.* 2019). Enquanto outros, como Passarelli *et al.* (2019), consideram o Complexo Costeiro como parte do cráton do Congo e sua posição entre os terrenos Embu e Curitiba é marcado pela zona de cisalhamento sinistral Itariri (Figura 22). Portanto, como as informações ainda se apresentam desconexas, o autor vai considerar a classificação como Complexo no decorrer da presente tese.

Figura 22 - Mapa tectônico da parte meridional da Faixa Ribeira.



Legenda – Cores e formas são indicadas na própria figura. Linhas pretas grossas indicam zonas de cisalhamento.

Fonte - Passarelli *et al.*, 2019. Traduzida pelo autor, 2022.

Após a abordagem da geologia regional nesse capítulo, o autor considerou mais adequado usar a classificação de Domínio Costeiro e Domínio Embu para as rochas da área de estudo, uma vez que, ao compararmos a descrição lito-estrutural e geocronológica (ver a frente) percebemos diversas semelhanças entre as rochas estudadas no estado do Rio de Janeiro e São Paulo.

5 HISTÓRICO DE PESQUISA NA ÁREA DE ESTUDO

A região central da área de estudo engloba os municípios fluminenses de Rio Claro, Lídice, Piraí, Passa Três, Volta Redonda e Mangaratiba. Essa região vem sendo estudada desde meados da década de 1970, através de mapeamentos de empresas de mineração, programas de mapeamento geológico básico e trabalhos acadêmicos. Dentre alguns trabalhos, destacam-se os resumos a seguir.

O Projeto Rio Claro (1980), desenvolvido pela empresa RIOFINEX DO BRASIL, entre as cidades de Lídice e Rio Claro, realizou o mapeamento geológico básico, em escala 1:50.000 e localmente 1:10.000 e 1:2.000, geoquímica regional e geoquímica de detalhe (solo e sedimento de corrente), geofísica e sondagens (10 poços). Neste trabalho foram definidas dez unidades lito-estratigráficas, com destaque para as unidades Poço Azul, Passa Dezoito, São Roque, Lídice, Lorena e Valadão, compostas, em sua maioria, por rochas calcárias e quartzíticas, onde são portadoras ou bons guias para as mineralizações da região. A maior parte das mineralizações encontradas na região são sulfetadas e compostas por pirita, esfalerita e galena. No entanto, a magnetita também pode ser observada nos quartzitos da unidade Valadão.

O Projeto Carta Geológica, coordenado pelo DRM-RJ, foi desenvolvido entre os anos de 1975 e 1982 e mapeou em escala de 1:50.000 mais de 90% do território atual do estado do Rio de Janeiro. Nas folhas Piraí, Itaguaí, Mangaratiba e Volta Redonda, que englobam toda a região de estudo, foram identificadas as seguintes unidades: Rio Negro - conjunto de rochas migmatíticas com predomínio de ortoderivadas; Batólito Serra das Araras – corpo granítico com domínios de paragnaisse; Itaocara – mistura de rochas orto e paraderivadas migmatizadas; Três Ilhas – gnaisses com biotita e/ou anfibólio com intercalações de quartzito rico em magnetita, mármore e porções de rocha charnockítica. Muitas destas unidades foram reinterpretadas em trabalhos posteriores e suas rochas reagrupadas de forma diferente. No entanto, a estruturação geral da área em questão foi pouco alterada nos mapas apresentados, permanecendo com mergulho das foliações para NW, lineações para NE e reconhecimento de espessa zona milonítica na região próxima a Japeri e Seropédica.

Dios (1995) desenvolveu sua dissertação de mestrado, entre as cidades de Mangaratiba e Rio Claro, agrupando as rochas aflorantes em seis unidades litológicas de idade pré-Cambriana, dentre as quais se destacam as seguintes: ortoderivada Graminha, metassedimentar Lídice, metassedimentar Água Fria, granulítica Ponte de Zinco, migmatítica

Macundú e metaintrusiva Serra do Piloto. Para esta região a autora determinou a ocorrência de duas fases de deformação, sendo a fase de deformação principal (Dn), responsável por gerar a foliação metamórfica (Sn), de orientação média $345^{\circ}/45^{\circ}$, zonas de cisalhamento subparalelas à Sn e dobras fechadas à isoclinais, com planos axiais também subparalelos à Sn e eixo com caimento suave para NE (média $050^{\circ}/18^{\circ}$). Já a fase posterior (Dn+1) gerou zonas de cisalhamento subverticais de direção N 60° E, dobras abertas com planos axiais íngremes mergulhando para WNW e eixos com orientação geral $210^{\circ}/10^{\circ}$. Foi reconhecido o registro de paragêneses minerais de dois eventos metamórficos distintos: M₁, relacionado à fase deformacional Dn, que afetou todos os litotipos com associações indicativas de fácies anfíbolito, e M₀, anterior a Dn, que gerou paragênese indicativa de fácies granulito na unidade Ponte de Zinco.

Almeida (2000), em sua tese de doutorado, dividiu a área de pesquisa em quatro domínios distintos que, de NW a SE, são denominados: a) Domínio Arrozal, composto pelo Complexo Quirino (Hbl-Bt gnaiss), pela Unidade Três Barras (Bt-gnaiss) e pelo granitóide Rio Turvo, b) Domínio Piraí-Bem Posta, compreendendo Hbl gnaisses, Sil-Grt gnaisses e Grt - gnaisses granulíticos, podendo ocorrer intercalações de quartzitos; c) Domínio Arcádia - Areal, composto por paragnaisses porfiroblásticos com intercalações de Bt-Sil gnaisses, quartzitos e rochas calcissilicáticas; d) Domínio Costeiro que engloba os ortognaisses do Complexo Rio Negro e o granitóide Serra dos Órgãos. Destacam-se duas importantes zonas de cisalhamento (ZC) de orientação NE-SW: a) na parte leste da área deste projeto ocorre a ZC Arcádia-Areal, que delimita os domínios Arcádia-Areal e Costeiro, com mergulho médio para NW, lineação de estiramento concentrada em torno de $033^{\circ}/24^{\circ}$ e indicadores cinemáticos mostrando movimento de topo para NE; b) no extremo oeste da área ocorre a ZC Paraíba do Sul, com foliação milonítica subvertical, lineação de estiramento subparalela ao *strike* da zona e movimento transcorrente dextral.

Eirado Silva *et al.* (2007) e Heilbron *et al.* (2007) apresentam, respectivamente, o mapa geológico e a nota explicativa da Folha Volta Redonda, elaborados em parceria com a CPRM – Serviço Geológico do Brasil. As principais adições estão relacionadas à faixa de rochas granulíticas que, outrora, foi descrita como Unidade Ponte de Zinco por Dios (1995) e que, nos trabalhos citados no início desse parágrafo passou a integrar o Complexo Juiz de Fora, e à inclusão do domínio Arrozal descrito por Almeida (2000) na *Klippe* Paraíba do Sul.

Dutra (2013) tomou como base, em sua dissertação de mestrado, o mapa geológico e a divisão de unidades do Projeto Rio Claro (1980), desenvolvendo estudo mais detalhado sobre mineralizações em três unidades: Valadão, São Roque e Lídice. A Unidade Valadão

compreende delgadas camadas estratiformes de magnetita quartzito, interpretados pela autora como BIFs metamorfisados. A Unidade São Roque inclui granada-biotita gnaisses com ou sem grafita e sillimanita, com a presença de espessartita indicada pela presença de óxido de manganês. A Unidade Lídice, considerada a mais importante, foi subdividida em 3 níveis distintos – Basal, composto por quartzitos e metapelitos; Média, com gnaisses aluminosos apresentando grafita; e Superior, com rochas quartzíticas e carbonáticas intercaladas com biotita gnaisses e calcissilicáticas. As mineralizações de chumbo e zinco (com arsenopirita associada) estão inseridas nas unidades Lídice Média e Lídice Superior.

André (2014), em sua tese de doutoramento, comparou em estudo geocronológico, as rochas granulíticas do complexo Juiz de Fora, na parte Sul do Domínio Juiz de Fora, com rochas, também granulíticas, do mesmo Complexo na região de Matias Barbosa (MG) e na área entre Mangaratiba e Rio Claro (RJ), esta última incluída na área de estudo da tese vigente. Na área do presente estudo foram analisados pelo método U-Pb, através da técnica LA-ICP-MS, cristais de zircão de 3 amostras de granulitos homogêneos distintos, denominados de Ortogranulitos Ribeirão das Lajes, tendo idade de cristalização Arqueana (2,65 Ga); ortognaisses porfiríticos, localmente com ortopiroxênio, com idade de cristalização Paleoproterozóica (2,13 Ga); Grt-Bt gnaisses, o qual André (2014) interpretou como ortoderivado, obtendo idades arqueanas (2,66 Ga), paleoproterozóicas (2,17 a 2,13 Ga) e mesoproterozóicas (1,50 e 1,48 Ga). Nas três amostras foram encontrados cristais de zircão com borda metamórfica neoproterozóicas de 647Ma, 618Ma, 611Ma e 580Ma.

Hoffmann (2016) e Azevedo (2018), em suas dissertações de mestrado, fizeram importantes contribuições em relação às idades geocronológicas e classificação de unidades geológicas. Contudo, esses dados serão explicados no decorrer do texto nos capítulos de Geologia Local e Geocronologia.

6 GEOLOGIA LOCAL

A tabela a seguir apresenta de forma resumida a separação tectônica da região de estudo, inclusive, mostra quais Terrenos pertencentes a Faixa Ribeira fazem parte dos dois domínios definidos no capítulo 4. As rochas serão descritas como – rocha sã, pouco alteradas e muito alteradas – e serão relacionados aos números 1, 2 e 3, respectivamente.

Tabela 2 – Separação Litológica e Cronológica tanto das unidades quanto das rochas da região de estudo.

Domínios	Classificação tectônica	Era	Rochas Intrusivas/Unidades Locais	Rochas		
		Paleozóico	R.I. Tardi a pós orogênicas	Diques de Diabásio		
				Granitos		
Domínio Costeiro (Terrenos Ocidental e Oriental)	Arco Magmático Serra do Piloto (AMSP)	Neoproterozóico	Rochas do Arco e associadas	Gabros		
				Metassedimentos		
				Metadiorito		
	Coberturas Metassedimentares					AMSP
						Sillimanita Granada Biotita Gnaiss
						Quartzitos
						FFSJM
Domínio Embu (Terreno Embu)	Coberturas Metassedimentares	Mesoproterozóico	Biotita Gnaiss	Anfibolitos		
				Hornblenda Biotita Gnaiss		
				Biotita Gnaiss		
				Rochas Calcissilicáticas		
Embasamento		Paleoproterozóico	Graminha	Quartzitos		
				Metassedimentos		
		Arqueano	Ribeirão das Lajes	Biotita Gnaiss (Ígneo)		
				Ortopiroxênio Ortognaiss		
				Metacharnoenderbito		

Fonte: O autor, 2022.

6.1 Unidades Geológica Locais.

6.1.1 Embasamento

6.1.1.1 Unidade Ribeirão das Lajes

A unidade Ponte de Zinco definida por Dios (1995), foi incorporada ao complexo Juiz de Fora (Heilbron *et al.* 2007), sendo representada principalmente por ortogranulitos gnáissicos. Hoffmann (2016) denominou a mesma unidade como Metacharnoenderbítica, porém, para o atual trabalho ficou definido que a nomenclatura Unidade Ribeirão das Lajes (André *et al.* 2019) se encaixa melhor, por ter um caráter local, facilitando o entendimento dessas rochas na região de estudo.

Portanto, podemos dizer que a unidade é composta por dois litotipos: a) Metacharnoenderbito; b) Opx ortognaisse. Em campo é possível observar contato transicional entre os dois litotipos, onde enclaves do primeiro estão incorporados ao segundo, em específico no ponto THM-331 (Figura 25) e essas rochas afloram apenas da região do Domínio Costeiro.

As rochas compreendidas por essa unidade podem se apresentar tanto frescas, com grau 1 de alteração, quanto alteradas, numa transição entre a classificação 2 e 3. O metacharnoenderbito tende a ter o grau 1, enquanto o ortognaisse granulítico pode ter também grau 2 e 3 de alteração. O predomínio de cor é a cinza fumê com grãos esverdeados (feldspatos) e castanhos (ortopiroxênio). No mapa geológico (Anexo 2) essas rochas apresentam as cores verde e lilás para o Opx ortognaisse e metacharnoenderbito, respectivamente.

O Metacharnoenderbito é homogêneo com foliação incipiente a ausente, inequigranular, holocristalino e fanerítico. A análise petrográfica indica que a rocha possui granulação de fina a média (Figura 26B). A mineralogia principal é composta por plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e escasso feldspato potássico, tendo como minerais acessórios zircão, apatita e minerais opacos.

O opx ortognaisse apresenta textura porfiroblástica (THM 326) a granolepdoblástica, ambas com foliação bem desenvolvida, localmente com partes miloníticas (THM 136 e 137). Este gnaisse geralmente apresenta feições migmatíticas, com leucossoma de espessura milimétrica até decimétrica com ortopiroxênio e feldspato esverdeado, quando fresco, e enclaves de metacharnoenderbito.

A análise petrográfica mostra que a rocha é de granulação fina a grossa, com predomínio dos minerais de granulação média a grossa, e tem textura granoblástica a porfiroblástica inequigranular.

A mineralogia principal (Figura 26C e 26D) é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita, tendo como minerais acessórios zircão, apatita e minerais opacos.

Nessa unidade não foram coletadas amostras para serem datadas, contudo, André *et al.* (2019), datou pelo método U-Pb três amostras: MAN-JEF-01a, MAN-JEF-03, MAN-JEF-04, que correspondem, respectivamente, a um ortogranulito, um gnaisse com granada, e um gnaisse leucocrático.

De acordo com o André *et al.* (2019), os ortogranulitos são homogêneos, de coloração esverdeada. A foliação é incipiente, a granulação varia de fina a média e podem ocorrer porfiroclastos/porfiroblastos feldspatos ou ortopiroxênios. A mineralogia principal, observada em lâmina, é composta por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita, clinopiroxênio e ortopiroxênio. A análise modal revela que os protólitos dos ortogranulitos correspondem a granitos e monzogranitos.

Os gnaisses estudados na região foram divididos pelo autor (André *et al.* 2019) em dois tipos, os que foram considerados leucocráticos e os que possuem granada em sua composição. O gnaisse leucocrático, em lâmina, possui textura granoblástica, matriz muito fina recristalizada, fitas de quartzo e porfiroclastos de feldspato de granulação média. De acordo com o diagrama QAP, seu protólito foi classificado como monzogranito. Enquanto os gnaisses com granada, possuem características semelhantes, porém há presença de enclaves de rocha calcissilicática e de granitos. Além disso, é possível observar minerais máficos (biotita) orientados. Para ambos, a descrição petrográfica indica: Quartzo, plagioclásio, k-feldspato e biotita como minerais essenciais. A granada é subordinada e carbonatos e muscovita/sericita são secundários.

As idades obtidas por André *et al.* (2019) foram: MAN-JEF-01a – 2653 ± 37 Ma no intercepto superior e 1111 ± 200 Ma no intercepto inferior; MAN-JEF-03 – 2117 ± 15 Ma de intercepto superior e 631 ± 40 Ma no intercepto inferior; MAN-JEF-04 – 2133 ± 9 Ma no

intercepto superior e 595 ± 38 Ma no intercepto inferior. Essas idades voltarão a ser discutidas nos capítulos seguintes.

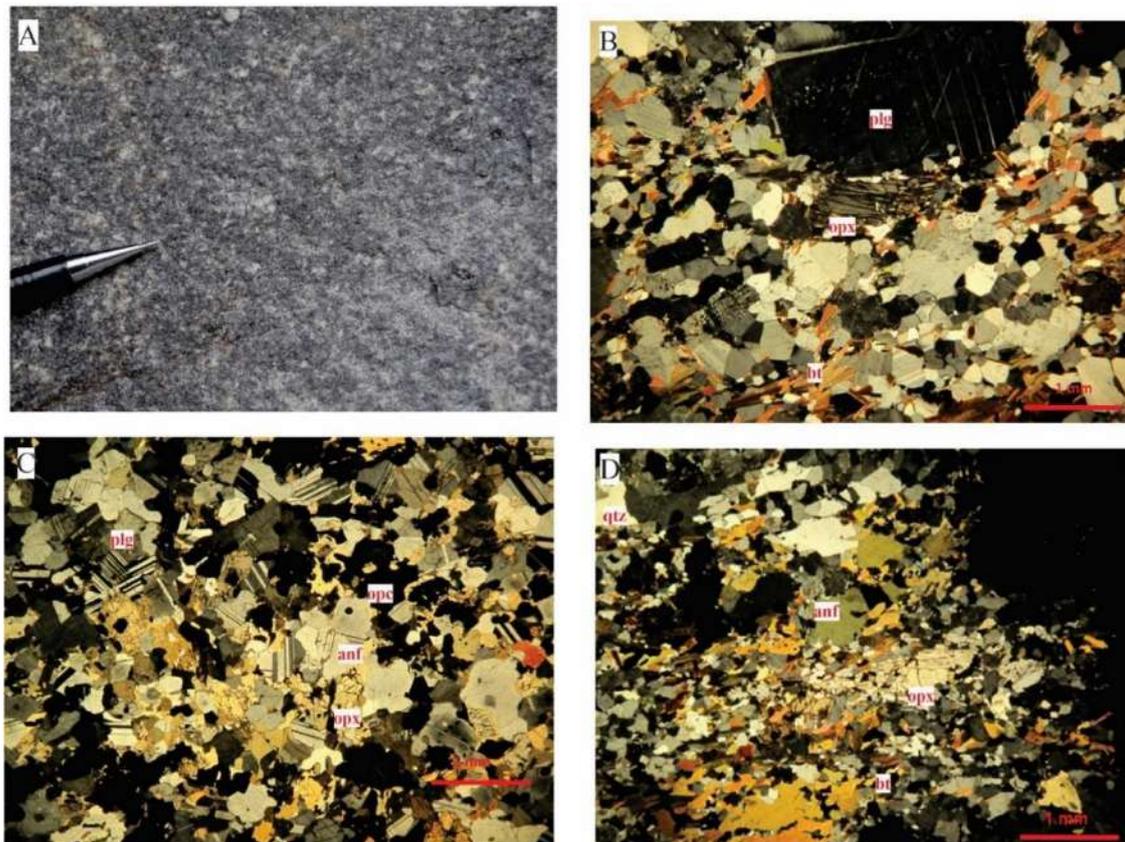
Figura 23 - Afloramento de metacharnoenderbita, corte de estrada no ponto THM 40.



Legenda: Afloramento de metacharnoenderbita em um corte de estrada, o quadrado serrilhado vermelho destaca a parte com fusão parcial (Ortognaisse granulítico). B - No centro da imagem de coloração mais escura há um núcleo de charnoenderbita que resistiu a deformação que gerou o Ortognaisse granulítico. C - Corte de estrada no ponto THM 331. Ortognaisse granulítico com enclave deformado de Charnoenderbita. D - Destaque para o enclave de Charnoenderbita.

Fonte: O autor, 2022.

Figura 24 – Imagens do Charnoenderbito em afloramento e lâminas petrográficas de amostras correspondentes.



Legenda: A - Charnoenderbito em afloramento, mostrando textura inequigranular. Os minerais escuros representam cristais de piroxênio ou anfibólios e os minerais claros representam cristais de feldspatos. B - Lâmina petrográfica do ponto THM 38. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. C - Lâmina petrográfica do ponto THM 198. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. D - Lâmina petrográfica do ponto THM 198. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. plg – Plagioclásio, opx – Ortopiroxênio; qtz – Quartzo; bt – Biotita; opc – mineral opaco e anf - anfibólio.

Fonte: O autor, 2022.

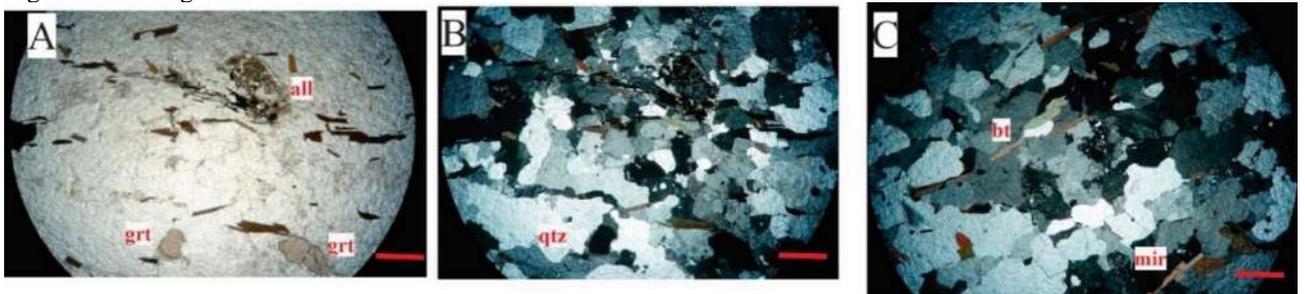
6.1.1.2 Unidade Graminha

O embasamento paleoproterozóico é representado pela Unidade Graminha (Dios, 1995), que é caracterizada por um sienogranito, composto mineralogicamente por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita, granada e allanita, além de zircão e muscovita como minerais acessórios. Esse embasamento foi observado alguns pontos ao longo do mapeamento, dentre eles, os pontos THM 162G e THM 16 que foram coletados para datação geocronológica, análise litogeoquímica e apresentam descrição petrográfica abaixo. Além disso, com relação

aos domínios, o ponto THM 16 é observado no domínio costeiro enquanto o ponto THM 162G é observado no domínio Embu, indicando a hipótese que será discutida mais a frente, sobre ambos os domínios terem partilhado o mesmo embasamento em algum momentos da história geológica.

THM 162G – Rocha de granulometria fina a média, equigranular e lepdogranoblástica (Figura 23). Composta mineralogicamente por quartzo de grão médio, anedral e extinção ondulante; microclina anedral com grãos bem definidos, apresentando alguns níveis com textura ígnea glomeropórfira preservada, biotita euhédrica a subédrica, em forma de ripas, dando a rocha alguma foliação; plagioclásio anedral e geminação característica, formando mirmequita no contato com os grãos de k-feldspato; granada e allanita, presentes na rocha, de forma dispersa e geralmente associados a biotita, zircão e minerais opacos são acessórios. Classificada como biotita gnaiss, a rocha tem protólito ígneo e cristalização calculada em 2,08 Ga (ver Capítulo 7).

Figura 25 - Fotografia da Lâmina THM 162G.



Legenda: A – nicóis descruzados. B e C – nicóis cruzados. Aumento de 2,5X. all – allanita, grt – Granada, qtz – quartzo, bt – biotita e mir – mirmequita.

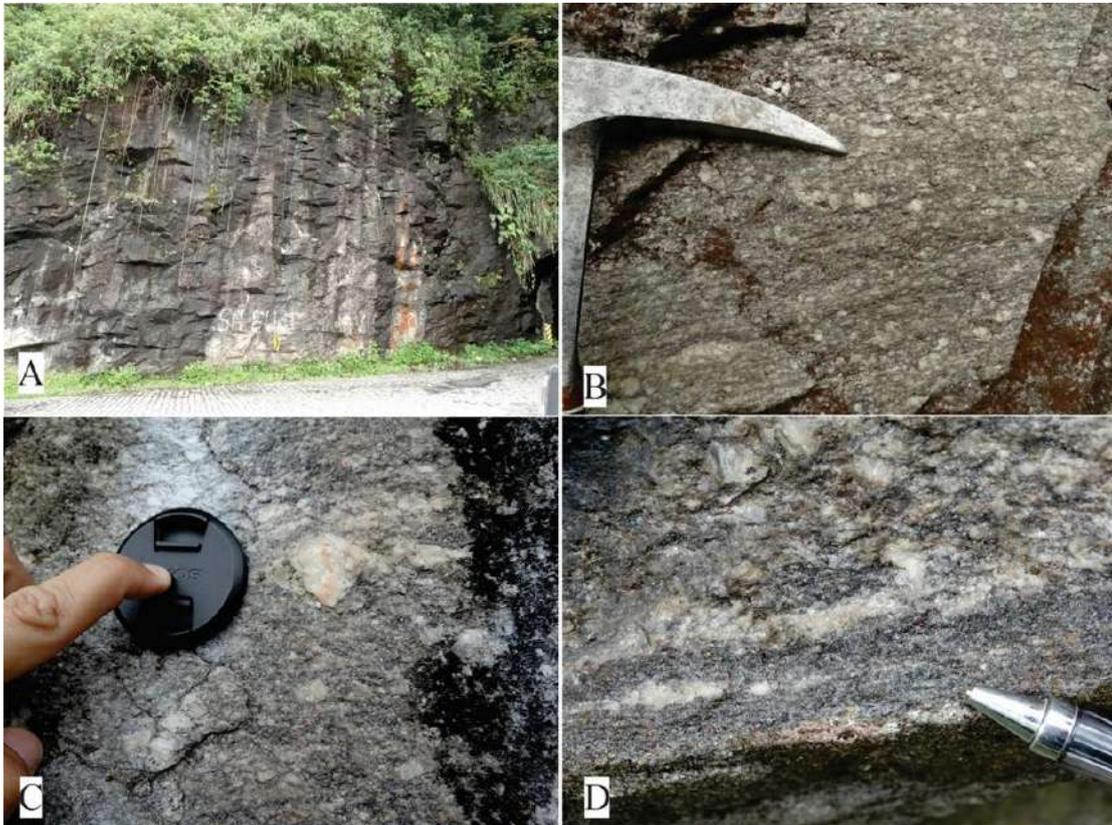
Fonte: O autor, 2022.

THM 16 – Se trata de um biotita gnaiss de composição granítica (ver Capítulo 8), onde os afloramentos dessa rocha são, principalmente, cortes de estrada em rodovias (Figura 28) e túneis. A rocha tem coloração cinza com alguns pontos brancos e enclaves de granada biotita gnaisses (Figura 28D) e é porfírica (0,7 a 4 cm).

Microscopicamente é de granulometria fina a média, inequigranular e granolepdoblástica (Figura 29). Tem como mineralogia principal: quartzo anedral e de granulometria média, às vezes com extinção ondulante; microclina de granulometria fina, compõe parte da matriz da rocha e também se encontra na forma de fenocristais, em alguns pontos é possível ver a textura ígnea glomeroporfírica preservada; biotita em forma de ripas, dá a rocha a foliação principal, envolvendo tanto os fenocristais quanto os glomeropórfiros; plagioclásio, presente na matriz da rocha; granada, isotrópica quando os nicóis estão cruzados

e quando descruzados tem uma coloração amarelada (Figuras 29C e 29D). Zircão, minerais opacos, titanita, allanita e muscovita são os minerais acessórios.

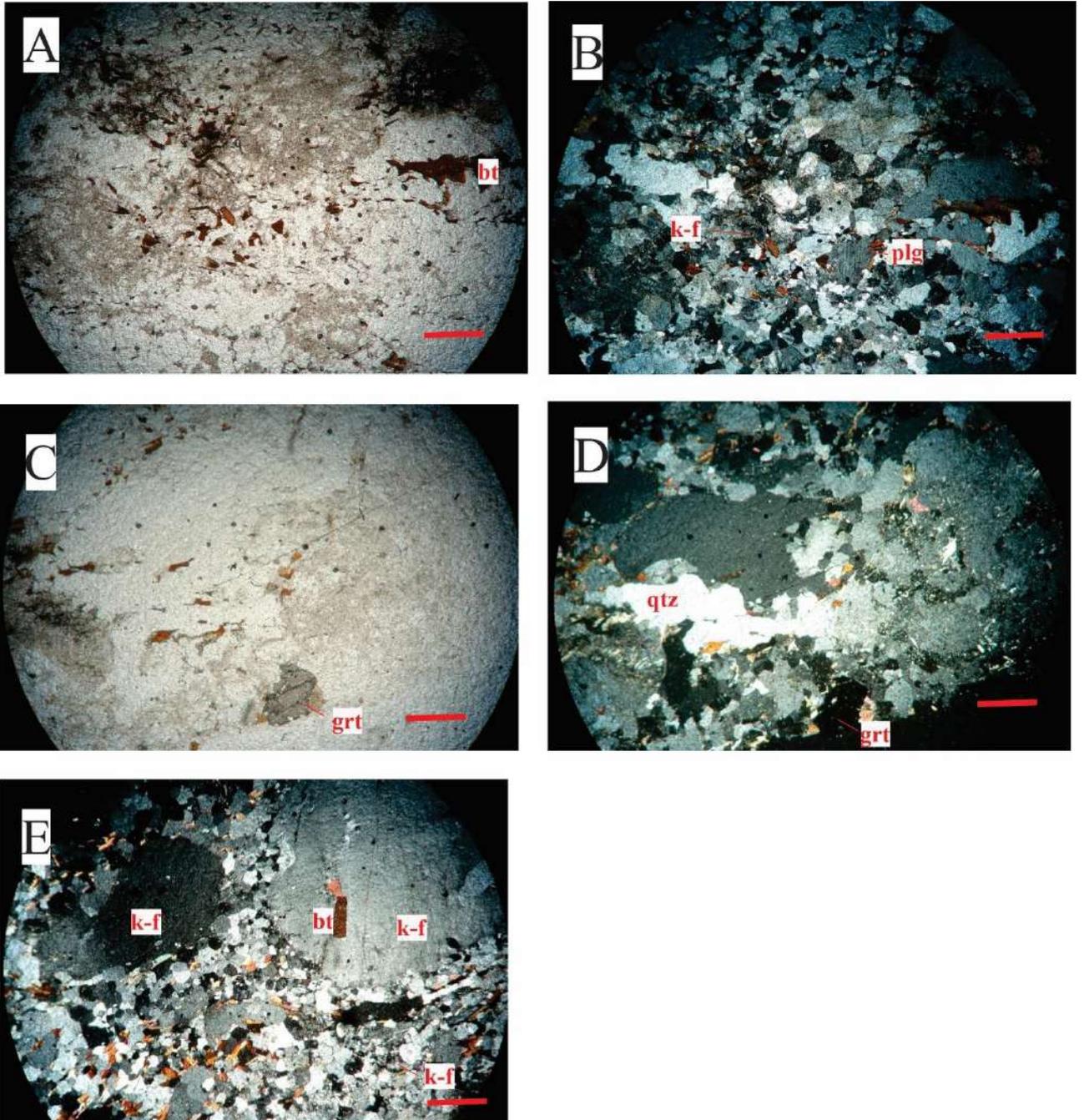
Figura 26 – Fotografias do local do afloramento do ponto THM 16.



Legenda: A – foto geral do afloramento, corte de estrada. B – fotografia aproximada mostrando o padrão bandado da rocha. C – Destaque para o porfiroclasto de feldspato, outros também são vistos no afloramento. D – a ponta da caneta indica um enclave de granada biotita gnaisse, também observado em outros pontos do afloramento.

Fonte: O autor, 2022.

Figura 27 - Fotografia da lâmina THM 16 A.



Legenda: A – nicóis descruzados. B – nicóis cruzados; C – nicóis descruzados; D – nicóis cruzados, na mesma região da foto anterior. E – nicóis cruzados, destaque para os porfiroclastos de K-feldspato com intrusões de outros minerais (biotita). Aumento de 2,5X. qtz - quartzo, bt – biotita, k-f – K – feldspato, plg – plagioclásio e grt – granada.

Fonte: O autor, 2022.

6.1.2 Domínio Embu

6.1.2.1. Unidade Biotita Gnaïsse

A litologia principal é representada pelo biotita gnaïsse, que pode ocorrer em estado avançado de alteração ou sã. A rocha apresenta bandamento delgado, granulação de fina a média e tem leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma com grande concentração de biotita. A mineralogia principal é composta por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, localmente com muscovita e clorita, tendo como minerais acessórios: zircão, minerais opacos, apatita e titanita. Variações com a presença de sillimanita (até 10%) podem ocorrer intercaladas com o biotita gnaïsse ou em escala de afloramento decamétrico, no mapa geológico (Anexo 2) essa rocha possui a cor ocre e é representada como uma grande lente dentro do biotita gnaïsse, ainda podem ocorrer granadas esparsas.

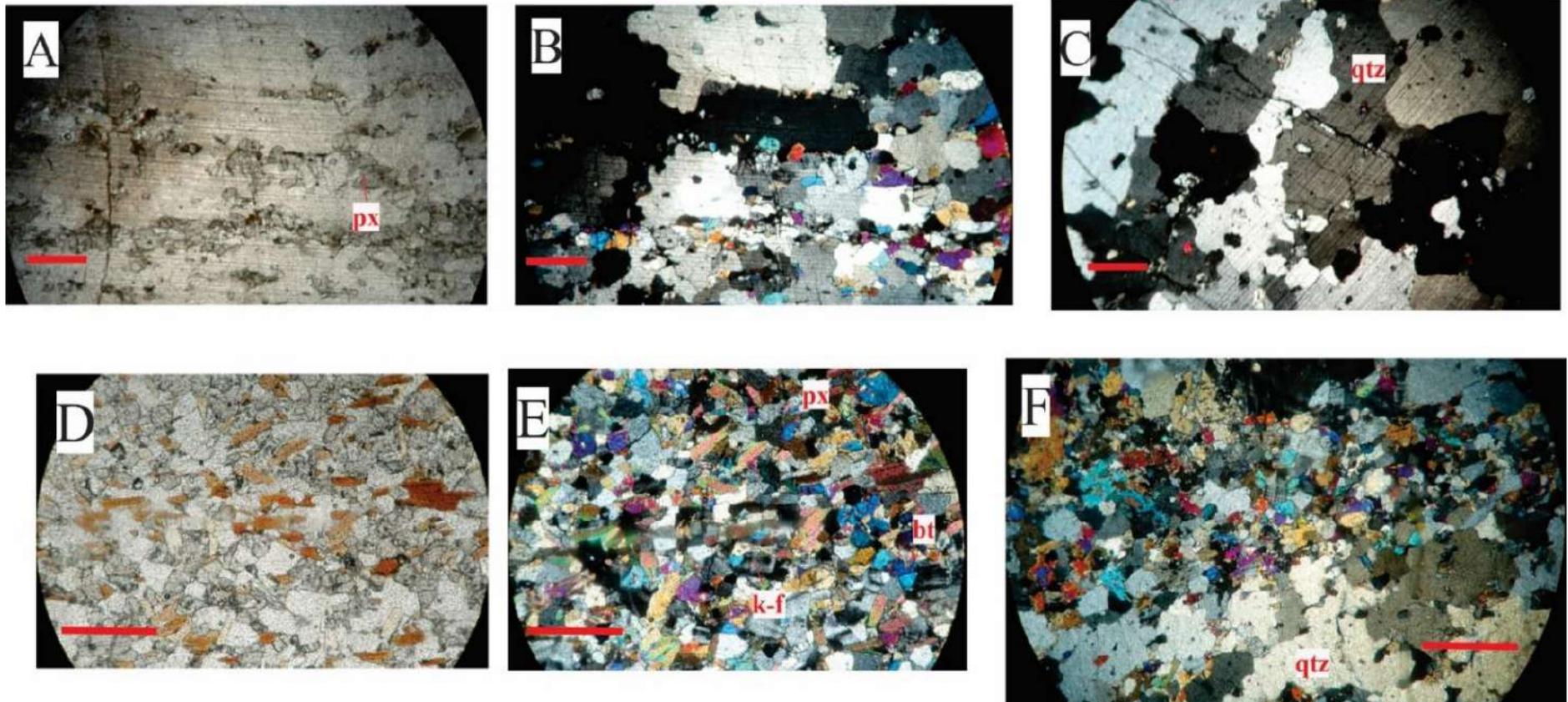
Outras litologias são comuns nessa unidade – quartzitos, rochas calcissilicáticas e rochas ultramáficas – e geralmente ocorrem associadas e intercaladas com o biotita gnaïsse. Além disso, rochas básicas também são observadas, dentre elas anfibolitos e diques de gabros.

Foram coletadas duas amostras de metassedimentos para a datação geocronológica – THM 181Q e THM 181BQ – essas rochas foram descritas e são apresentadas logo abaixo.

THM 181Q – Rocha de granulometria grossa, granoblástica. Se trata de um quartzito impuro, composto por quartzo (90%) anedral, com forma ameboide, extinção ondulante e contatos bem definidos entre os grãos. Os outros 10% correspondem a biotita, feldspatos, titanita e zircão. A outra parte da lâmina é composta por um nível rico em piroxênio, biotita e microclina, dando a rocha uma textura lepdonematogranoblástica (Figura 24A, B e C).

THM 181 BQ – Essa rocha corresponde ao nível rico em piroxênio, biotita e microclina visto no quartzito THM 181 Q. A rocha em si é de granulometria fina a média, composta pelos minerais citados acima, textura lepdonematogranoblástica e equigranular. Como na lâmina da amostra 181 Q, é vista a intercalação com os níveis quartzíticos (Figuras 24D, E e F).

Figura 28 – Fotomicrografias das lâminas THM 181 e THM 181BQ.



Legenda: A, B e C – THM 181 Q. A – nicóis descruzados, px – piroxênio; B e C – nicóis cruzados. D, E e F – THM 181BQ. D – nicóis descruzados; E e F – nicóis cruzados.
Aumento de 2,5X. k-f – k-feldspato, bt – biotita, px – piroxênio, qtz – quartzo

Fonte: O autor, 2022.

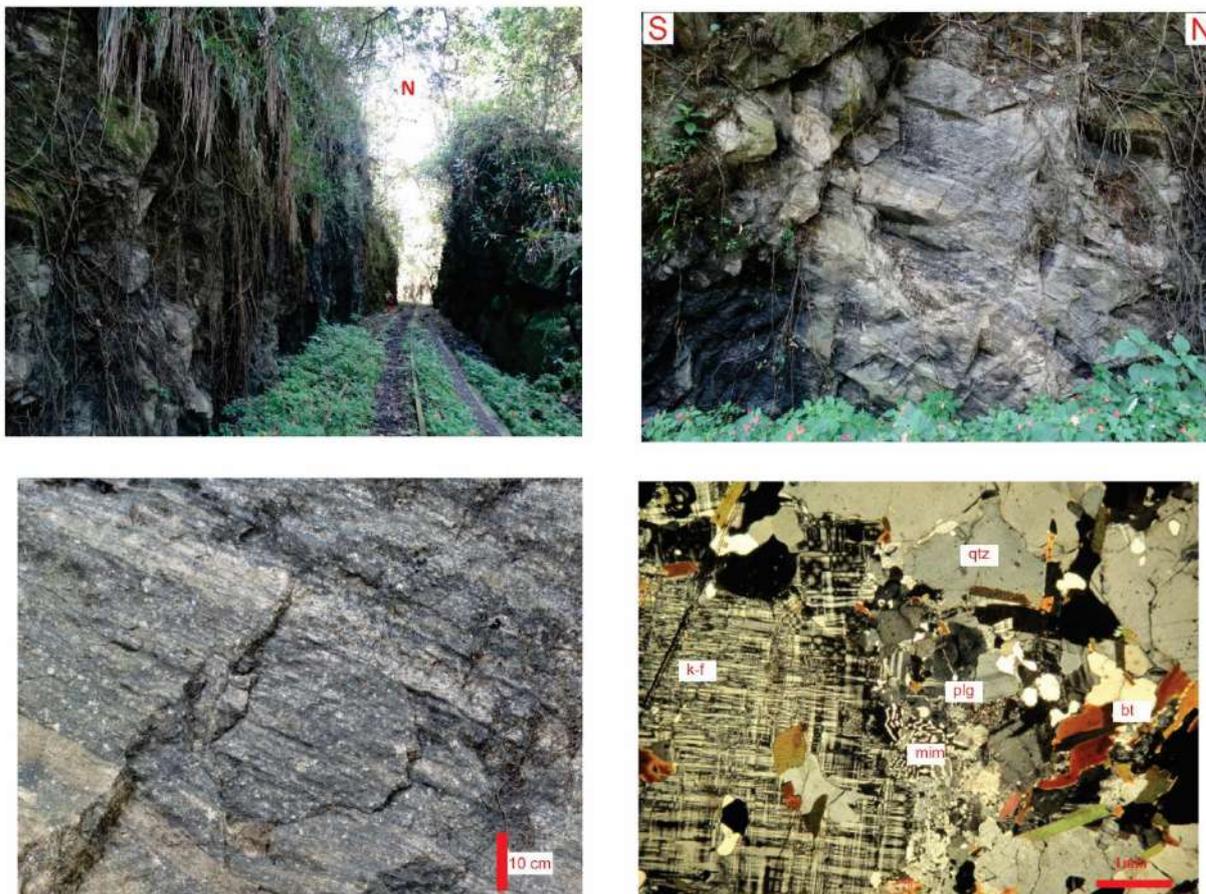
6.1.3. Domínio Costeiro

6.1.3.1 Unidade Hornblenda Biotita Gnaiss

O litotipo principal dá o nome da unidade e se encontra na parte W - SW da área mapeada, no anexo 2 apresenta coloração azul escuro. Tendo como afloramentos mais comuns: cortes de estrada e de ferrovias, lajedos de drenagem e cachoeiras, além disso escassos lajedos nas encostas (Figura 34 A). A rocha principal é homogênea, inequigranular, de granulometria fina. Cristais de feldspato são euédricos equidimensionais a lenticulares com tamanho entre 0,5 e 1 cm, esparsos. Localmente são encontradas intercalações decimétricas a métrica de sillimanita-granada-biotita gnaiss, quartzito feldspático e anfibolito (Figura 34 B e C).

O gnaiss apresenta feições migmatíticas com leucossoma de até 5 cm de espessura, de composição quartzo – feldspática, podendo conter ortopiroxênio ou granadas esparsas e melanossoma de até 0,7 cm de espessura. Na parte oeste da área, principalmente nos cortes ao longo da ferrovia Angra – Lídice, há maior intensidade de fusão parcial, chegando a formar corpos diatexíticos descritos como biotita gnaiss grosso, com granulação em torno de 0,5 a 0,7 cm. Nos pontos que este gnaiss apresenta feições miloníticas, são comuns a formação de fitas de quartzo, bandas de feldspato recristalizado e porfiroclastos de feldspato. A mineralogia principal é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, hornblenda e, localmente, piroxênio (Figura 34 D). O ortopiroxênio (hyperstênio) ocorre localmente, como cristais anteriores ao desenvolvimento da foliação principal, e é substituído por hornblenda e biotita. Os minerais acessórios são apatita, granada, minerais opacos, titanita, zircão e muscovita.

Figura 29 – Ponto THM 118 e fotografias destacando o tipo de afloramento e lâmina petrográfica.



Legenda: A: Corte de ferrovia no ponto THM 118. B: Rocha sã em corte de ferrovia no ponto THM 118, mostrando que a rocha possui composição mineralógica, quartzo-feldspática principalmente, resistente ao intemperismo. C: Feições - características da unidade no ponto THM 118. D: Lâmina petrográfica do ponto THM 104. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mic – Microclina, mim – Mirmequita; qtz – Quartzo; bt – Biotita; plg - Plagioclásio.

Fonte: O autor, 2022.

6.1.3.2 Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss

A unidade é heterogênea, sendo o principal litotipo um (opx) sillimanita-granada-biotita gnaiss migmatítico, apresentando intercalações, desde decimétricas até decamétricas, de quartzito puro, impuro e quartzito com magnetita (Formação São João Marcos – Azevedo, 2018), anfibolitos, rocha calcissilicática e metaultramáfica.

Apresenta bandamento composicional centimétrico a decimétrico, evidenciado pela textura migmatítica. O leucossoma tem espessura de até 10 cm e o melanossoma é

milimétrico a centimétrico, ambos são afetados pelas fases de deformação que foram impostas a rocha. O leucossoma apresenta composição granítica, comumente com granada e, às vezes, com ortopiroxênio, enquanto no melanossoma há o predomínio de biotita e granadas esparsas. Nos pontos com deformação intensa, forma-se uma foliação milonítica definida por fitas de quartzo, bandas de feldspatos recristalizados e orientação preferencial da biotita, contornando porfiroclastos de granada (diâmetro inferior a 0,5 cm), de feldspato (inferior a 0,7 cm) e, raros, cristais de ortopiroxênio (inferior a 0,4 cm).

Inflexões na foliação são comuns, principalmente quando há presença de enclaves de rocha calcissilicática, anfibolitos e ultramáficas.

A mineralogia principal é composta por quartzo, plagioclásio, k-feldspato (microclina e ortoclásio), biotita, granada, sillimanita e, às vezes, ortopiroxênio. Os minerais acessórios são minerais opacos, zircão, apatita, allanita e titanita.

As rochas da Formação São João Marcos (FFSJM) têm ocorrência restrita, com os melhores afloramentos, do tipo corte de estrada e saibreira, ao longo da rodovia RJ-155, entre os córregos Ponte de Zinco e o Ribeirão Pires (Anexo 1). Nesta área, ocorre em pacotes decamétricos, tendo a espessura, possivelmente, aumentada devido ao dobramento das camadas. Apresenta granulação de fina a grossa, geralmente com forte foliação metamórfica e é composto majoritariamente por minerais opacos e quartzo, além de minerais acessórios como ortopiroxênio, feldspato, granada, anfibólios, biotita, muscovita, apatita e zircão (Azevedo, 2018).

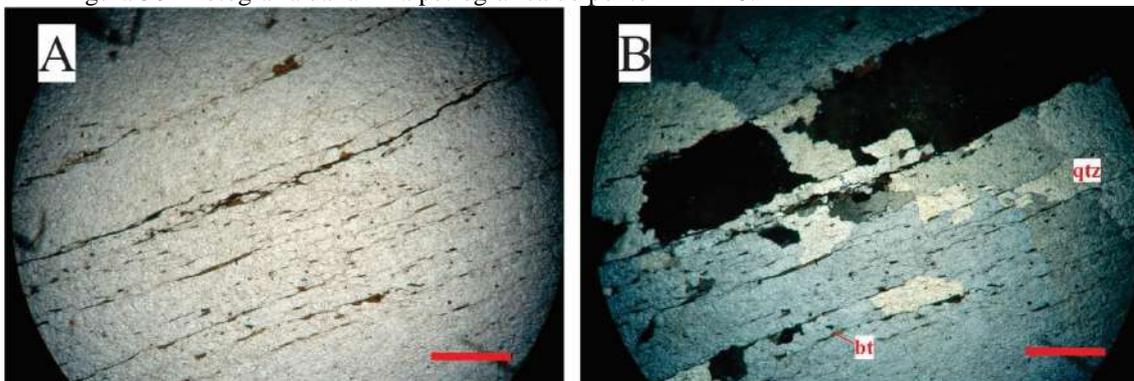
As formações ferríferas foram divididas em dois grupos: Formações Ferríferas Bandadas e Formações Ferríferas Homogêneas, onde a diferença entre ambas está na uniformidade do bandamento composicional. As análises petrográficas indicam que os cristais de quartzo correspondem a 45-78 % do volume total, enquanto os minerais opacos, representados na maioria das vezes por magnetita titanífera, equivalem a 14-40% do volume total. Outros minerais acessórios são observados em lâmina, ilmenita, espinelio, hematita e goethita (Azevedo, 2018), além dos citados no parágrafo anterior. Por fim, é comum ver as rochas da FFSJM intercaladas com rochas metamáficas e/ou metaultramáficas.

Quatro amostras foram coletadas para datação nessa unidade, THM 18, THM 40, THM 16, THM 97Q, AFC 29.

THM 18 – Se trata de um quartzito impuro, composto majoritariamente por quartzo recristalizado e fitado. A rocha é de granulometria grossa (quartzo), onde os planos de foliação contêm grãos de biotita os definindo. Plagioclásio e k-feldspato representam os minerais restantes da rocha e o zircão é o mineral acessório. A amostra foi coletada próxima a

uma zona de cisalhamento, o que dá o aspecto protomilonítico observado em lâmina (Figura 27).

Figura 30 - Fotografia da lâmina petrográfica do ponto THM 18.



Legenda: A – nicóis descruzados. B – nicóis cruzados. bt – biotita e qtz – quartzo.
Fonte: O autor, 2022.

6.1.3.3 Arco Magmático Serra do Piloto

A seguinte unidade corresponde às rochas do SAE (Heilbron *et al.* 2020), Hoffmann (2016), no mapeamento em escala 1:50.000, conseguiu separar esta unidade em quatro, porém, com o avanço dos estudos e as datações geocronológicas, ficou definido que as antigas unidades de Hoffmann (2016), correspondentes a rochas graníticas, agora fazem parte do Arco Magmático Serra do Piloto, em alusão a serra localizada próxima a Mangaratiba (RJ), com as litologias principais: os granitos e gnaisses presentes na Serra do Piloto e o hornblenda biotita gnaixe, próximo aos túneis de acesso a Angra dos Reis (RJ) e os metassedimentos em contato e relacionados as rochas do arco.

A litologia principal da região da Serra do Piloto é ilustrada por um granito porfírico com cristais de feldspato, maiores que a matriz, variando de 20 a 40% do volume da rocha. Apresenta variada intensidade de deformação, o que se reflete na forma, orientação e tamanho dos pórfiros e na recristalização dos minerais. Possui contato intrusivo com as rochas encaixantes e localmente contato tectônico por falhas de empurrão.

Na Serra do Piloto ocorre o corpo de maior dimensão, aproximadamente 30 km de comprimento por 5,5 km de largura, com fenocristais de feldspatos tabulares a lenticulares de tamanho médio entre 3 a 4 cm e máximo de 8 cm. As formas de afloramento variam desde

depósitos de blocos *in situ*, paredões nas encostas a extensos lajedos nas drenagens (Figura 30A). Na região que engloba os rios Macundu e Pires, a Serra de Itaguaçu e a parte oeste da represa do Ribeirão das Lajes, o gnaïsse porfirítico apresenta foliação metamórfica mais bem desenvolvida, e cristais de feldspato lenticulares a arredondados, escassos cristais tabulares, de tamanho médio entre 1 a 1,5 cm e máximo de 2 cm, podendo gerar foliação milonítica a ultramilonítica. Nesta região é frequente a ocorrência de enclaves decimétricos a decamétricos de quartzito, sillimanita granada biotita gnaïsse, biotita gnaïsse, rocha metaultramáfica e ortognaïsse granulítico, ou seja, rochas características da unidade Sillimanita granada biotita gnaïsse.

Dentre as rochas coletadas para datação, seis fazem parte da região da Serra do Piloto, além disso, quatro amostras foram descritas petrograficamente (TR 04, TR 05, THM 60 (1) e THM 259), as outras duas (THM 60 (2) e THM 60 (3)) correspondem a diques que intrudem a rocha THM 60 (1); o dique THM 60 (2) corresponde a uma rocha mesocrática, equigranular, de coloração cinza, de granulometria média e é composta mineralogicamente por quartzo, feldspato e biotita (Figura 30E), enquanto a amostra THM 60 (3) corresponde a um dique leucocrático, porfirítico, de granulometria média (matriz) a grossa, possui uma coloração branco avermelhada, devido, principalmente, a presença dos megacristais de k-feldspato e é composta mineralogicamente por feldspato, quartzo e biotita (Figura 30F).

As rochas TR 04, THM 60 (1) e TR05 apresentam características e mineralogia parecidas, entretanto, quimicamente (ver Capítulo 8) são diferentes. Contudo serão exibidas neste trabalho de maneira conjunta por apresentarem características petrográficas semelhantes. Em geral, são de granulometria média a grossa, faneríticas, mesocráticas e holocristalinas. A textura principal é inequigranular porfirítica, onde os megacristais de feldspato (microclina ou plagioclásio) são em sua maioria tabulares a lenticulares (Figura 30B). A mineralogia principal é composta por quartzo anedral fraturado com extinção ondulante e próximo à zonas de cisalhamento o intenso processo deformacional forma fitas (THM 80); k-feldspato anedral, representando os megacristais da rocha, tem predominância de microclina e os cristais em sua maioria estão fraturados, tem contato regular, além de inclusões de outros minerais; plagioclásio, com geminação polissintética e no contato com k-feldspato ocorre a formação de mirmequíta; biotita subédrica a euhédrica, se apresenta na forma de ripas avermelhadas, é orientada e acaba definindo os planos de foliação observados nas rochas mais deformadas, envolvendo os grãos porfiríticos; hornblenda acompanha a biotita na amostra THM 60 (1), essa relação é de substituição, possivelmente gerada pelo

metamorfismo imposto sobre o conjunto de rochas na região. Titanita, zircão, minerais opacos, apatita e muscovita são os minerais acessórios (Figuras 31 e 32).

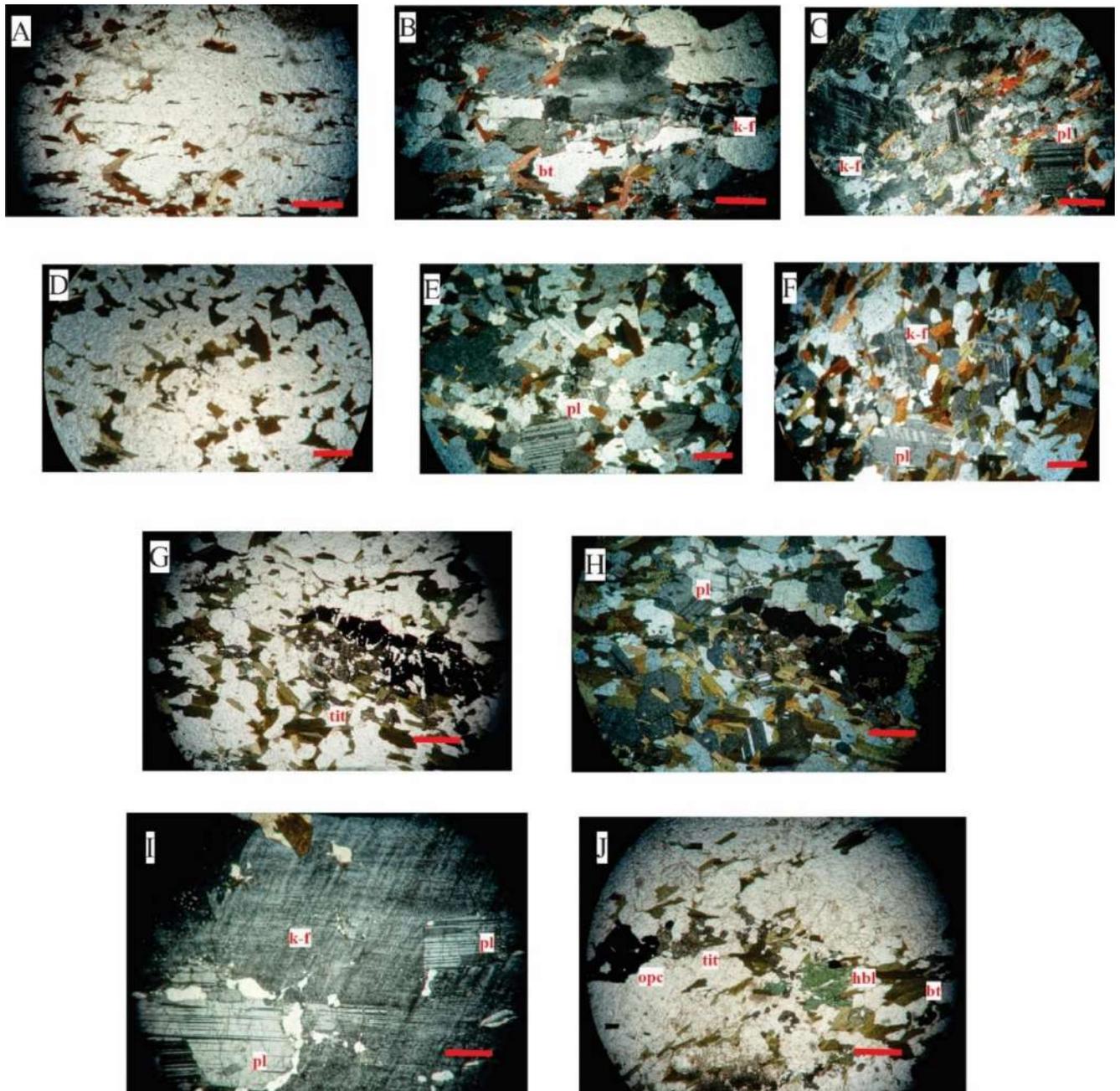
Figura 31 - Fotografias do ponto THM 60.



Legenda: A – afloramento do tipo lajedo em leito de drenagem, com enfoque numa observação geral do local. B – em destaque as principais características da rocha THM 60 (1), coletada para datação geocronológica. C – Nessa fotografia é possível observar a rocha principal da região (THM 60 (1)) e dois diques, também datados, THM 60 (2) e THM 60 (3), mesocrático e leucocrático, respectivamente. D – na mesma região da figura anterior, há uma aproximação da câmera e maior detalhamento das rochas. E – fotografia em detalhe do dique THM 60 (2). F – fotografia em detalhe do dique THM 60 (3), destaque para os megacristais de k-feldspato.

Fonte: O autor, 2022.

Figura 32 – Fotografias das lâminas petrográficas das amostras da Serra do Piloto.



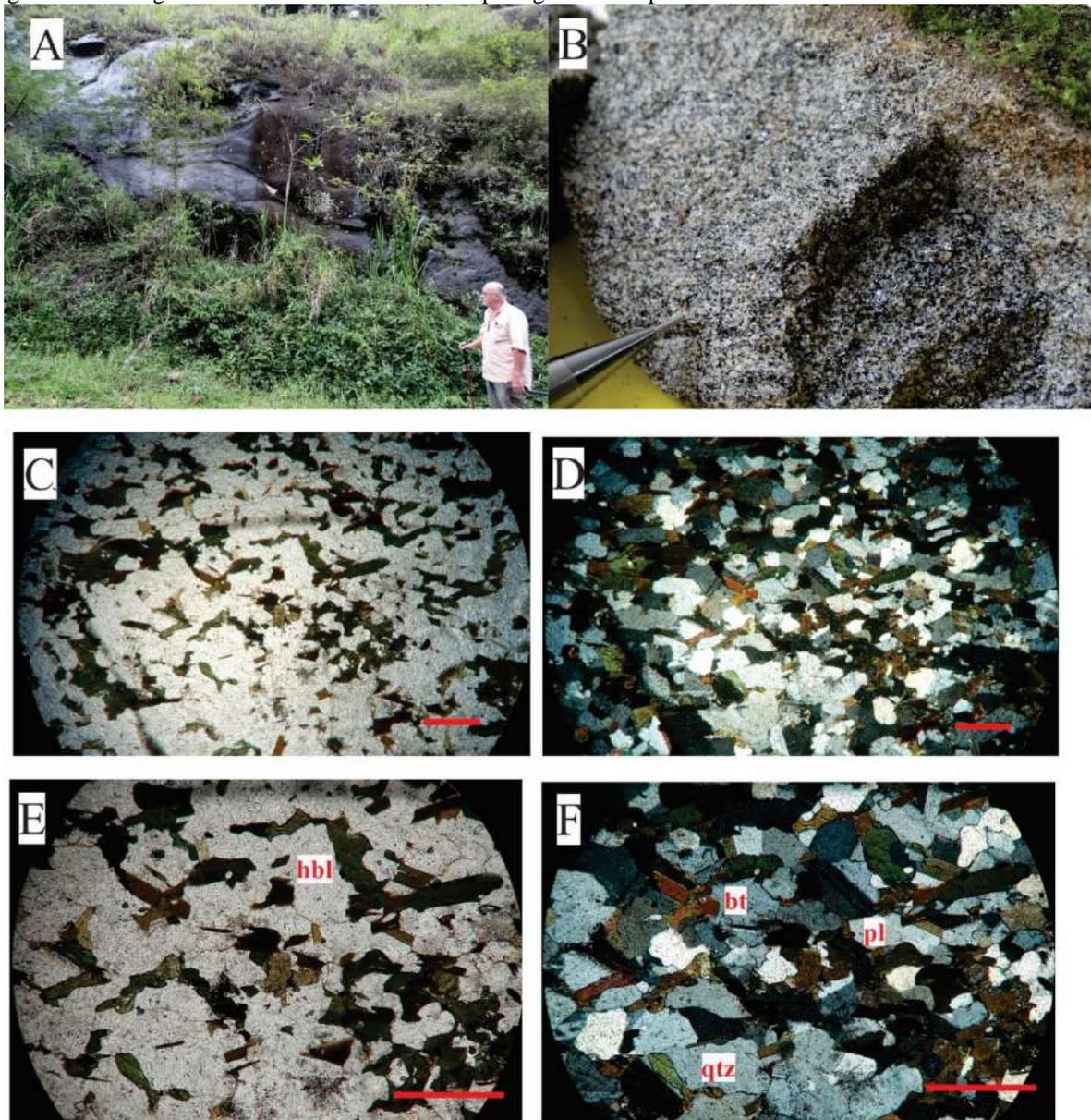
Legenda: A, B e C – Fotografia da lâmina TR 04, nicóis cruzados e descruzados. Aumento de 2,5X. D, E e F – Fotografia da lâmina TR 05, nicóis cruzados e descruzados. Aumento de 2,5X. G e H – Fotografia geral lâmina THM 60 1, nicóis cruzados e descruzados. Aumento de 2,5X. I – porfiroclasto de k-feldspato com inclusões de plagioclásio na amostra THM 60 1. H – Destaque para o grão de hornblenda com pleocroísmo esverdeado. bt – biotita, k-f – K – feldspato, pl – plagioclásio, tit – titanita, hbl – hornblenda e opc – mineral opaco.

Fonte: O autor, 2022.

Ainda na região da Serra do Piloto, a amostra THM 259 apresentou idade de cristalização em 817 Ma (ver capítulo 7) e com isso sua descrição foi feita de forma separada. O afloramento típico desta rocha acontece sob a forma de paredões ao longo da estrada e lajedos em encostas. Ela é homogênea e tem coloração preta (Figuras 33A e 33B). A rocha é

de granulometria média, equigranular, fanerítica, holocristalina e mesocrática. É composta por quartzo anedral, plagioclásio com geminações características e subédrico, biotita em forma de ripas euhédricas e hornblenda subédricas. Titanita, apatita, minerais opacos e zircão são os minerais acessórios. Outra amostra (THM 258) coletada em local próximo apresenta a mesma mineralogia, porém é de granulometria média a grossa e apresenta microclina na composição mineralógica principal (Figuras 33C, 33D, 33E e 33F).

Figura 33 – Fotografias de afloramento e lâminas petrográficas do ponto THM 259.



Legenda: A – Afloramento do tipo corte de estrada/baleia de meia encosta no ponto THM 259. B – amostra de mão apresentando o aspecto geral da rocha. C e D – fotografia da lâmina petrográfica do mesmo ponto, com nicóis descruzados e cruzados, respectivamente e aumento de 2,5x. E e F – fotografia do mesmo local das fotos anteriores, porém com objetiva de 5X hornblenda (hbl), biotita (bt), plagioclásio (pl) e quartzo (qtz).

Fonte: O autor, 2022.

O biotita gnaiss porfirítico encontrado nos pontos THM 112 e THM 228 (Figura 34) é semelhante as rochas da região da serra do piloto. Ele aflora sob a forma de blocos *in situ*, lajedos em chão de estrada de terra e lajedos em drenagem (Figura 34D), ocorre intercalado com espessas camadas de quartzito protomilonítico. Já em grau 2 de alteração, a rocha tem coloração acinzentada a amarronzada com pontos brancos (Figura 34C), tem granulometria fina a média na matriz e apresenta textura granoledpoblástica porfirítica. A idade de cristalização obtida no ponto THM 112 é condizente com as amostras da serra do piloto, inclusive com relação ao metamorfismo (ver capítulo 7.)

Figura 34 – Fotografias dos pontos THM 112 (A, B e C) e THM 228 (D)



Legenda: A – afloramento do tipo corte de estrada onde foi coletada a amostra THM 112. B – Fotografia do biotita gnaiss porfirítico que aflora na região de estudo. C – Amostra de mão coletada no local. D – Ponto THM 228, próximo ao ponto THM 112, mostrando a relação de contato entre o biotita gnaiss porfirítico e o quartzito (também submerso) milonítico

Fonte: O autor, 2022.

Em contato com as rochas do AMSP há um biotita gnaiss migmatítico e representa, provavelmente, um metassedimento associado ao arco magmático, no Anexo 1 possui a cor marrom.

O Biotita gnaiss possui afloramentos do tipo corte e lajedos, ambos em estrada de terra e saibreira. A rocha se apresenta tanto em bom estado de conservação quanto alterada. Em geral, tem bandamento composicional suave e intensa migmatização, gerando leucossomas com até 5 cm de espessura, que podem estar dobrados, principalmente, no contato com o Granito porfirítico. Sofre intrusões de diques graníticos com allanita, engloba faixas alongadas de quartzito, que podem ser miloníticos (THM 72 e 73) e, é intrudida por diques de gabro (THM 264 e 306) e diques de diabásio. A composição mineralógica observada em campo é formada por quartzo, feldspato e biotita.

Foram coletadas 6 amostras para datação U-Pb nessa unidade: THM 60 (1), THM 60 (2), THM 259, TR 04, TR 05, THM 112.

6.1.4 Rochas intrusivas tardi a pós-colisionais

6.1.4.1 Gabros

As rochas gabróicas observadas durante o mapeamento se apresentaram dispersas por toda a região de estudo, sendo assim não foi possível definir uma faixa ou região específica. No anexo 1 apresenta a cor roxa. Afloram em cortes de estrada em rodovias, túneis, corte em estradas de terra, saibreiras e, principalmente, depósitos de blocos e tálus *in situ*. O intemperismo nessas rochas não foi tão incisivo, sendo assim a rocha geralmente está sã, podendo ter esfoliação esferoidal quando mais alterada. Sua relação de contato com as unidades da região é intrusiva, brusca, geralmente aproveitando zonas de fraqueza ou os planos de foliação (THM 163). Ocorre na forma de diques subverticais, com espessura métrica até poucas dezenas de metros (Figura 35A).

A coloração da rocha é escura tendendo a cor preta com pontos esbranquiçados (ripas de plagioclásio), é fanerítica com granulação variando de fina a grossa, possui textura equigranular a inequigranular e tem índice de cor mesocrático.

A mineralogia principal (Figura 35B) é composta por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, quartzo e localmente olivina. Os minerais acessórios são magnetita, minerais opacos e apatita. O plagioclásio ocorre em forma de ripas com tamanho inferior a 0,3 cm, alterado parcialmente para sericita, e, localmente, foi observada mirmequita, o que pode indicar a presença de alguns grãos de K-feldspato. Clinopiroxênio, representado pela augita, é o mineral máfico mais comum, tem hábito prismático a tabular e está disseminado por toda a rocha. O ortopiroxênio (hyperstênio), com hábito prismático, alto relevo e pleocroísmo rosado a esverdeado, também está disseminado pela rocha, porém em menor quantidade que a augita. Os cristais de plagioclásio e piroxênio formam textura ofítica e sub-ofítica. A olivina (Figura 35C), quando presente, apresenta forma arredonda, relevo mais alto que o hiperstênio, forte birrefringência e intensamente fraturada. O quartzo ocorre de forma anédrica entre os cristais de plagioclásio e piroxênios, não passando de 2% do volume da rocha. O anfibólio observado é da família Tremolita-Actinolita, a biotita e a clorita ocorrem substituindo tanto a augita quanto o hyperstênio. Os minerais opacos chegam a representar 10% do volume da rocha, sendo identificados como magnetita em alguns casos. Os demais minerais acessórios ocorrem em cristais euédricos, submilimétricos e com porcentagens inferiores a 1% do volume da rocha.

Os olivina gabros ocorrem na porção W – SW e apresentam menos substituição por anfibólio e biotita.

Figura 35 – Fotografias representativas dos gabros da região.



Legenda: A - Diques gabróicos cortando perpendicularmente rochas quartzíticas no ponto THM 163 (direção SW-NE). B - Lâmina petrográfica do ponto THM 88C. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. C - Lâmina petrográfica do ponto THM 13A. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. opx – Ortopiroxênio, cpx – Clinopiroxênio; anf – Anfibólio; opc – Minerais opacos; plg – Plagioclásio e oli – Olivina.

Fonte: O autor, 2022.

6.1.4.2 Outros granitos

Na área de estudo são observados granitos, na grande maioria como blocos métricos a decamétricos (Figura 37A), formando imensos campos de blocos em encostas e baixadas, retrabalhados por drenagens recentes, sendo interpretados como depósitos de fluxo de detritos (*debris flow*). Localmente, é possível observar um contato discordante entre essa rocha e os gnaisses descritos nas unidades anteriores. Originalmente estas rochas ocorrem como corpos intrusivos subhorizontais nas rochas metamórficas da região estudada, com mergulho para sul e com espessura decimétrica a métrica. Na parte centro-sul da área mapeada são observados em altitudes acima de 1300 m, áreas planas limitadas por paredões subverticais de até 80 m, de acesso muito difícil. Na região da Pedra Chata e do Pico do Papagaio, na parte SSW da área, foi possível acessar estas áreas planas, observando que nelas ocorrem os granitos não deformados desta unidade.

Foram observados dois tipos de granito: Granito Leucocrático rosado e Granito Mesocrático cinza. Em geral, o intemperismo nessas rochas não foi muito intenso, portanto, está entre o grau 1 e 2.

O granito leucocrático rosado (Figura 37B) é de granulometria fina a média, podendo ser hololeucocrático em alguns afloramentos, fanerítico, equigranular e holocristalino. A rocha é composta mineralogicamente por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e escassa biotita. Em geral é homogênea, porém pode conter enclaves de biotita gnaiss porfirítico (Figura 37C).

O Granito mesocrático cinza tem granulação fina a média, inequigranular, fanerítico. holocristalino e homogêneo. Composto mineralogicamente por quartzo, feldspato, biotita (20 a 30%) e magnetita (Figura 37D).

Em campo é possível ver a relação intrusiva (diques) do granito leucocrático com o granito mesocrático, além de enclaves angulosos, evidenciando que o segundo é mais antigo que o primeiro (Figura 37C).

Figura 36 – Fotografias do ponto THM 297.



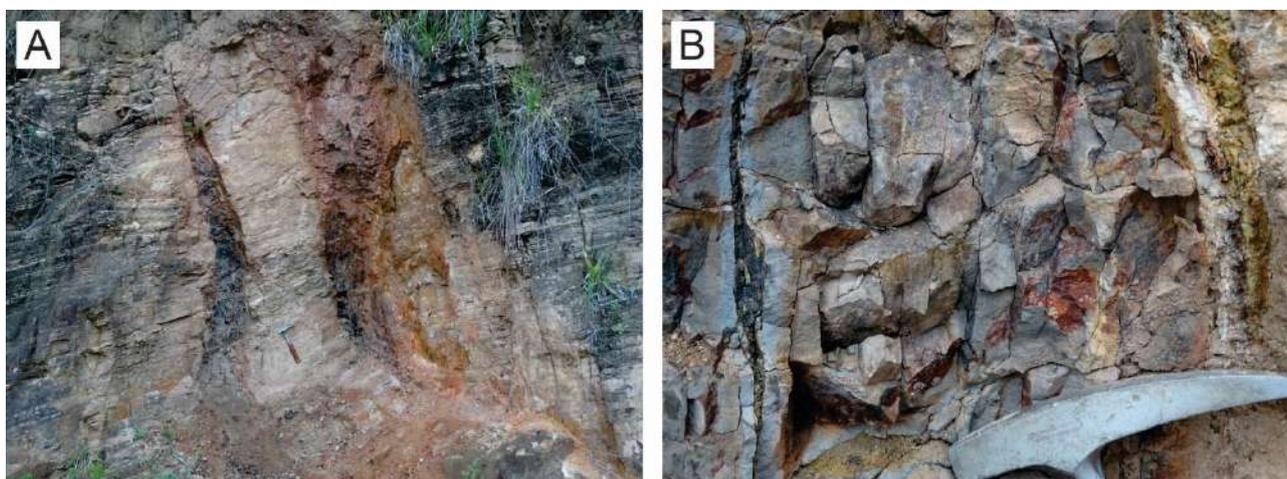
Legenda: A - Campo de blocos e matações no ponto THM 297 do granito leucocrático. B - Amostra de mão mostrando a relação de contato brusco entre o Granito Mesocrático e o Granito Leucocrático. C - Enclave de Biotita Gnaiss incorporado ao Granito Leucocrático no ponto THM 297. D - Granito mesocrático com nódulos escuros de magnetita.

Fonte: O autor, 2022.

6.1.4.3 Diques de Diabásio

Os diques de diabásio (Figura 36) possuem relação de contato intrusiva em todas as unidades mapeadas, inclusive com relação aos gabros descritos acima, possuindo espessura desde 0,3 metros até 6 metros. Apresentam coloração marrom escura quando alterados (THM 167) e, preta quando a rocha é sã. Petrograficamente a rocha é maciça e afanítica, com escassos fenocristais milimétricos de plagioclásio. No ponto THM 81, o dique de diabásio possui vesículas substituídas por mineral esbranquiçado

Figura 37 – Diques de Diabásio do ponto THM 167.



Legenda: A – Diques de diabásio no ponto THM 167. B – Foto aproximada do dique. Em ambas as fotos o martelo é a escala.

Fonte: O autor, 2022.

6.2 Geologia Estrutural

6.2.1 Fases de deformação Dúctil

- Fase deformacional Dn

Essa fase foi responsável pela geração da foliação principal (Sn), de lineação mineral / de estiramento (Ln) e de dobras (Fn). Na área de estudo observa-se que a deformação gerada

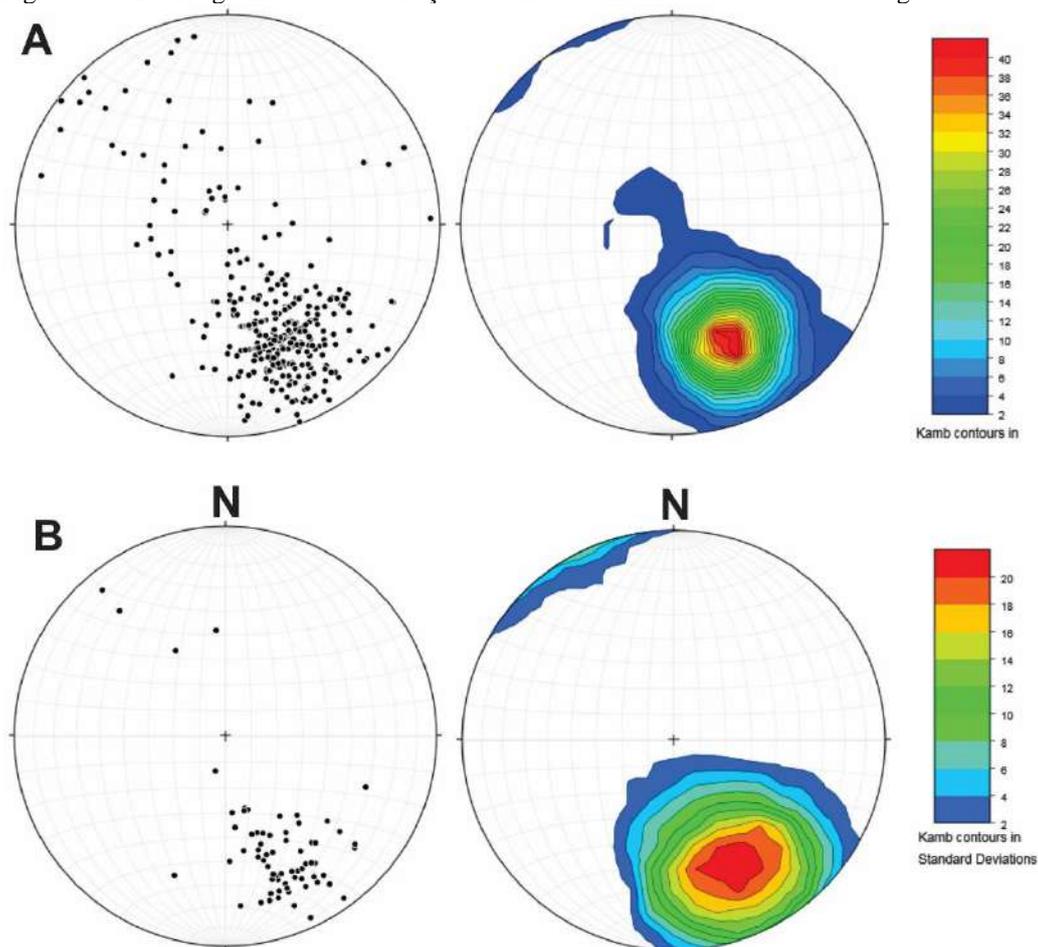
nesta fase foi heterogênea, com desenvolvimento de zonas de cisalhamento de espessura centimétrica até decamétrica, nas quais a intensidade de deformação foi mais elevada.

As estruturas pretéritas que se encontram dobradas na fase Dn são, principalmente, os contatos entre os diversos litotipos metamórficos, a exceção das rochas do AMSP, e dos corpos intrusivos de gabro, granito rosado, granito com magnetita e diabásio.

Nas regiões de charneira das dobras (Fn) é possível observar, em rochas menos competentes, uma foliação aparentemente paralela aos contatos litológicos também sendo dobrada, podendo ser uma foliação metamórfica pretérita (Sn-1). Entretanto, devido ao intenso dobramento gerado nesta fase, torna-se muito difícil separar esta foliação dobrada junto com os contatos litológicos da foliação principal (Sn), pois ambas tendem a estar paralelizadas na maioria dos afloramentos.

A foliação (Sn) é definida, dependendo do litotipo observado, pela orientação preferencial de minerais como biotita, muscovita, sillimanita e hornblenda, além de fitas de quartzo em rochas miloníticas geradas nas zonas de cisalhamento desenvolvidas nesta fase. Esta foliação mostra forte concentração de medidas com mergulho variando de suave a íngreme, para NW, apresentando pico máximo em $333^\circ / 56^\circ$, entretanto com medidas com mergulho para SE e poucos pontos apresentando medidas com mergulhos, geralmente, suaves para SW e NE (Figura 38 A). A foliação milonítica (Snmil) gerada nesta fase, também apresenta mergulhos variados para NW, com pico máximo em $334^\circ / 53^\circ$ (Figura 38 B), entretanto, com uma dispersão muito menor que a dos pontos onde a foliação (Sn) não é milonítica. O mergulho apresenta a mesma variação de atitude nos dois primeiros pares de estereogramas, corroborando assim para a interpretação de que essa fase deformacional foi progressiva, com geração de foliação metamórfica (Sn) e evolução para foliação milonítica (Snmil) em regiões de deformação mais intensa.

Figura 38 – Estereogramas com as foliações normais e miloníticas observadas da região.

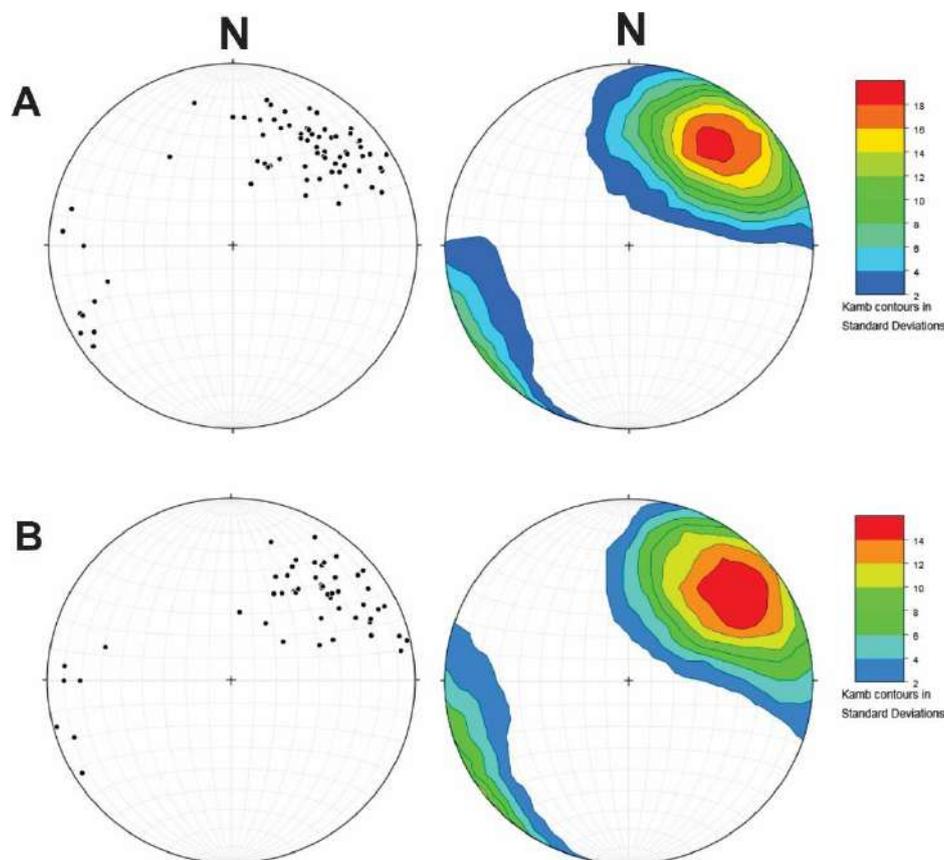


Legenda: Total de 350 medidas, com pico máximo em $333^\circ / 56^\circ$ (Stereonet 9.8.). A - Estereograma da Foliação (S_n) não milonítica representado pelo contorno dos polos dos planos medidos. B - Estereograma da Foliação milonítica (S_n) representado pelo contorno dos polos dos planos medidos. Total de 68 medidas, com pico máximo em $334^\circ / 53^\circ$ (Gerado com Stereonet 9.8)

Fonte: Hoffmann, 2016.

A lineação (L_n) é observada como mineral, definida pelo alinhamento de anfibólios, sillimanita, biotita e muscovita, assim como de estiramento, principalmente nos quartzitos e em rochas com textura milonítica, devido à recristalização do quartzo durante esta fase de deformação. A lineação de estiramento (Figura 39 A) e mineral (Figura 39 B) apresentam atitudes semelhantes, com caimento suave a intermediário para NE, com máximos em $039^\circ / 29^\circ$ e $051^\circ / 25^\circ$, respectivamente, e dispersão subordinada para SW, e mais escassa para WNW, devido à deformação posterior.

Figura 39 – Estereogramas das Lineações de Estiramento e Mineral.



Legendas: A - Estereograma da Lineação (Ln) de estiramento, representado pelo contorno dos pontos medidos durante o mapeamento. Total de 72 medidas, com pico máximo em 039° / 29° (Stereonet 9.8) B - Estereograma da Lineação mineral, representado pelo contorno dos pontos medidos durante o mapeamento. Total de 51 medidas, com pico máximo em 051° / 25°. (Stereonet 9.8).

Fonte: Hoffmann, 2016.

Foram observados, tanto em afloramento quanto em lâmina delgada, diferentes tipos de indicadores cinemáticos que registram o sentido de movimento durante a fase deformacional (Dn), sendo os principais: a) *stair stepping* da foliação (Sn), contornando cristais de granada, piroxênio, anfibólio e feldspatos; b) planos S-C ou S-C''; c) foliação obliqua em quartzito; d) deflexão da foliação (Sn) em planos de cisalhamento; e) *feldspato-fish*, estes mais escassos. Os indicadores observados em afloramento (Figuras 40 e 41) têm, em sua imensa maioria, componente dextral em planta, que refletem um movimento de topo para o quadrante NE, ao longo da direção da lineação (Ln), sobre o plano da foliação (Sn), milonítica ou não. Em alguns poucos pontos foram observados indicadores com componente sinistral em planta, que mostram movimentação no sentido oposto para SW.

Os indicadores cinemáticos observados em lâmina delgada (Figura 41D), a despeito de serem observados como dextral ou sinistral, ao serem rebatidos para as amostras orientadas, mostram o mesmo movimento daqueles observados em afloramento.

As dobras (Fn), associadas a essa fase de deformação, são dobras fechadas a isoclinais, com ou sem raiz, em geral apresentando plano axial paralelo à foliação principal (Sn) e eixo com caimento suave preferencial para NE, podendo ocorrer alguns com caimento para SW, mostrando semelhança com as medidas de lineação (Ln), e algumas poucas medidas dispersas para o quadrante NW, devido à deformação posterior.

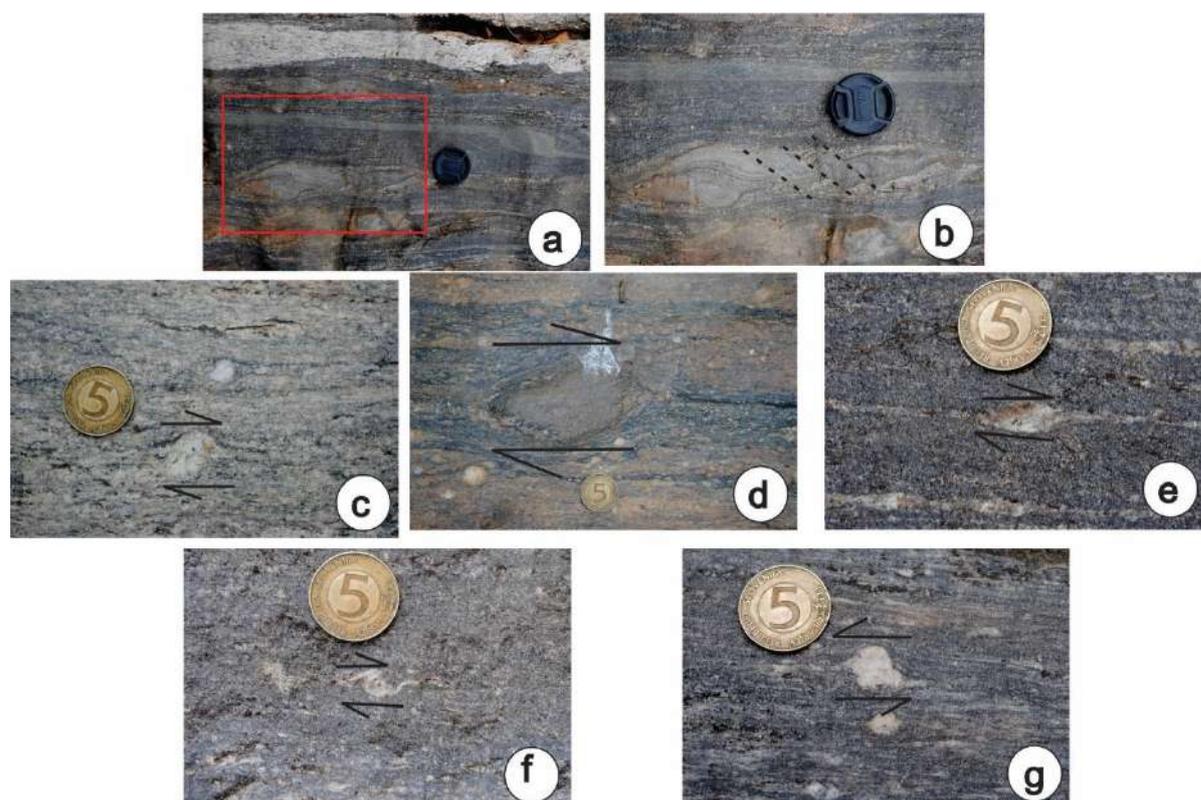
As zonas de cisalhamento da fase Dn (Anexo 2), por sua maior constância da atitude e pela maior intensidade de deformação, provavelmente representam o estágio final máximo dos esforços compressivos nesta fase deformacional. Os milonitos originados nestas zonas de cisalhamento, geralmente, apresentam recristalização do quartzo e do feldspato, textura de gnaiss fitado, com poucos porfiroclastos de feldspato, exceto em rochas originalmente porfiríticas, com cristais de feldspato muito maiores que a matriz. Neste caso, observam-se porfiroclastos, geralmente de comprimento inferior a 1cm, com feldspato recristalizado na borda, entretanto sem formar manto muito espesso. Os demais porfiroclastos observados são de granada, piroxênios e hornblenda. Demais elementos estruturais observados nestas zonas de cisalhamento são: dobras assimétricas isoclinais sem raiz, camadas *boudinadas*, geralmente de anfibolitos, *Foliation Boudinage*, vista no ponto THM-163.

Essas zonas têm maior representatividade em lajedos de drenagem, podendo chegar a 80 metros de espessura e colocam lado a lado as diversas unidades de mapeamento descritas no capítulo 6.1. Três zonas de cisalhamento principais, com strike aproximadamente N60E, foram traçadas no mapa (Anexo 2), delimitando áreas com maior concentração de rochas miloníticas, entretanto outros afloramentos com milonitos são observados na região.

A zona de cisalhamento mais ao Norte separa rochas das unidades Graminha (Dios, 1995) e Biotita Gnaiss I com intercalação de quartzito e rocha calcissilicática (Anexo 2), apenas com registro de metamorfismo em facies anfibolito (capítulo 6.3), de rochas das unidades Sillimanita-Granada-Biotita Gnaiss, Hornblenda-Biotita Gnaiss e Ribeirão das Lajes, com registro de facies granulito e anfibolito (capítulo 6.3). A zona de cisalhamento do centro da área transpõe e desloca o contato das rochas que ocorrem na faixa de rochas granulíticas. A zona de cisalhamento mais ao sul, aparentemente, marcaria o contato entre as diferentes rochas das unidades Sillimanita-Granada-Biotita Gnaiss e Ribeirão das Lajes com as rochas do AMSP, entretanto observam-se diques menores das rochas do arco intrudirem as rochas dentro da faixa granulítica, além do corpo conter enclaves de quartzitos, anfibolitos, rocha calcissilicática, metacharnóenderbita e restos de granada biotita gnaiss, sugerindo que o contato original é intrusivo, anterior ao desenvolvimento da zona de cisalhamento. Contudo, as partes menos deformadas das rochas do AMSP apresentam foliação primária de fluxo com

rumo semelhante à foliação (Sn), e as partes mais deformadas possuem a foliação (Sn), chegando até a registrar milonitos, indicando que seu alojamento seria cedo-sin ao desenvolvimento da foliação (Sn) e das zonas de cisalhamento da fase Dn.

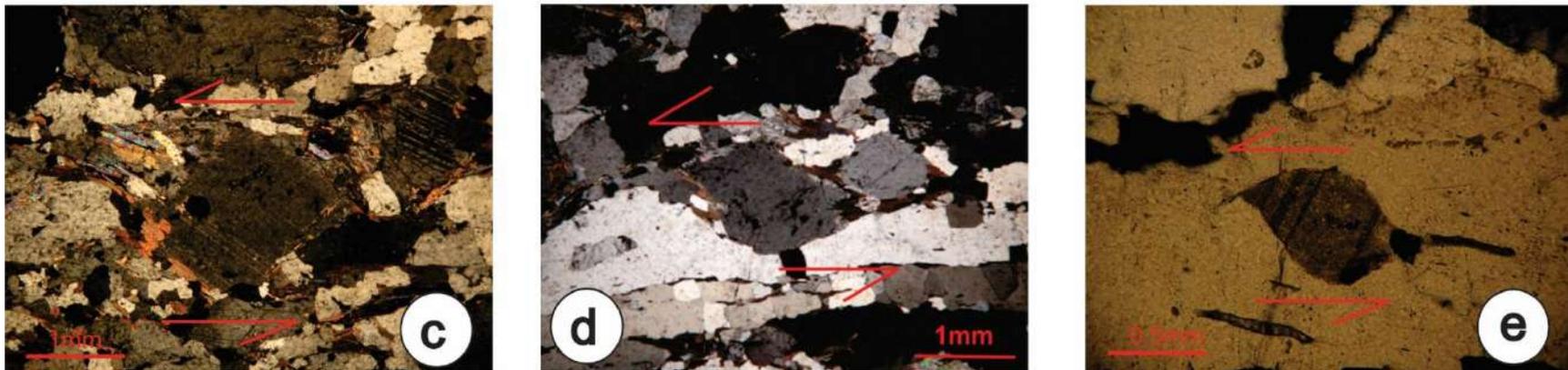
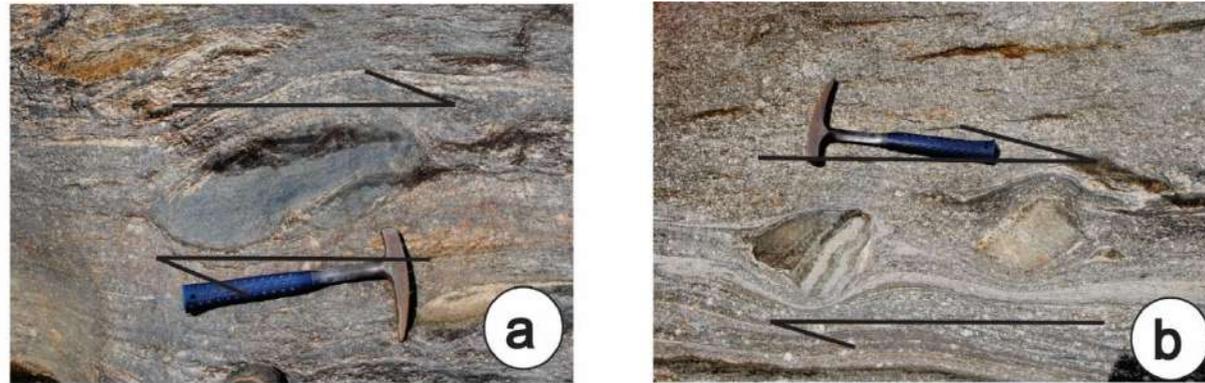
Figura 40 – Indicadores Cinemáticos observados em afloramento.



Legenda: a) e b) – Em destaque no quadrado vermelho estão falhas sintéticas que são destacadas na figura “b”, ainda é possível observar dobras assimétricas no canto direito da figura A; c) Porfiroclasto de feldspato destal; d) Enclave de rocha básica com stair stepping destal; e) Porfiroclasto manteado de feldspato tipo sigma, destal; f) Porfiroclasto tipo delta destal; e g) Porfiroclasto manteado de feldspato tipo delta, destal. Todos os indicadores são em planta no ponto THM 20.

Fonte: Hoffmann, 2016.

Figura 41 – Indicadores cinemáticos em afloramento e lâmina petrográfica.



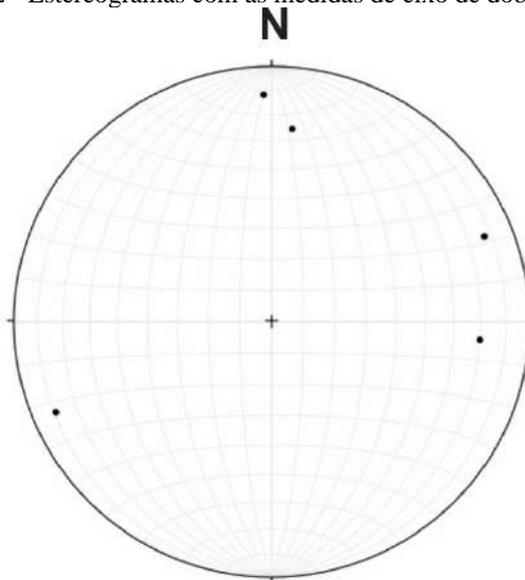
Legenda: a) Enclave de rocha metabásica estirada com sentido destal; b) Dois enclaves de rocha calcissilicática, a esquerda há uma dobra em quadrante e a direita há um *stair stepping* destal; c) Porfiroclasto destal em lâmina do ponto THM 20; d) Indicador Sinistral em lâmina. THM 28; e) Indicador Sinistral em lâmina no ponto THM 20.

Fonte: Hoffmann, 2016.

- Fase deformacional Dn +1

Essa fase deformacional é representada por dobras abertas com plano axial subvertical e eixo com caimento variados para N e ENE-WSW (Figura 42), que afetam as estruturas da fase Dn acarretando na dispersão de medidas de lineação (Ln) e de foliação (Sn), entretanto, muito raramente, geram foliações como clivagem de crenulação bem definidas.

Figura 42 - Estereogramas com as medidas de eixo de dobras abertas (dn+1).



Fonte: Hoffmann, 2016. Programa OpenStereo.

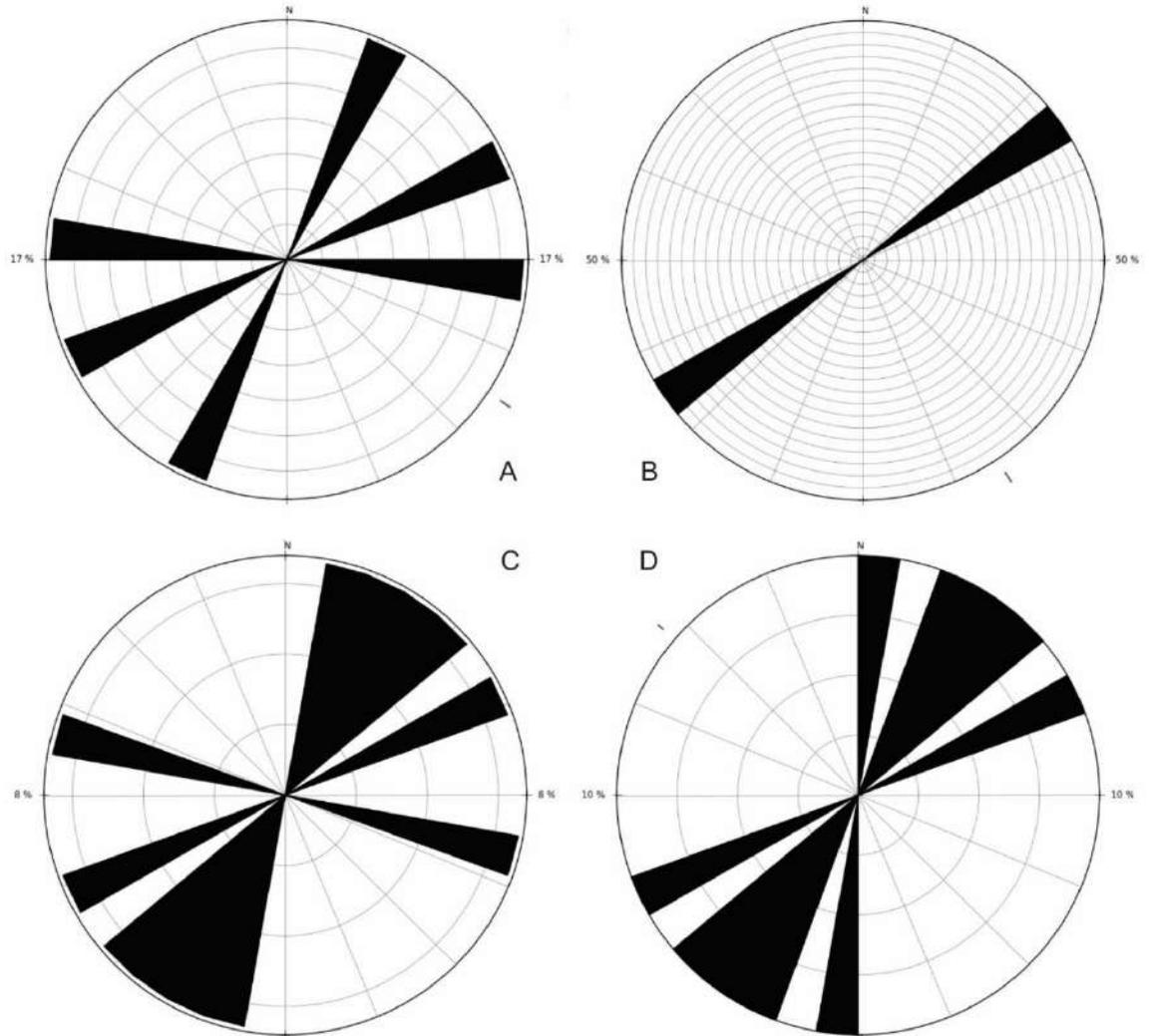
6.2.2. Deformação Rúptil

As estruturas rúpteis observadas são falhas e fraturas, que localmente estão preenchidas por veios de quartzo ou diques de gabro, diabásio, granitos e pegmatitos. Algumas falhas são observadas truncando e deslocando contato entre rochas e depósitos recentes que as recobrem, indicando presença de estruturas rúpteis recentes. Assim, a avaliação das estruturas rúpteis feitas a seguir será dividida de acordo com as rochas que as encaixam e as estruturas que são afetadas, sendo apresentada em ordem cronológica relativa a partir das mais antigas.

Os diques graníticos têm direção NE-SW a E-W e os diques pegmatíticos têm direção NE-SW (Figura 45A). Os diques de diabásio encontrados na região de estudo também tem predomínio de direção para NE-SW, porém foi encontrado ao menos um dique com direção

WNW-ESE (Figura 45B). Por fim, os diques de Gabro apresentam direção NE-SW a N-S. A direção NE-SW é a preferencial para a maioria das rochas intrusivas na região, apresenta fraturas e/ou falhas preenchidas por diferentes rochas, cristalizadas em momentos distintos, desde ao menos o Cambriano (diques graníticos) até o Cretáceo inferior (diques de diabásio), sugerindo a reativação de estruturas preexistentes em diversos momentos.

Figura 43 – Roseta com as direções preferencias dos diques da região.

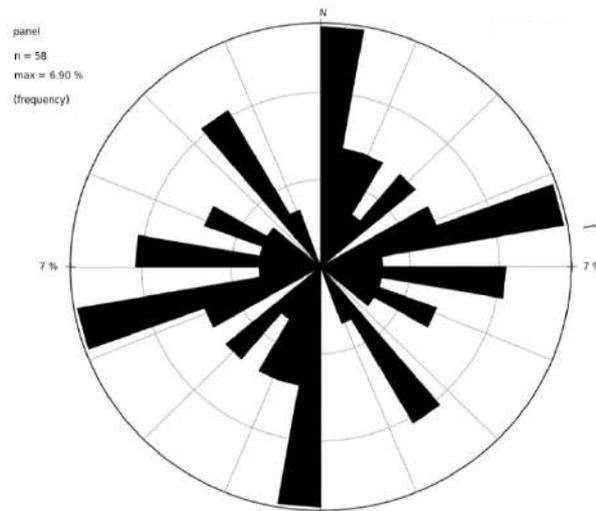


Legenda: A- Direção preferencial dos diques de Granito encontrados na região de estudo, num total de 6 medidas. B- Direção principal dos diques pegmatíticos, 2 medidas no total. C- Diques de diabásio com um total de 12 medidas. D- Diques gabróticos com um total de 10 medidas.

Fonte: Hoffmann, 2016. Programa OpenStereo.

A direção das falhas (normais e reversas) e fraturas não preenchidas apresentam um padrão mais disperso, com duas direções preferenciais, N-S e ENE-WSW, com porcentagem máxima de 7% de ocorrência para cada direção (Figura 44).

Figura 44 - Roseta com as direções principais encontradas em falhas e fraturas.



Fonte: Hoffmann, 2016. Programa OpenStereo.

Figura 45 – Fotografias dos pontos THM 28 e THM 129 com destaque para os diques.



Legenda: A - Fotografia do ponto THM 28, mostrando a intrusão de um dique pegmatítico no Granada Biotita Gnaiss cortando a foliação e que, posteriormente, foi afetado perpendicularmente por uma falha. B - Fotografia do ponto THM 129, onde há intercalação entre rochas quartzíticas e anfíbolíticas sendo intrudidas por um dique de diabásio a esquerda.

Fonte: Hoffmann, 2016.

6.3 Metamorfismo

Quanto ao registro metamórfico, as rochas da área estudada podem ser divididas em dois grupos: a) rochas com paragênese metamórficas de fácies granulito e anfíbolito (mais

nova); b) rochas com paragêneses metamórficas apenas de fácies anfibolito. O primeiro grupo é representado pelas rochas orto e paraderivadas do Complexo Costeiro, enquanto o segundo grupo é representado pelas rochas do Terreno Embu, orto e paraderivadas, e ortoderivadas do Arco Magmático Serra do Piloto.

Cada litotipo estudado apresenta paragêneses metamórficas distintas, de acordo com a composição do seu protólito, sendo os mais propícios para o estudo metamórfico aqueles com protólito de rochas pelíticas e básicas. Entretanto, também podem ser observadas paragêneses metamórficas de facies diferentes em rochas ácidas a intermediárias.

A seguir serão descritas as paragêneses metamórficas de cada litotipo estudado, separados pelos grupos acima discriminados.

6.3.1 Grupo Metamórfico A

A Unidade Ribeirão das Lajes engloba o metacharnoenderbita arqueano, de composição charnockítica a anderbítica, e o ortopiroxênio ortognaisse paleoproterozóico de composição granodiorítica a granítica (André *et al.* 2021). Ambas as rochas apresentam registro metamórfico de facies granulito, mais antigo, e de facies anfibolito, mais novo. Nestas rochas, a facies granulito é caracterizada pela paragênese $Opx + Cpx + Pl + Qtz$, aparentemente, anterior ao desenvolvimento da foliação principal (Sn). Nas porções menos deformadas do metacharnoenderbita a trama ígnea está parcialmente preservada, sugerindo a presença de piroxênios originalmente ígneos (Figura 46). Já a facies anfibolito está caracterizada pela desestabilização do ortopiroxênio e substituição parcial por hornblenda e biotita, formando a paragênese $Hbl + Bt + Pl + Qtz$. A hornblenda e a biotita são os minerais que definem a foliação principal (Sn) destas rochas, indicando que esta paragênese é contemporânea ao auge da deformação da fase Dn. Por fim, clorita substituindo a biotita, sugere um retrometamorfismo para condições de facies xisto verde.

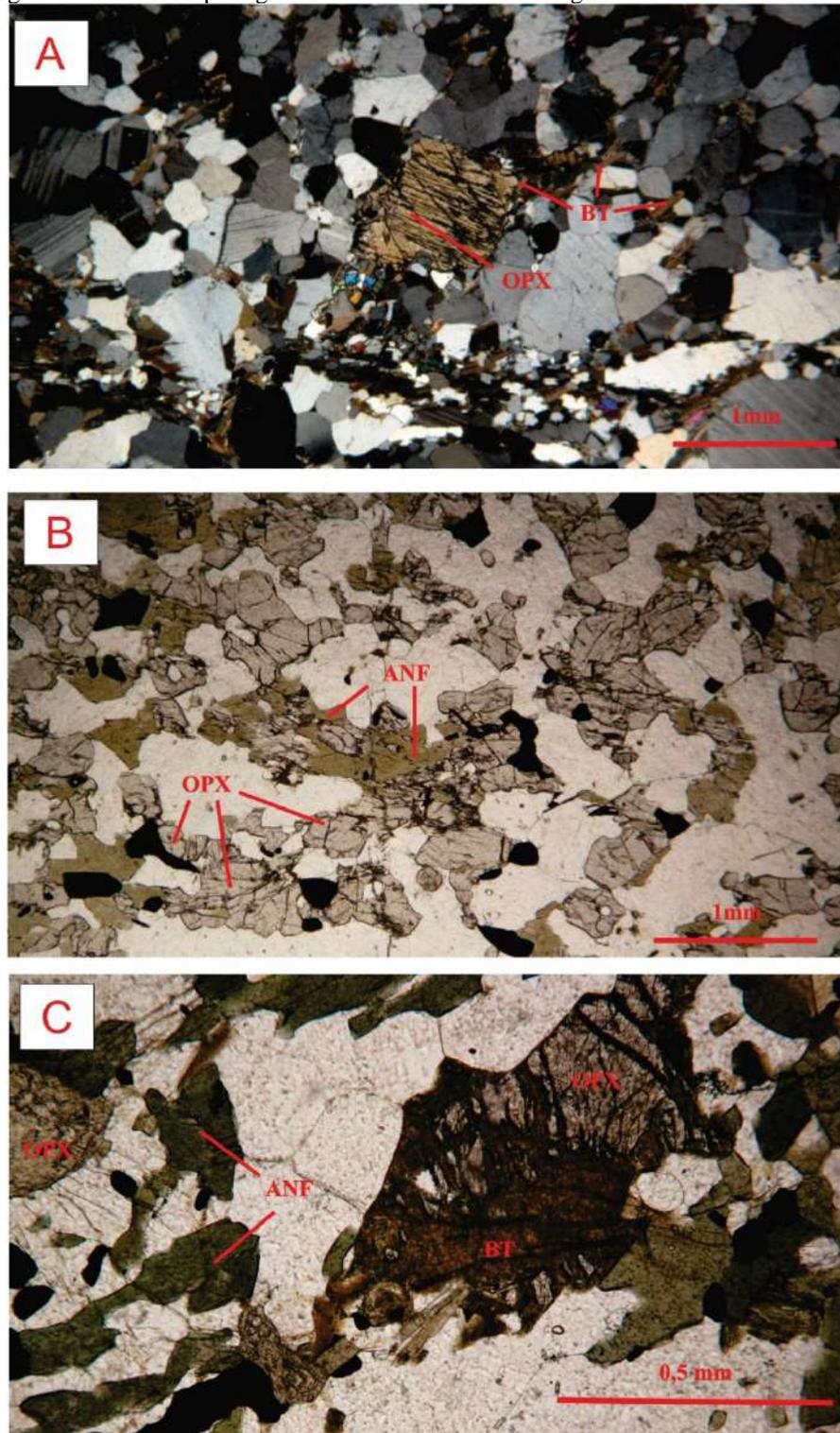
Na Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss o paragnaisse apresenta paragênese $(Opx) + Grt + Sil + Kfs + Pl + Qtz$, indicativa de facies granulito com temperatura superior a 880°C, corroborada com o aparecimento do ortopiroxênio, possivelmente na associação $Bt + Grt + Qtz = Opx + Al_2O_5 + Kfs + fusão$ (Spear *et al.*, 1999), e pressão balizada entre 8 kbar e 14 kbar como limite superior definido pela sillimanita (Figuras 47A e 47B). Posteriormente ocorreu a hidratação da rocha, resultando no aparecimento de muscovita e da substituição

quase que total do ortopiroxênio para biotita, formando a paragênese Bt + Sil + Grt + Ms + Qtz, (Figura 47D), sendo as micas os minerais que definem a foliação principal (Sn), conclui-se que esta paragênese é contemporânea a deformação da Fase Dn.

Anfibolitos encontrados como lentes na Unidade Sillimanita Granada Biotita e enclaves na unidade Ribeirão das Lajes, apresentam paragênese Opx + Cpx + Pl mais antiga, com piroxênios sendo substituídos por hornblenda e biotita, formando uma paragênese mais nova com Hbl + Bt + Pl. A paragênese mais antiga indica metamorfismo em condições de facies granulito, sendo substituída pela paragênese mais nova em condições de facies anfibolito, com temperatura entre 500°C e 680°C. Esta relação entre diferentes paragênese e suas relações com a fase deformacional Dn são semelhantes àquelas descritas para o paragnaisse da mesma unidade.

A Formação Ferrífera São João Marcos tem como sua paragênese metamórfica mais antiga QTZ + solução sólida (MAG+HC+IL) ± GRT (ALM) ± OPX, indicando, assim, condições de facies granulito. Além disso, a presença de cummingtonita-grunerita substituindo cristais de OPX, nas formações ferríferas e, localmente, tremolita-actinolita, pode representar o registro de um retrometamorfismo em facies anfibolito (Azevedo 2018), corroborando com o que foi observado nas demais rochas do Complexo Costeiro.

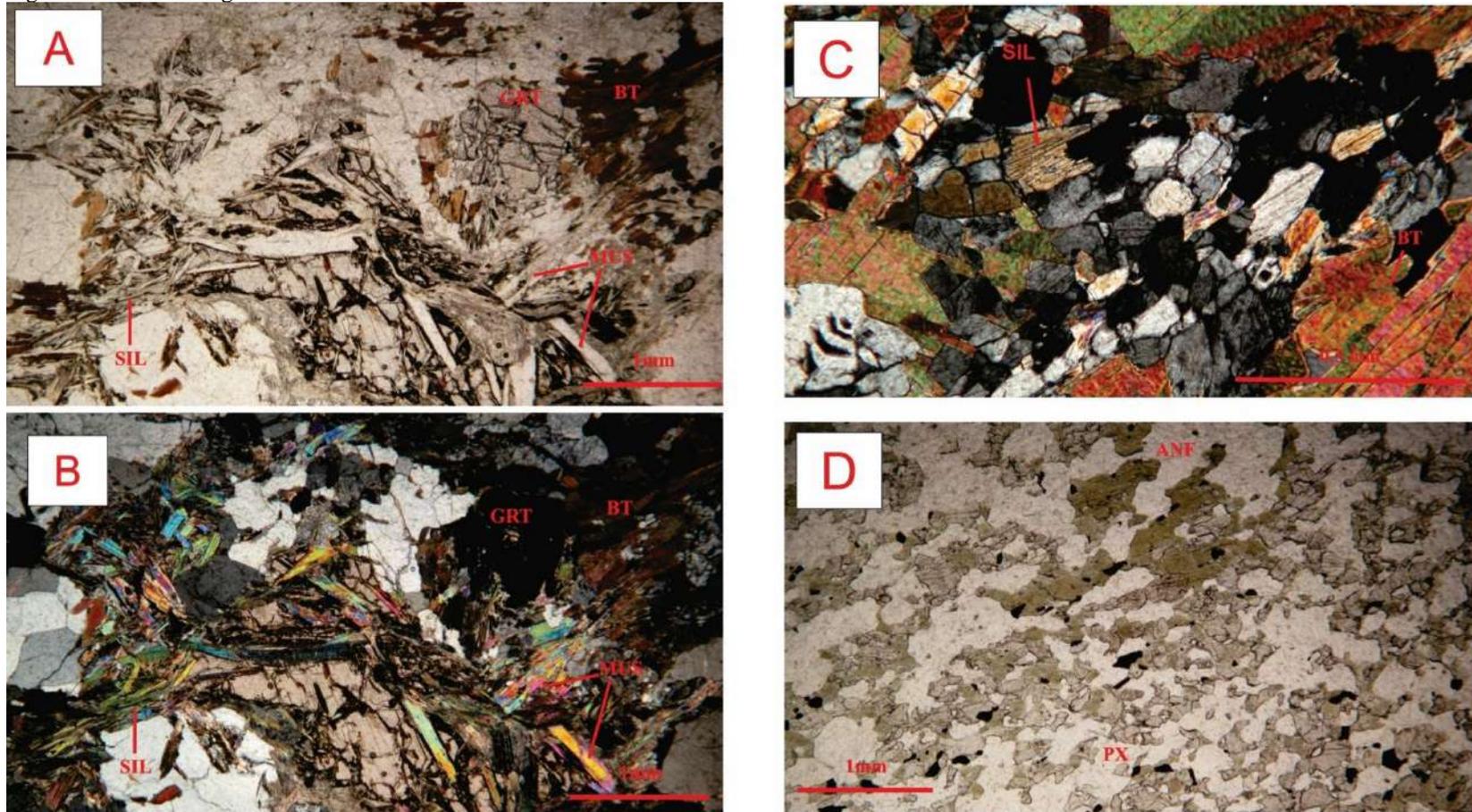
Figura 46 – Lâminas petrográficas de amostras em facies granulito.



Legenda: A – Lâmina THM 38 com cristal de OPX no centro, objetiva de 2,5x. B – Lâmina THM 198 com cristais de ortopiroxênio sofrendo alteração para anfibólio, objetiva 2,5x; C - Cristais de ortopiroxênio sofrendo alteração tanto para biotita quanto para anfibólio. THM 137, objetiva 10x. OPX – ortopiroxênio, ANF – anfibólio, BT – biotita

Fonte: Hoffmann, 2016.

Figura 47 – Fotomicrografias das amostras da Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss.



Legenda: A e B indicam a paragênese encontrada em facies anfibolito na lâmina THM 4 (Granada Biotita Gnaiss). Nicóis paralelos e cruzados e objetiva 2,5x. C - Grão de sillimanita indicados na amostra THM 4. Nicóis cruzados e objetiva 10X. D - Cristais de PX sofrendo alteração para ANF, THM 35B, nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. OPX – ortopiroxênio, ANF – anfibólio, BT – biotita, PX – piroxênio, SIL – sillimanita, GRT – granada, BT – biotita, MUS – muscovita
 Fonte: Hoffmann, 2016.

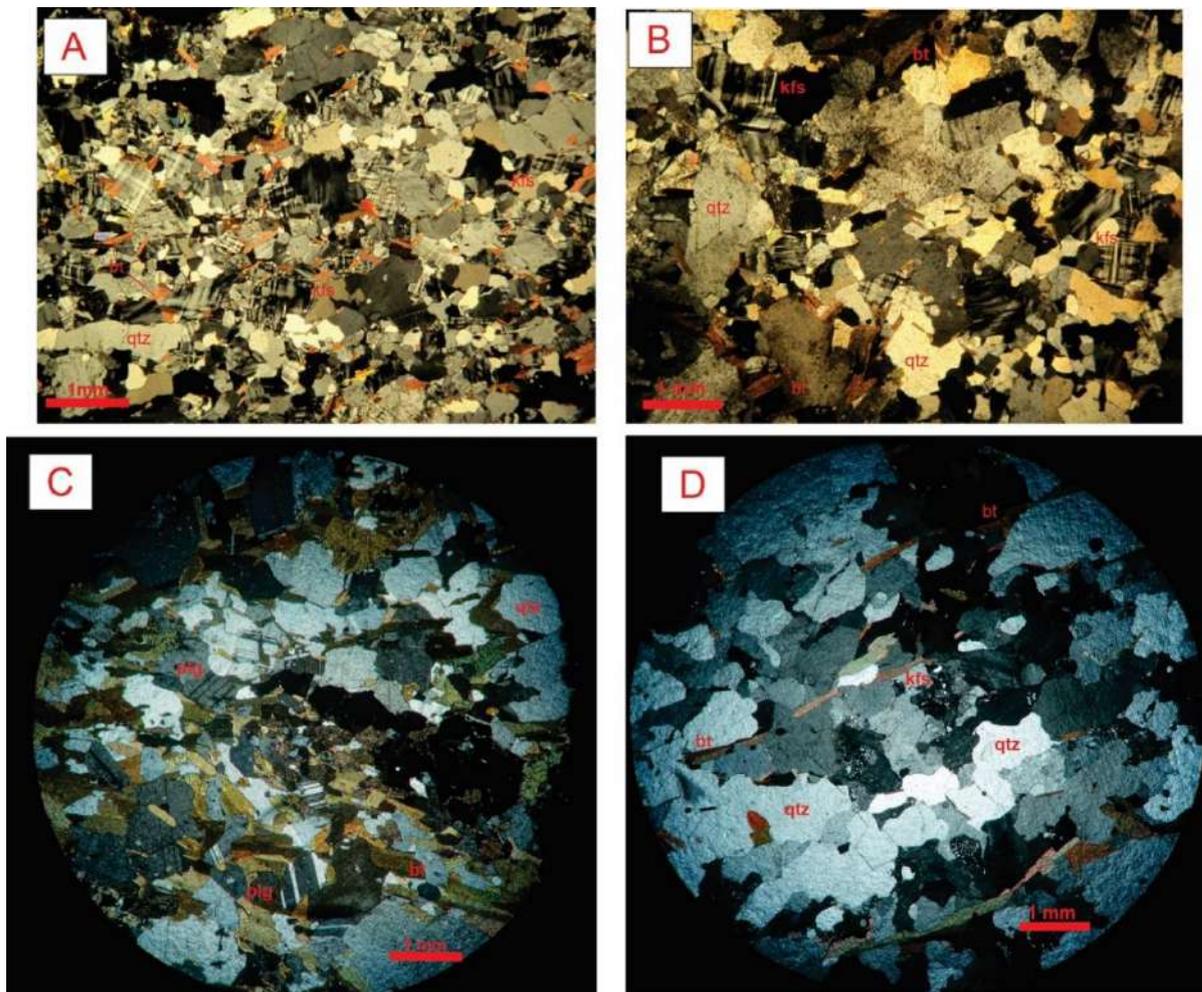
6.3.2 Grupo Metamórfico B

As rochas de protólito psamítico da unidade Biotita Gnaiss, no Terreno Embu, tem paragênese metamórfica composta por $Bt + Pl \pm Kfs + Qtz$ (Figura 48A e 48B) e as de protólito semi-pelítico, subordinadas, têm paragênese $(Grt) + Sil + Bt + Pl \pm Kfs + Qtz$, definindo como facies anfibolito com temperatura entre 600°C e 650°C e pressão entre 2 e 4 Kbar (Luth, Jahns & Boettcher, 1964; Richardson *et al.*, 1969; Thompson, 1982; e; Spear *et al.*, 1999). Nestas rochas a foliação principal é definida pela orientação preferencial das micas, localmente da sillimanita, indicando serem estas paragêneses de facies anfibolito contemporâneas ao auge da deformação da fase Dn neste terreno.

As rochas ortoderivadas que compõem o Arco Magmático Serra do Piloto (Figura 48C), intrusivas nas rochas do Complexo Costeiro, têm como mineral metamórfico característico a biotita, que ocorre orientada definindo a foliação principal (Sn) destas rochas. Nas porções mais deformadas ocorre recristalização dinâmica do quartzo e dos feldspatos, estes formando porfiroclastos com manto de recristalização. Estas características indicam metamorfismo em facies anfibolito contemporâneo a fase deformacional Dn nestas rochas, não havendo registro de minerais que indicassem metamorfismo em facies granulito anteriormente.

A unidade Graminha (Dios, 1995), composta por rochas ortoderivadas, com paragênese $Qtz + Kfs + Pl + Bio \pm Hbl$, corroborada com a descrição da amostra THM 162G (Figura 48D) de Hoffmann (2016) para a mesma unidade, é indicativa de facies anfibolito, uma vez que a biotita é orientada definindo os planos de foliação da rocha, contemporâneas ao auge da deformação da fase Dn no terreno Embu. Dios (1995) classifica esse evento metamórfico como M1.

Figura 48 – Lâminas petrográficas de amostras em facies anfibolito.



Legenda: A) indica a paragénese encontrada em facies anfibolito na lâmina THM 196. B) lâmina petrográfica do ponto THM 134. C) Lâmina petrográfica do ponto THM 60 (1) indicando facies anfibolito. D) paragénese observada na amostra THM 162G. Nicóis paralelos e cruzados e objetiva 2,5x em todas as fotos. qtz – Quartzo, bt – Biotita, kfs – K-feldspato e plg – Plagioclásio.

Fonte: Hoffmann, 2016 e o autor, 2022.

7 ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA

A análise de espectrometria de massa de plasma induzido (ICP-MS), tem sido uma ferramenta analítica muito utilizada para as Geociências desde a década de 80. A implementação do *Laser Ablation* (LA) foi um importante passo baseado no impacto das técnicas de microscopia eletrônica e da espectrometria de massa por ionização termal (Geraldes, 2010).

A técnica do ICP-MS-LA engloba a volatilização da amostra, ou parte dela por um feixe de laser, seguida por uma ionização por um plasma de Argônio (Ar) e a medida das razões isotópicas por um espectrômetro de massa acoplado.

O presente capítulo visa a apresentação e interpretação dos dados obtidos através de análises geocronológicas U-Pb e Lu-Hf em zircão, realizadas no equipamento Neptune plus, utilizando a técnica analítica LA – MC – ICP – MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* – Espectrometria de Massa com Nebulização Laser por Plasma Indutivamente Acoplado), modelo *New Finningan NEPTUNE MC-ICP-MS* acoplado com um sistema de ablação a laser.

Os disparos de laser nas amostras paraderivadas foram feitos em grãos de zircão escolhidos de forma aleatória, evitando a priorização de alguma família de zircão ao se utilizar parâmetros como forma, tamanho e padrão deles (vide Capítulo 2.3).

A utilização do zircão se dá por ele ser um mineral acessório comum nas rochas estudadas e que preserva uma complexa história de crescimento, englobando núcleos herdados e crescimentos metamórficos, permitindo assim, distinguirmos diversos processos evolutivos geológicos (Bertotti, 2013).

Nesta tese foram analisadas 10 amostras, inéditas, de rochas ortoderivadas da região de estudo. Além disso, foram retrabalhadas 6 amostras da dissertação de mestrado de Hoffmann (2016), sendo 5 de rochas paraderivadas e 1 ortoderivada (Tabela 2) e interpretadas conjuntamente.

Tabela 3 – Tabela das amostras coletadas para datação geocronológica.

Amostra	Coordenadas UTM		Unidade	Litotipo Analisado	Método utilizado
	E-W	N-S			
THM 181 Q *	587972	7480944	Biotita Gnaiss	Quartzito	U-Pb
THM 181 BQ *	587972	7480944	Biotita Gnaiss	Metaultramáfica	U-Pb e Lu-Hf
THM16	577244	7470943	Graminha	Bt Gnaiss	U-Pb
THM162G	585721	7480062	Graminha	Bt Gnaiss	U-Pb
THM174G	586094	7478741	Biotita Gnaiss	Gnaiss Hololeucocrático	U-Pb
THM 112 *	581157	7470282	Serra do Piloto	Granito gnaiss Porfirítico	U-Pb
THM 18 *	583151	7474145	Sill-Grt-Bt Gnaiss	Quartzito com Fsp	U-Pb
THM 40 *	598644	7477652	Sill-Grt-Bt Gnaiss	Opx-Grt-Bt Gnaiss	U-Pb
THM 97 Q *	599413	7476589	Sill-Grt-Bt Gnaiss	Quartzito com magnetita	U-Pb e Lu-Hf
AFC 29	598378	7477216	Sill Grt Bt Gnaiss	Anfibolito	U-Pb
THM 259	601795	7468820	Serra do Piloto	Gnaiss Quartzo-diorítico	U-Pb
THM60 1	606494	7473814	Serra do Piloto	Gnaiss porfirítico	U-Pb
THM60 2	606494	7473814	Serra do Piloto	Granito mesocrático	U-Pb
THM60 3	606494	7473814	Serra do Piloto	Granito leucocrático	U-Pb
TR04	608020	7475534	Serra do Piloto	Granito	U-Pb
TR05	609040	7475682	Serra do Piloto	Diorito	U-Pb

Fonte: O autor, 2022.

Após a redução dos dados, feita segundo critérios descritos no item 2.3 desta tese, foram considerados grãos aceitáveis aqueles que tinham os seguintes parâmetros: a) concordância entre 98 e 102% para rochas ortoderivadas e entre 95 e 105% para rochas paraderivadas; b) valores de f_{206} menores que 0,0050; c) o erro da razão U^{207}/Pb^{235} menor ou próximo de 7; d) Rho acima de 0.40.

7.1 Análises U-Pb

7.1.1 Amostras do Terreno Embu

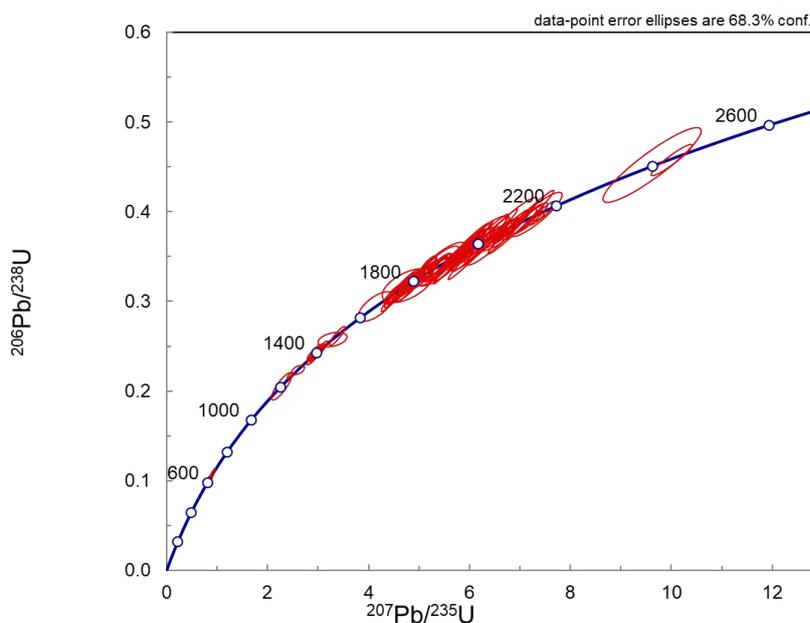
7.1.1.1 Unidade Biotita Gnaiss

Foram analisadas duas amostras desta unidade, um quartzito (THM 181Q) e uma rocha metamáfica (THM 181BQ). Estas rochas ocorrem intercaladas em camadas de espessura milimétrica até poucos metros, como explicado no capítulo 6.1.

a) THM 181 Q

Nesta amostra foram feitas 126 análises, das quais 20 foram descartadas por não atenderem aos parâmetros necessários, sendo aproveitadas 106 análises finais em grãos de zircão detríticos (Figura 49).

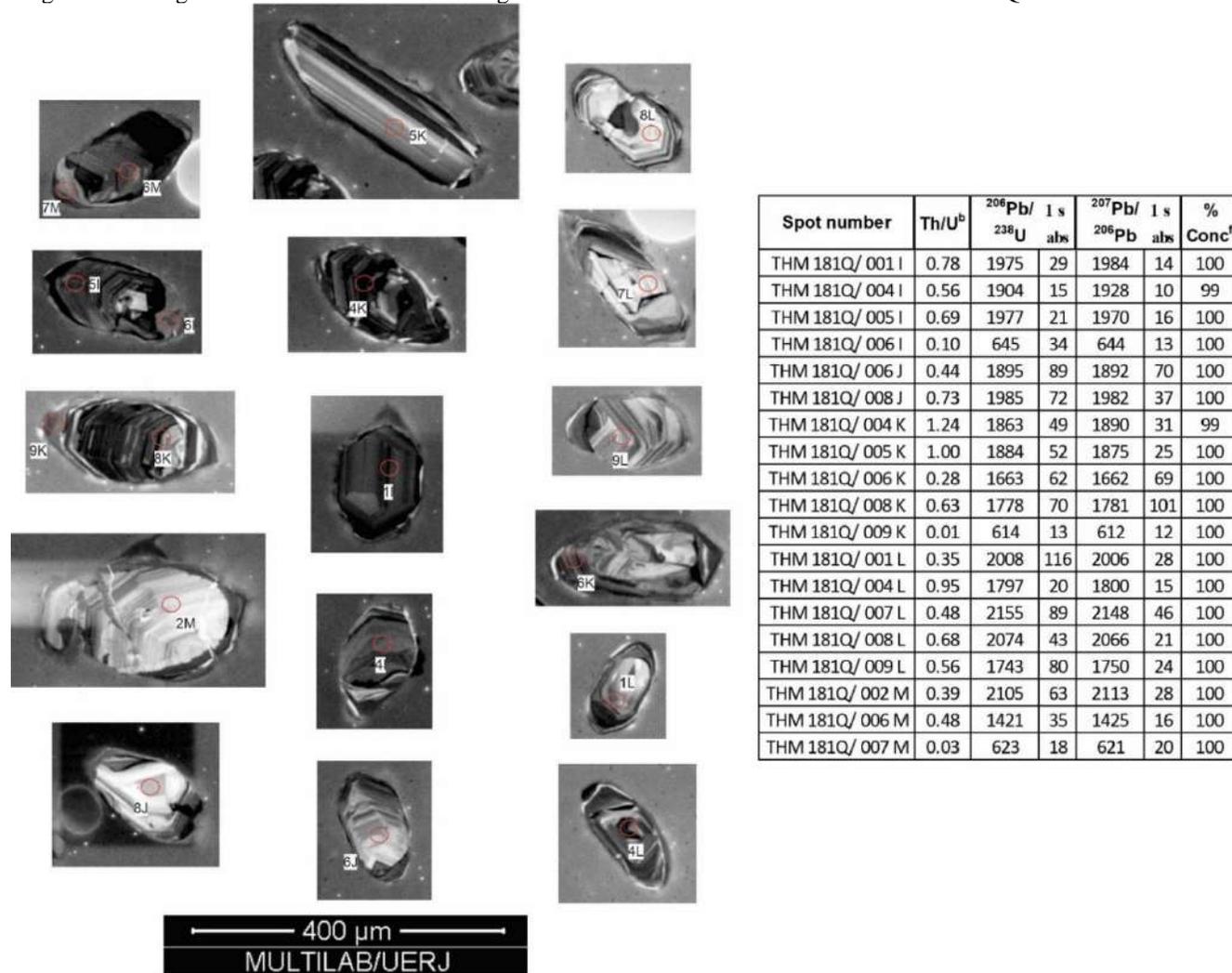
Figura 49 - Gráfico mostrando a distribuição de todos os grãos de zircão, detríticos e metamórficos, concordantes da amostra THM 181Q.



Fonte: O autor, 2022.

Os grãos de zircão são, em geral, prismáticos e com faces bem definidas. A razão do tamanho varia entre 1:1 até 1:3 e comprimentos entre 100 μ m e 300 μ m. Os grãos apresentam, em sua maioria, zoneamento oscilatório ígneo e poucas bordas de sobrecrecimento metamórfico, com coloração cinza escura, sendo possível em alguns casos fazer a datação U-Pb. Poucos grãos possuem fraturas ou estão quebrados e é comum observar inclusões nos minerais (Figura 50). Os zircões são translúcidos, incolores e castanho amarelados quando observados em lupa.

Figura 50 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 181Q.



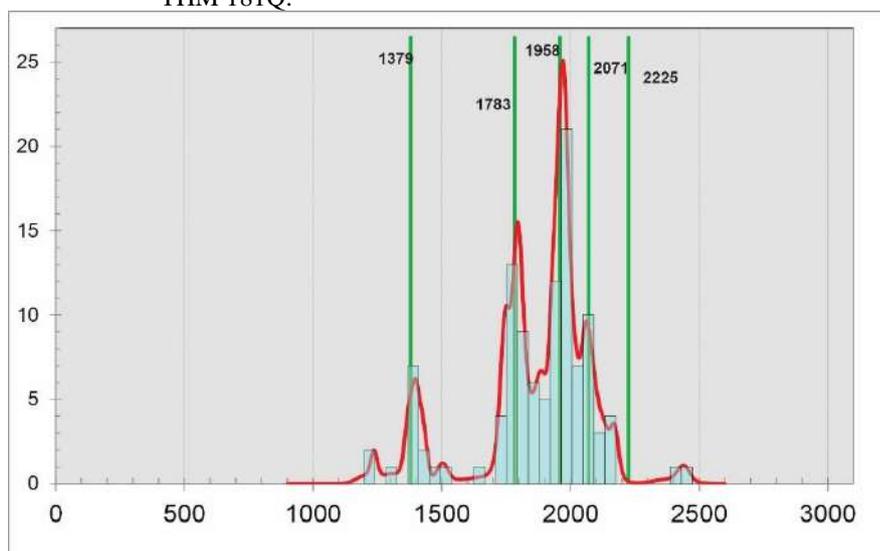
Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

A distribuição temporal dos grãos mostra uma concentração no paleoproterozóico, entretanto existe um conjunto subordinado, porém considerável, de grãos de zircão de idade mesoproterozóica. Já as idades neoproterozóicas foram datadas em bordas metamórficas.

O histograma abaixo (Figura 51) apresenta as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos grãos de zircão detríticos, mostrando a maior quantidade de grãos paleoproterozóicos entre 1.78 Ga e 2.07 Ga (83%), sendo a média da moda principal em 1.958 Ma (40%) e, apenas, poucos grãos com idade maiores que 2.2 Ga (4%). A população mesoproterozóica tem 13 grãos, que representam 12% dos grãos utilizados, com média da moda em 1379 Ma e grão mais novo de 1.209 ± 39 Ma. Nota-se a presença de uma lacuna entre, aproximadamente, 1,50 Ga e 1,73 Ga, com apenas um grão de 1.662 ± 69 Ma neste intervalo.

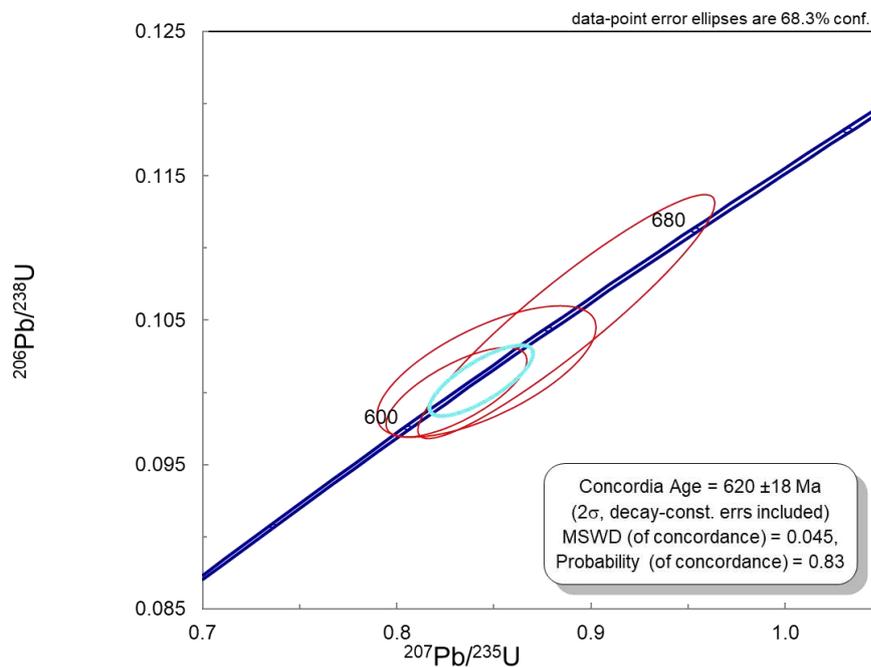
Figura 51 - Histograma representativo com as idades concordantes predominantes na amostra THM 181Q.



Fonte: O autor, 2022.

Devido a grau metamórfico intermediário, apenas 3 grãos apresentaram bordas de sobrecrecimento com largura suficiente para serem analisadas, sendo possível definir uma idade concordante de 620 ± 18 Ma (Figura 52) como idade de metamorfismo da rocha.

Figura 52 - Gráfico com a idade concordante de metamórfica, calculada com apenas três bordas de sobrecrecimento metamórfico (620 ± 18 Ma).

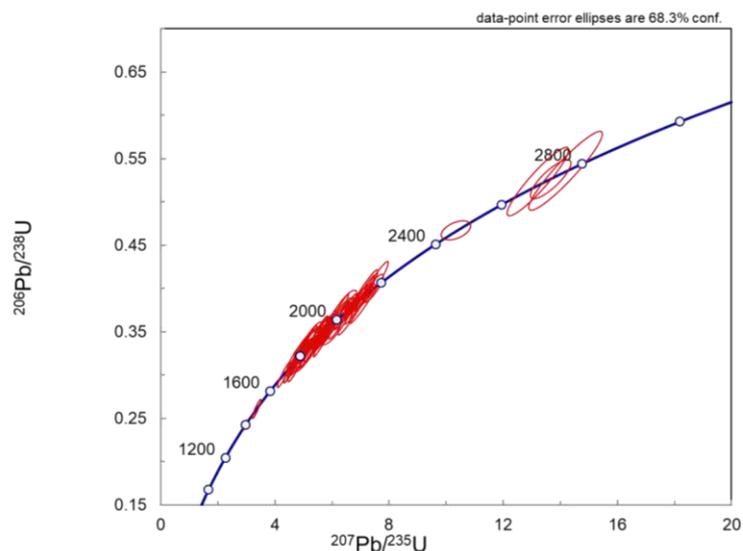


Fonte: O autor, 2022.

b) THM 181 BQ

Para essa amostra foram datados 71 núcleos de grãos de zircão detríticos. Após o descarte dos dados discordantes e correções necessárias, restaram 65 grãos com análises aceitáveis (Figura 53).

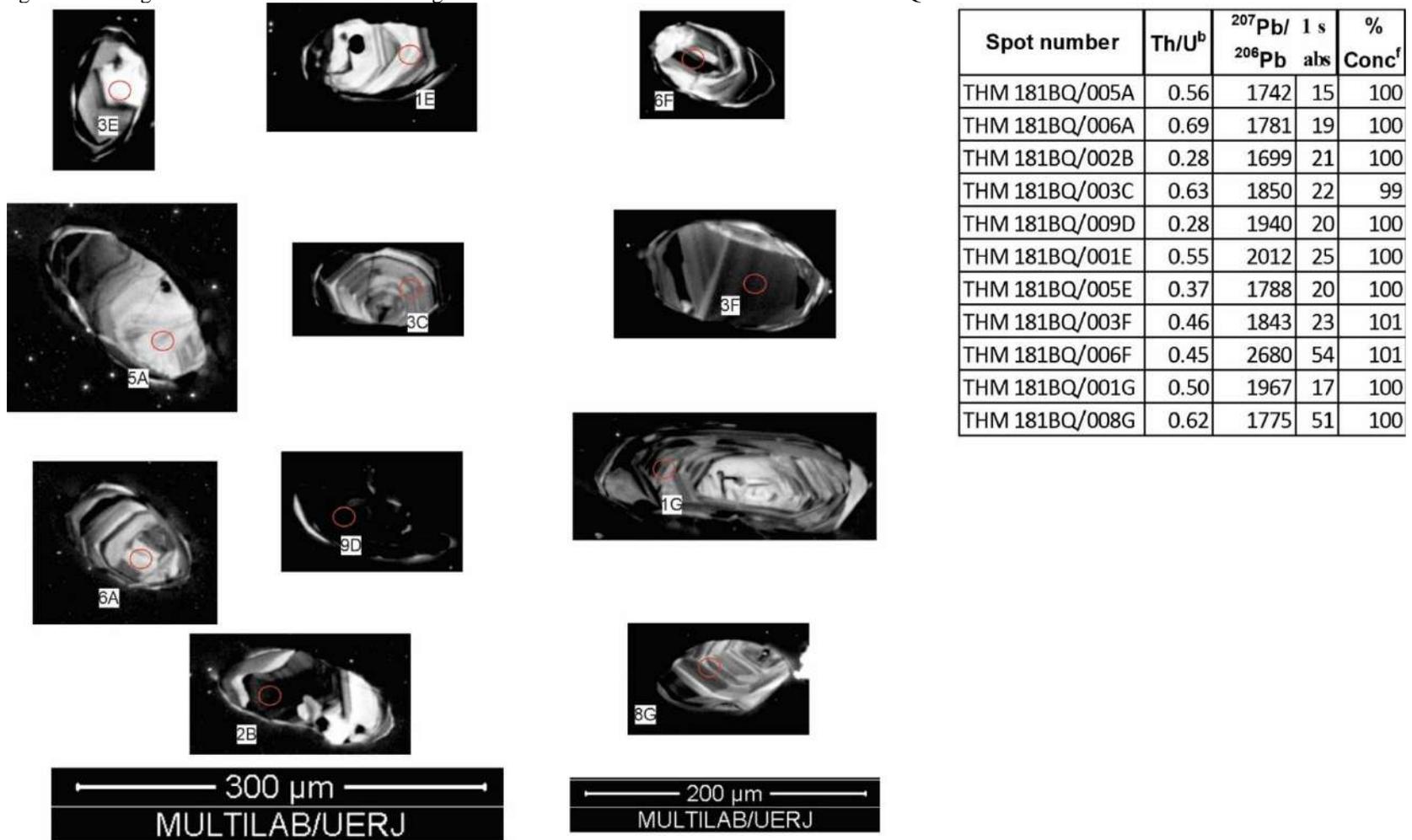
Figura 53 - Gráfico Concordia mostrando a distribuição de todos os grãos de zircão, detríticos e metamórficos, concordantes da amostra THM 181BQ.



Fonte: O autor, 2022.

Nessa amostra os grãos de zircão possuem tamanho variando entre 50 μ m e 200 μ m, são prismáticos, a maioria possui faces bem definidas e a proporção varia entre 1:1 até 1:3. É notória a presença de zoneamento ígneo oscilatório, porém são vistos alguns grãos homogêneos. Bordas de sobrecrescimento metamórficas são observadas, porém, pouco espessas e raríssimas são as inclusões nos grãos. Os grãos maiores apresentam fraturas por todo seu comprimento, enquanto os menores não. Os grãos de zircão são translúcidos a incolores quando observados em lupa.

Figura 54 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 181BQ.

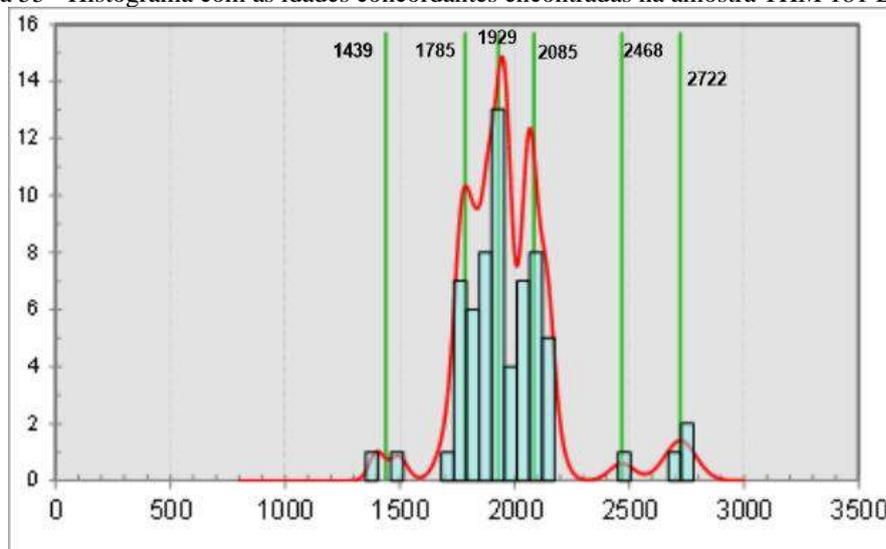


Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

A figura abaixo mostra a predominância de grãos de idade paleoproterozóica, com três modas bem definidos em 1785, 1929 e 2085 Ma (91%). Diferente da amostra anterior (THM 181Q), essa amostra apresenta 3 grãos de idade arqueana (Figura 55).

Figura 55 - Histograma com as idades concordantes encontradas na amostra THM 181 BQ.



Fonte: O autor, 2022.

Devido a sua composição com predomínio de minerais máficos (piroxênio e anfibólio), a forma do corpo rochoso em camadas milimétricas a poucos metros e a intercalação com o quartzito, esta rocha está sendo interpretada como um possível metatufó básico. Porém, essa amostra será considerada como sedimentar devido à falta de evidências que comprovem a sua origem ígnea.

7.1.1.2 Unidade Graminha

Foram analisadas duas amostras ortoderivadas desta unidade, um biotita gnaisse médio a grosso (THM 162G) e um biotita gnaisse fino com fenocristais de granada esparsos (THM 16).

a) THM 162G (Biotita gnaisse médio a grosso)

Nesta amostra foram feitas 45 análises em grãos de zircão, obtendo 42 grãos concordantes. Os grãos de zircão são prismáticos a tabulares, com algumas faces bem definidas, a razão varia entre 1:1 até 1:4 e o comprimento está entre 50 μ m e 270 μ m. A presença de zoneamento ígneo oscilatório é constante, porém há uma parcela considerável de grãos homogêneos e mistos (com desenvolvimento das duas feições). São poucas as bordas de sobrecrescimento observadas e, possuem zoneamento concêntrico em um grão de zircão com núcleo homogêneo (Figura 56). Fraturas e zircões quebrados são comuns a quase todos os grãos e quando observados em lupa são translúcidos a incolores e, às vezes, amarelados.

Figura 56 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 162 G.

Spot number	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	%
		²⁰⁶ Pb	abs	Conc ^f
THM 162G C 01	0.29	2084	12	100
THM 162G C 02	0.37	2081	12	101
THM 162G C 03	0.43	2089	17	101
THM 162G C 04	0.36	2085	13	98
THM 162G C 05	0.41	2084	13	101
THM 162G C 06	0.38	2082	14	101
THM 162G C 07	0.39	2090	23	103
THM 162G C 08	0.08	2037	18	100
THM 162G C 09	0.40	2160	41	101
THM 162G E 05	0.39	2066	32	98

Spot number	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	%
		²⁰⁶ Pb	abs	Conc ^f
THM 162G D 01	0.41	2093	15	101
THM 162G D 02	0.31	2086	11	102
THM 162G D 03	0.28	2031	50	100
THM 162G D 05	0.25	2079	29	100
THM 162G D 06	0.34	2085	11	101
THM 162G D 07	0.31	2089	14	102
⁸ C THM 162G D 08	0.36	2078	14	98
THM 162G D 09	0.32	2086	16	100
THM 162G E 07	0.34	2084	20	99



500 μm
MULTILAB/UERJ

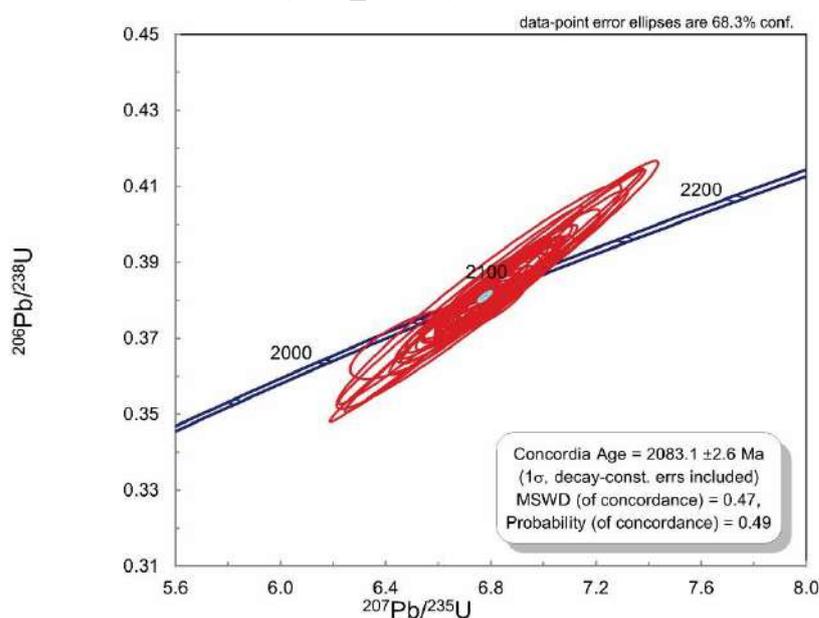


Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. A cor azul indica que os valores apresentados correspondem a borda e o núcleo de um mesmo grão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

A partir de 38 grãos concordantes (Figura 57) obteve-se a idade de $2.083,1 \pm 2,6$ Ma, com $MSWD = 0.47$ e 49% de probabilidade de concordância, interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo deste gnaiss. As análises 6C e 7C foram feitas no mesmo grão, respectivamente em uma borda com zonamento concêntrico e em um núcleo homogêneo, ambas características de cristalização ígnea, e apresentaram idades muito próximas, sendo 2.082 ± 14 Ma (6C) e 2.090 ± 23 Ma (7C).

Figura 57 - Gráfico concórdia indicando a idade de cristalização para a amostra THM 162G (2083 ± 2.6 Ma).



Fonte: O autor, 2022.

b) THM 16 (Biotita gnaiss fino)

Os grãos encontrados nessa rocha têm forma prismática, tabular e arredondada, em geral as faces são bem definidas, a razão varia entre 1:1 até 1:5 e o tamanho dos grãos está entre $70\mu\text{m}$ e $420\mu\text{m}$. O zoneamento ígneo oscilatório é comum nos grãos menores e arredondados e nos grãos prismáticos, núcleos homogêneos também são observados, em menor quantidade. Bordas de sobrecrecimento dos grãos possuem cor preta e são pouco espessas, em alguns casos são observados grãos com núcleo homogêneo com bordas de sobrecrecimento com zoneamento concêntrico (Figura 58). Os grãos em geral não estão fraturados, quebrados ou com inclusões, contudo, essas feições ocorrem. Em lupa esses minerais são translúcidos a incolores.

Figura 58 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 16.



Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20µm a 30µm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

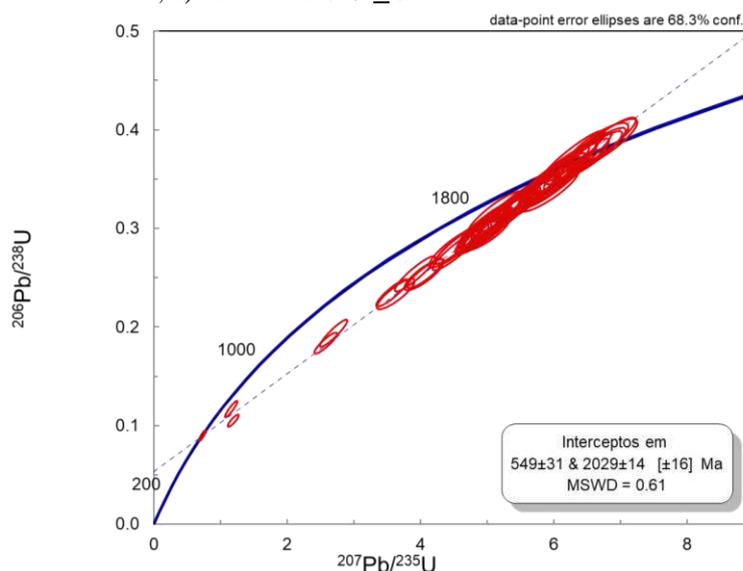
Fonte: O autor, 2022.

Foram analisados 56 grãos, entre grãos com concordância acima de 98% e outros entre 80% e 97%. Com isso, foram realizadas duas curvas concórdias para essa rocha, o que mostrou que a idade de cristalização é, praticamente, a mesma em ambos os casos: a) considerando todos os grãos (Figura 59), observa-se que a reta discórdia indica dois interceptos, inferior em 549 ± 31 Ma e superior 2029 ± 14 Ma; b) considerando apenas os

grãos que possuem acima de 98% de concordância (Figura 60), totalizando apenas 15, e como resposta temos uma idade de cristalização em 2022 ± 8.8 Ma com $MSWD = 0.032$ e probabilidade de concordância de 82%.

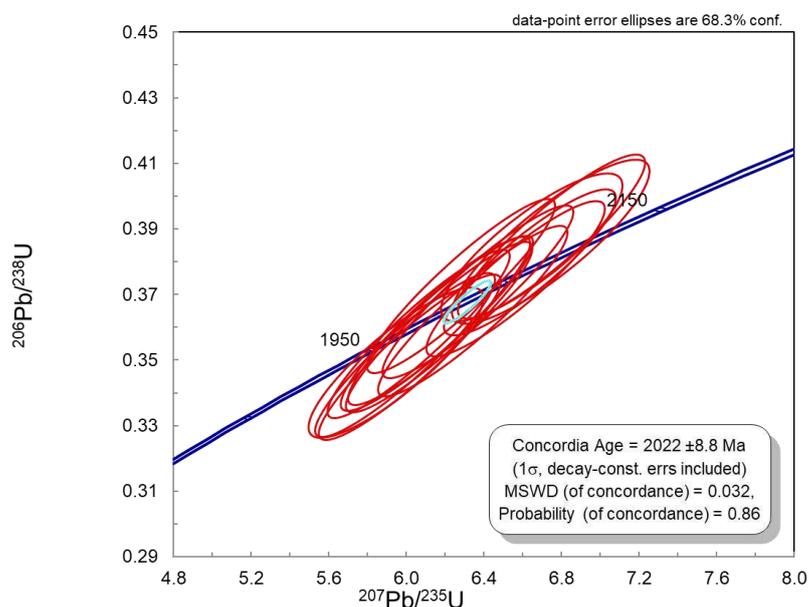
A idade de 549 ± 31 Ma, registrada no intercepto inferior, é semelhante àquela datada por Schmitt *et al.* (2004) em, aproximadamente, 520 Ma para a colagem do Terreno Cabo Frio à Faixa Ribeira.

Figura 59 – Reto discórdia mostrando dois interceptos: a) superior em 2029 ± 14 Ma e; b) inferior em 549 ± 31 Ma.



Fonte: O autor, 2022.

Figura 60 – Gráfico concórdia mostrando a idade de cristalização para a rocha THM 16, 2022 ± 8.8 Ma.



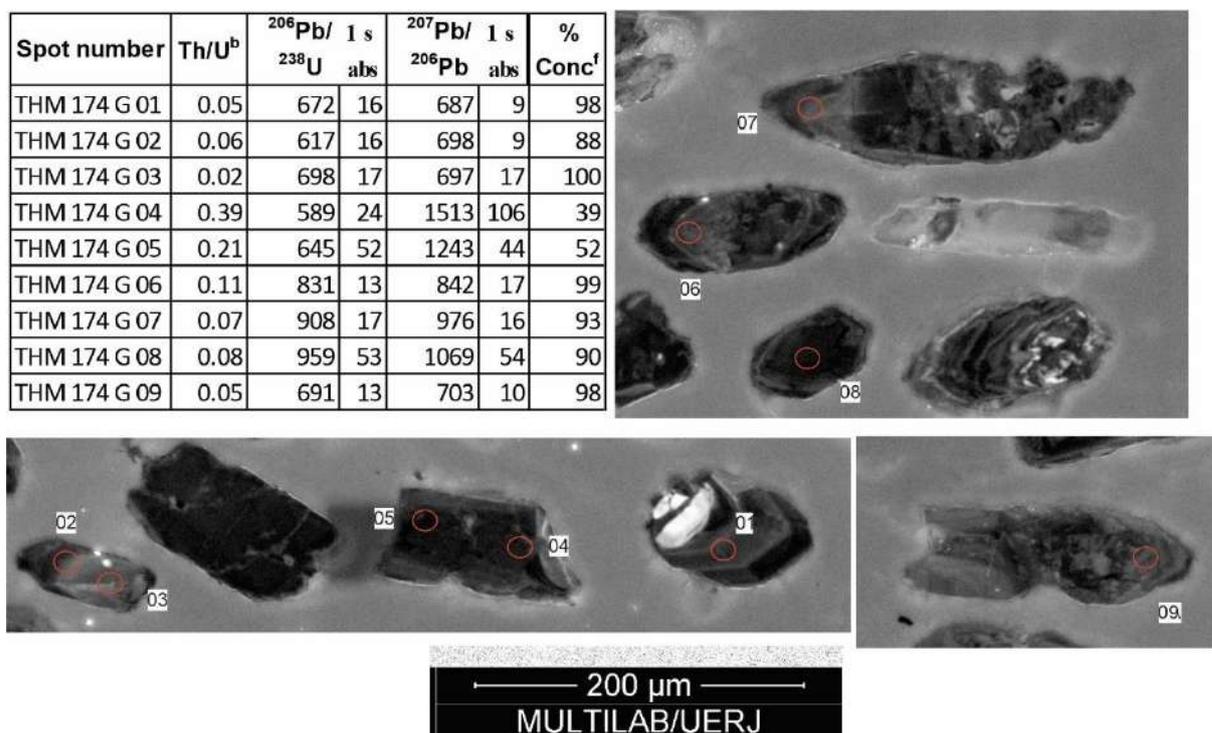
Fonte: O autor, 2022.

7.1.1.3 Gnaiss Hololeucrocático

a) THM 174G

Nesta amostra foram realizadas apenas 9 análises em grãos de zircão devido à grande dificuldade de obtenção de resultados satisfatórios. A figura 61 mostra que a maioria dos grãos possui uma feição metamítica, razão pela qual foi difícil realizar a datação dessa rocha. Os grãos têm forma prismática sem faces bem definidas, razão 1:1 até 1:3 e tamanho entre 100 μm e 200 μm . Não é possível ver tipos de zoneamento e todos os grãos estão fraturados e quebrados. Em lupa esses minerais são incolores.

Figura 61 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 174G.



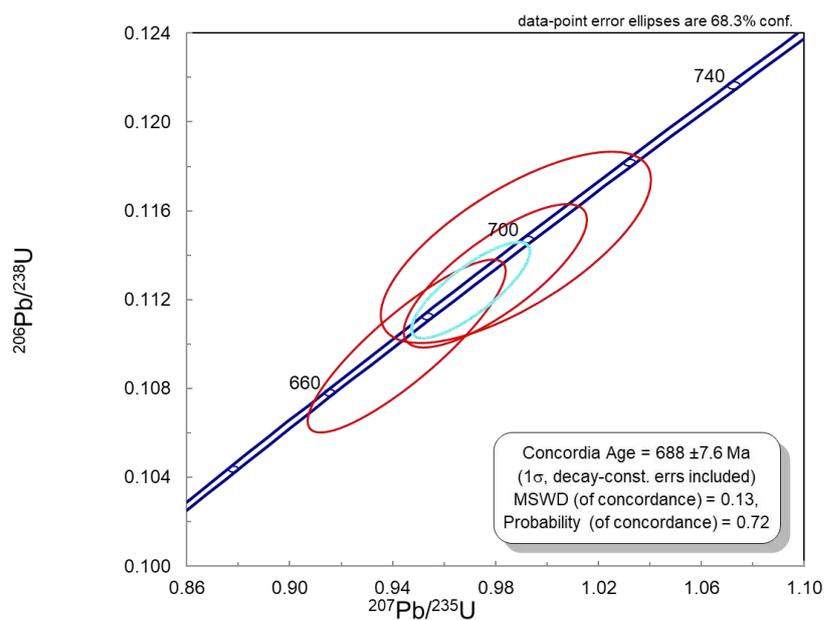
Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20 μm a 30 μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

Dentre as 9 análises, 2 apresentaram valores de discordância elevada, 3 valores de concordância entre 88 e 93 % e 4 análises concordantes com valores entre 98 e 100%. Porém, dentre as 4 análises concordantes, foram utilizadas 3 (01, 03 e 09) para o cálculo de uma idade

concordante (Figura 62) em 688 ± 7.6 Ma com $MSWD = 0.13$ e probabilidade de concordância em 72%. A outra análise concordante foi classificada como zircão herdado. Apesar de ter sido calculada uma idade de cristalização, a aparência metamítica dos grãos indica que eles passaram por algum processo metamórfico.

Figura 62 – Idade de cristalização considerada pelo autor durante as análises da amostra THM 174G.



Fonte: O autor, 2022.

7.1.2 Complexo Costeiro

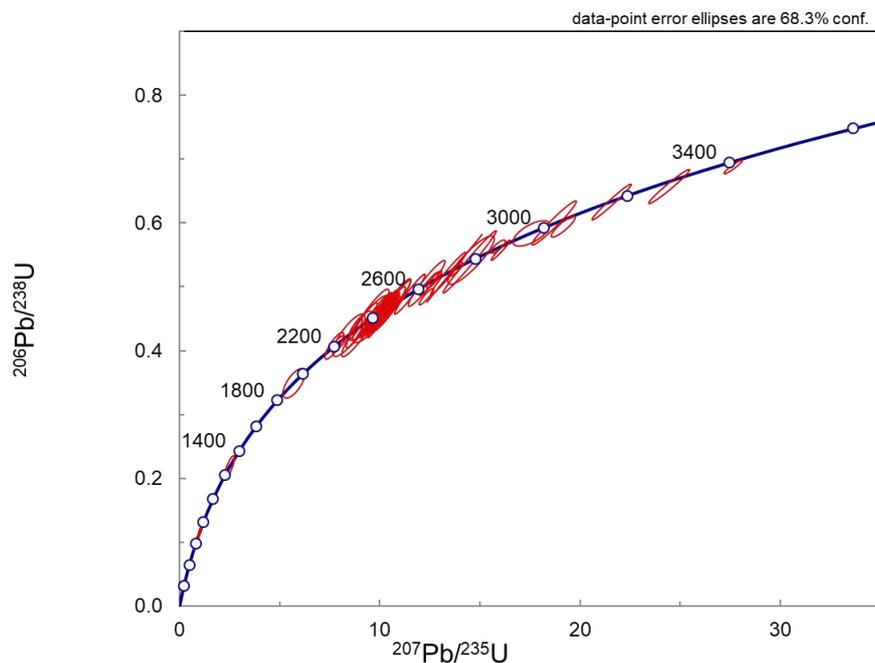
Foram analisadas 11 amostras do Complexo Costeiro, sendo 4 amostras da Unidade Sillimanita-granada–biotita gnaiss e 7 amostras da Unidade Serra do Piloto. As amostras da Unidade Sillimanita-granada–biotita gnaiss são um Sillimanita-granada–biotita gnaiss (THM 40), principal litotipo da unidade, um quartzito (THM 18), um Magnetita-Quartzito (THM 97), da Formação Ferrífera São João Marcos, e um anfibolito (AFC 29). As amostras da Unidade Serra do Piloto são todas de rochas ortoderivadas de composição diorítica a granítica (ver Capítulo 8).

7.1.2.1. Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss

a) THM 40 (Sillimanita Granada Biotita gnaiss)

Nesta amostra foram feitas 162 análises, das quais, apenas 89 análises de zircão detríticos, entre núcleo e borda de sobrecrecimento, ficaram dentro dos parâmetros aceitáveis para serem utilizadas. A Figura 63 ilustra a distribuição dos grãos concordantes utilizados, detríticos e metamórficos, ao longo da curva concórdia.

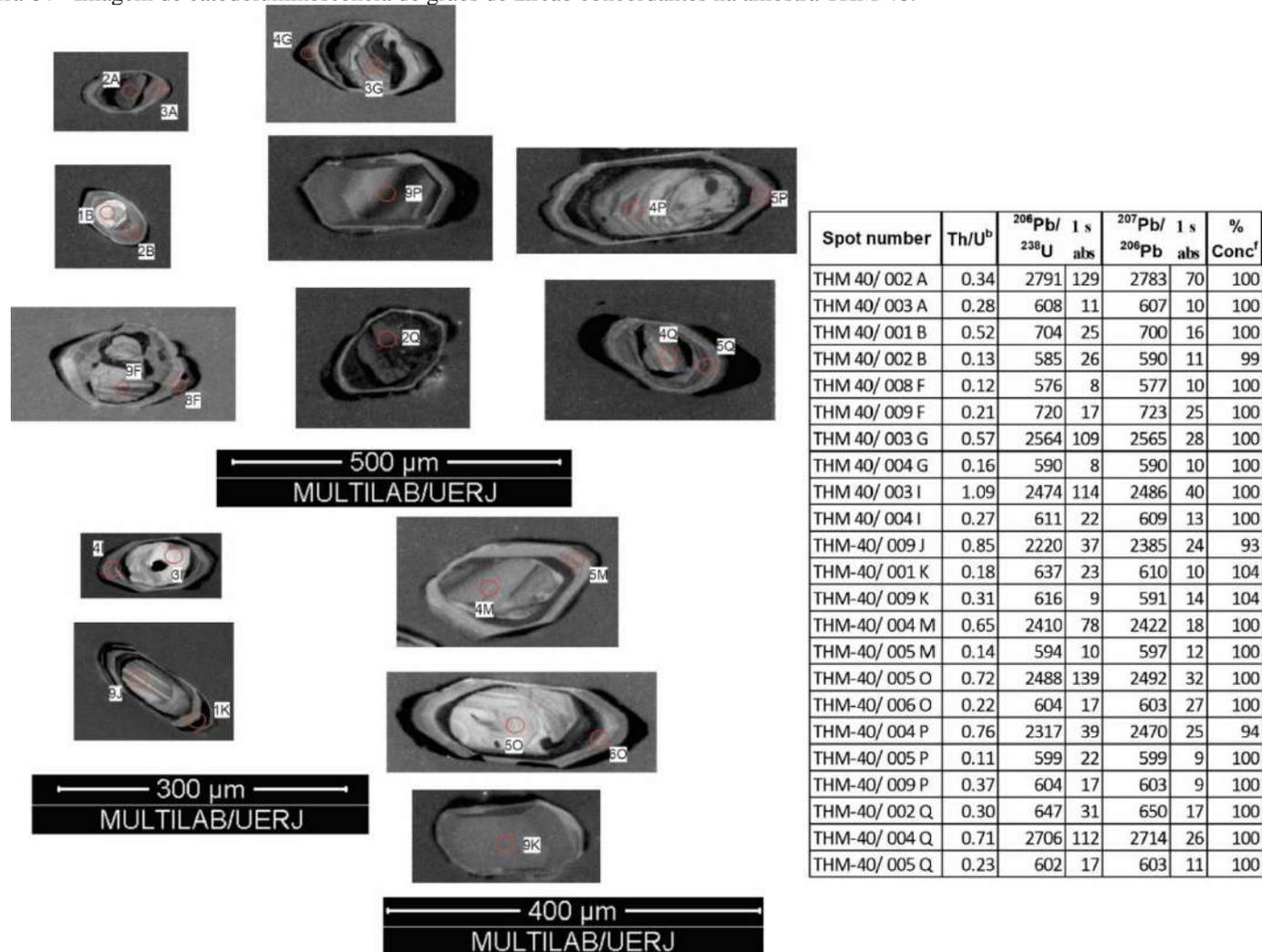
Figura 63 - Gráfico Concórdia mostrando a distribuição de todos os grãos de zircão, detríticos e metamórficos, concordantes da amostra THM 40.



Fonte: O autor, 2022.

Os grãos são prismáticos e tabulares, com faces bem definidas, a razão varia entre 1:1 até 1:3 e o comprimento dos grãos está no intervalo de 75 μm e 300 μm (Figura 64). Os zircões apresentam zoneamento oscilatório ígneo, feições homogêneas e metamíticas. Bordas de sobrecrecimento são observadas em todos os tipos de grãos e possuem em geral coloração cinza clara a preta e boa espessura, tanto que foi possível fazer diversas datações geocronológicas. Grãos maiores que 200 μm podem apresentar fraturas internas e alguns estão quebrados. São poucas as inclusões. Em lupa, esse minerais são incolores a amarelados.

Figura 64 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 40.

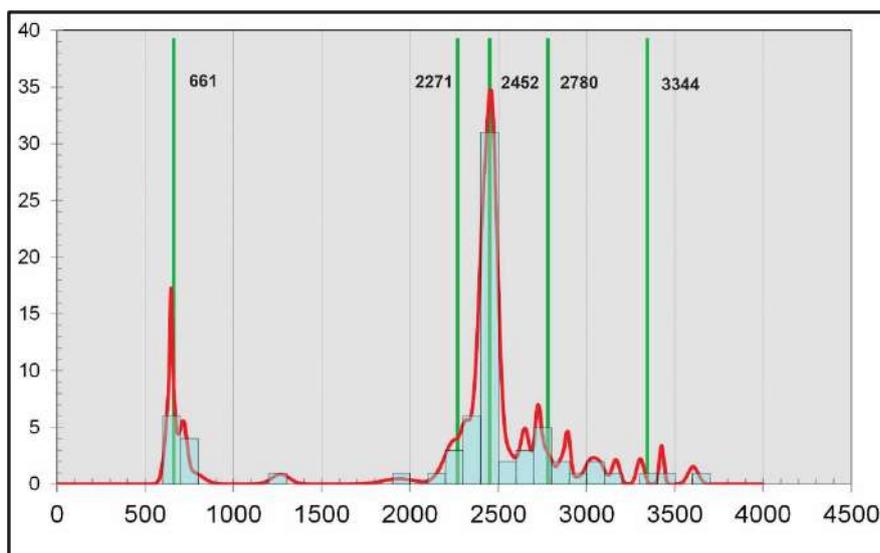


Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20µm a 30µm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

O histograma da Figura 65 apresenta apenas os grãos detríticos, mostrando que a área fonte era composta principalmente por rochas de idade paleoproterozóica e arqueana, com menor contribuição de rochas de idade mesoproterozóica e neoproterozóica. A maior concentração de grãos detríticos é do paleoproterozóico, sendo a principal população do Sideriano (2.452Ma) e outra menor no Riáciano (2.271Ma) e alguns poucos grãos entre 1,73 e 1,94 Ga. Os grãos de idades arqueanas variam do neoarqueano ao paleoarqueano, com modas em 2.780Ma e 3.344Ma. No mesoproterozóico foi obtida apenas uma idade de 1.267Ma e no neoproterozóico os grãos detríticos tem idades entre 785 e 654Ma. Esses valores incluem grãos e bordas de sobrecrecimento metamórficos referentes a eventos ocorridos na rocha fonte. A idade máxima de deposição dos sedimentos que formaram o protólito deste gnaisse é em torno de 661 Ma, idade calculada através da média da moda da população neoproterozóica.

Figura 65 - Histograma representativo da distribuição das idades concordantes dos grãos de zircão.

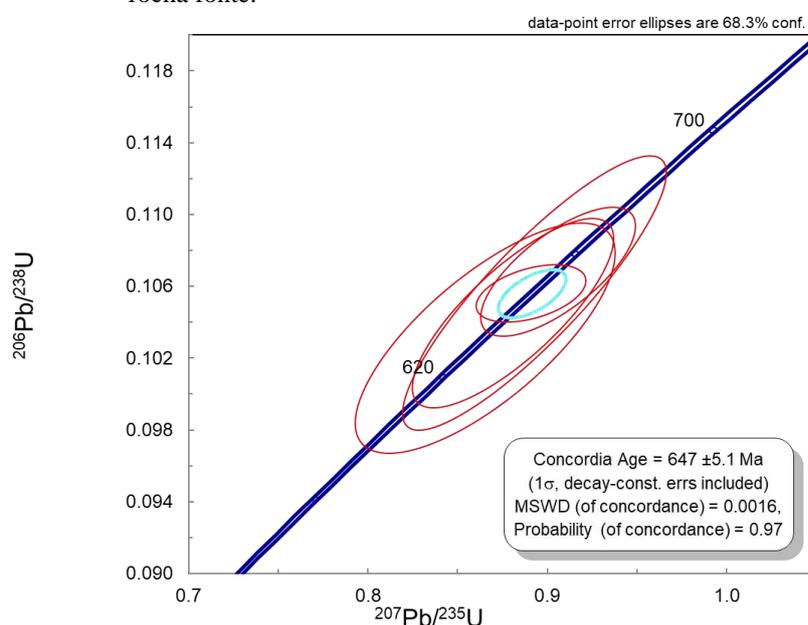


Fonte: O autor, 2022.

Os dados metamórficos (bordas de sobrecrecimento e zircões metamórficos) encontrados na amostra indicam, provavelmente, diferentes eventos, pois os valores variam desde 654 Ma até 577 Ma e, como já explicado nos capítulos anteriores, esse intervalo é caracterizado por diversos processos tectônicos nas faixas Brasília e Ribeira. Sendo assim, foram separados dois grupos: a) zircões ou bordas de sobrecrecimento com idades entre 654 e 633 Ma, que apresentou uma idade concordante em 647 ± 5.1 Ma com $MSWD = 0.0016$ e

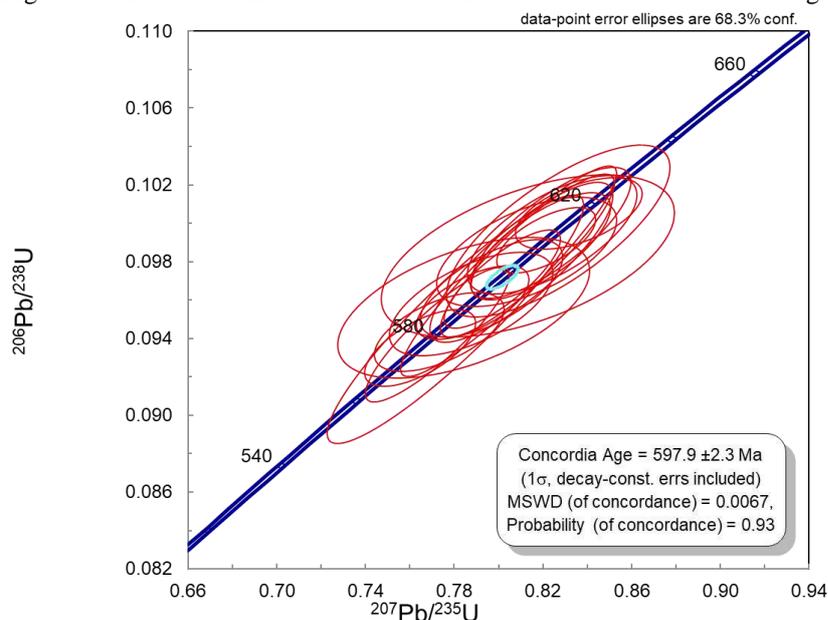
probabilidade de concordância em 97% e; b) zircões ou bordas de sobrecrecimento com idades entre 617 e 577 Ma, que apresentou uma idade concordante em 597.9 ± 2.3 Ma com $MSWD = 0.0067$ e probabilidade de concordância em 93%. A idade de 647 ± 5.1 Ma (Figura 66) corresponde a um evento metamórfico que ocorreu na rocha fonte desse gnaiss, anterior a deposição dos sedimentos do protólito e, a idade 597.9 ± 2.3 Ma (Figura 67) é condizente ao metamorfismo registrado nas rochas da região, tanto no complexo Costeiro quanto nas rochas do AMSP.

Figura 66 – Metamorfismo, datado em zircões detríticos, correspondente há um evento na rocha fonte.



Fonte: O autor, 2022.

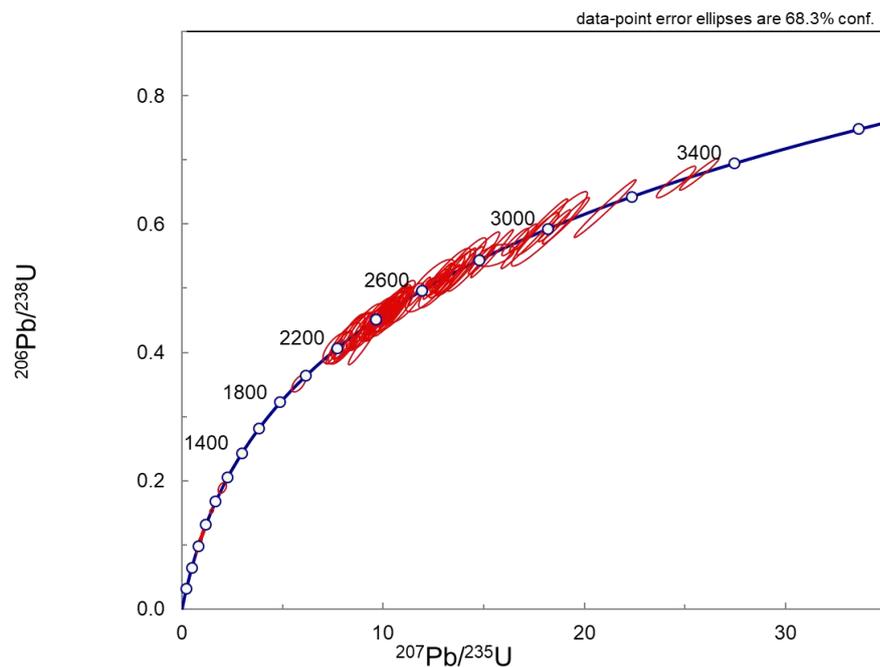
Figura 67 - Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento e grãos metamórficos.



Fonte: O autor, 2022.

b) THM 18 (Quartzito)

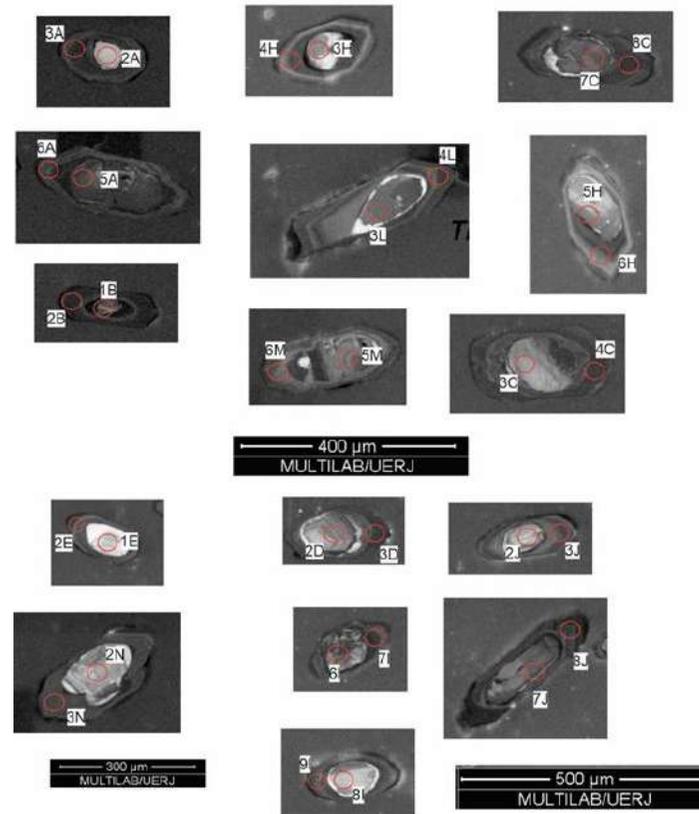
Nesta amostra foram realizadas 135 análises, das quais 114 foram consideradas satisfatórias. A distribuição dos grãos de zircão detríticos concordantes ao longo da curva de concordia, tanto em análises feitas nos núcleos quanto nas bordas de sobrecrecimento, está apresentada na Figura 68, na qual observa-se uma maior concentração de grãos com idades arqueanas a paleoproterozóica e quantidades subordinadas no mesoproterozóico e neoproterozóico.

Figura 68 - Gráfico *All zircons* dos grãos concordantes da amostra THM 18.

Fonte: O autor, 2022.

Os grãos dessa amostra são muito semelhantes àqueles observados na amostra THM 40, contudo, é possível perceber que a maioria dos grãos, apesar da forma e faces bem definidas, são compostos por núcleos herdados e espessas bordas de sobrecrecimento (Figura 69).

Figura 69 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 18.



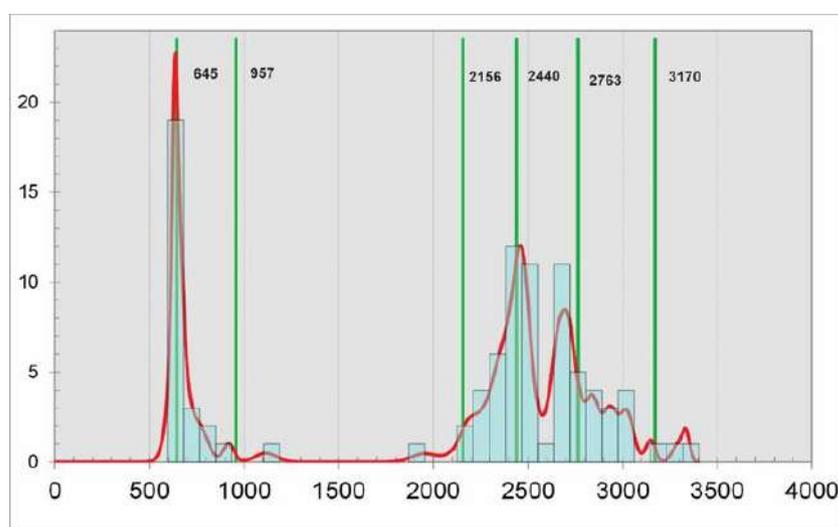
Spot number	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Conc ^f
THM- 18- 002A	0.03	724	25	721	30	100
THM- 18- 003A	0.05	634	21	633	13	100
THM- 18- 005A	0.41	3001	194	3006	67	100
THM- 18- 006A	0.04	614	9	612	14	100
THM- 18- 001B	0.06	1942	48	1952	61	99
THM- 18- 002B	0.18	635	6	638	10	100
THM- 18- 003C	0.78	2501	100	2501	28	100
THM- 18- 004C	0.26	612	37	612	15	100
THM- 18- 008C	0.34	612	7	605	8	101
THM- 18- 009C	0.81	2446	139	2452	42	100
THM- 18- 002D	0.75	2478	152	2482	72	100
THM- 18- 003D	0.18	645	19	642	36	100
THM- 18- 001E	1.12	2712	42	2718	20	100
THM- 18- 002E	0.09	586	8	588	11	100
THM 18/ 003H	1.30	2425	122	2420	39	100
THM 18/ 004H	0.10	656	12	653	20	100
THM 18/ 005H	0.77	2690	112	2694	41	100
THM 18/ 006H	0.05	632	19	631	15	100
THM 18/ 006I	0.32	2516	106	2554	72	99
THM 18/ 007I	0.05	616	15	618	35	100
THM 18/ 008I	0.74	2659	25	2649	53	100
THM 18/ 009I	0.05	631	9	634	15	100
THM 18/ 002J	0.86	2461	25	2473	35	100
THM 18/ 003J	0.09	609	7	607	8	100
THM 18/ 007J	0.66	2430	60	2423	76	100
THM 18/ 008J	0.11	605	7	603	8	100
THM 18/ 003L	0.50	2677	77	2710	22	99
THM 18/ 004L	0.22	578	30	583	18	99
THM 18/ 005M	0.38	2790	157	2777	48	100
THM 18/ 006M	0.12	687	31	687	23	100
THM 18/ 002N	0.78	3337	82	3335	20	100
THM 18/ 003N	0.08	604	11	602	10	100

Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

A distribuição dos grãos detríticos é representada na forma de histograma (Figura 70), calculado através da ferramenta *Unmix ages*, do *Isoplot*. É possível notar que há, pelo menos, duas grandes modas de concentração com idades arqueana (2.763Ma) e paleoproterozóica (2.440Ma), além de outras modas subordinadas (3.170Ma e 2.156Ma). No mesoproterozóico tem apenas um grão com idade 1.117Ma e no neoproterozóico os grãos ou bordas de sobrecrecimento, de eventos metamórficos, possivelmente, anteriores a deposição dos sedimentos da bacia, marcam a maior média de modas registrada no histograma, que, por sua vez, representa a idade máxima de sedimentação do quartzito em 645 Ma.

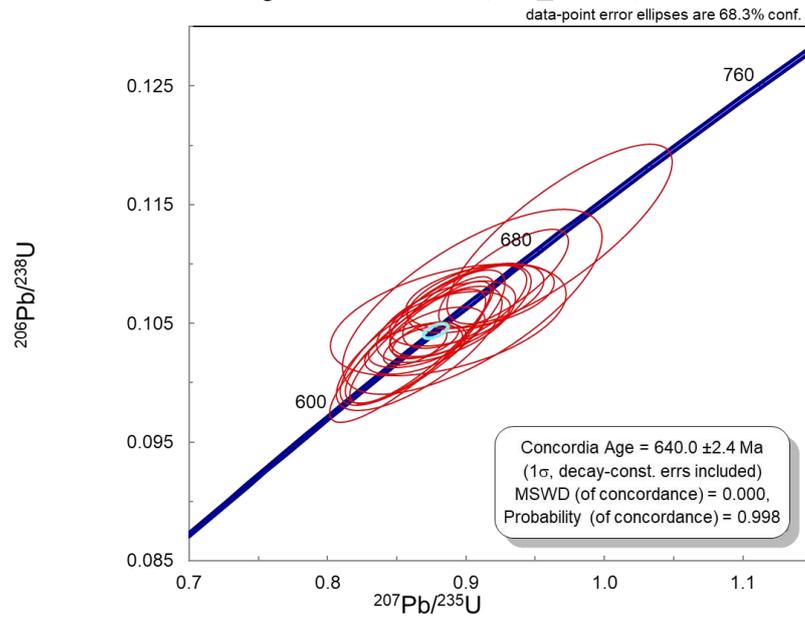
Figura 70 - Histogramas com todas as análises concordantes com maior pico de dados de idade neoproterozóica e maior quantidade de grãos entre o paleoproterozóico e arqueano.



Fonte: O autor, 2022.

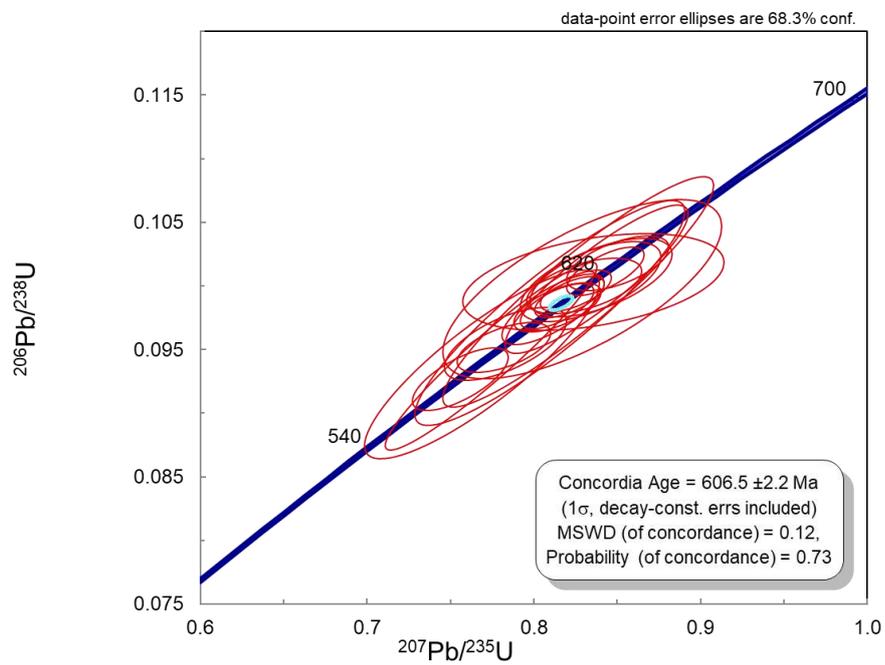
Como percebido na amostra THM 40, o intervalo entre as idades concordantes para o metamorfismo, tanto em bordas de sobrecrecimento quanto em núcleos, possui mais 100 Ma entre a idade mais nova (571 Ma) e a idade mais antiga (687 Ma). Sendo assim, repetiu-se o processo e foram separados dois grupos: a) o primeiro (Figura 71), anterior a instalação do AMSP, possui idade calculada em 640.0 ± 2.4 Ma com MSWD = 0.000 e probabilidade de concordância em 99,8%; b) o segundo grupo (Figura 72) corresponde aos grãos de zircão de idade correlata a instalação do AMSP, variando desde 625 até 571 Ma, sendo calculada uma idade de metamorfismo concordante em 605.7 ± 2.0 Ma com MSWD = 0.28 e probabilidade de concordância em 60%.

Figura 71 - Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento e grãos metamórficos (640 ± 2.4 Ma).



Fonte: O autor, 2022.

Figura 72 - Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento e grãos metamórficos (606.5 ± 2.2 Ma).



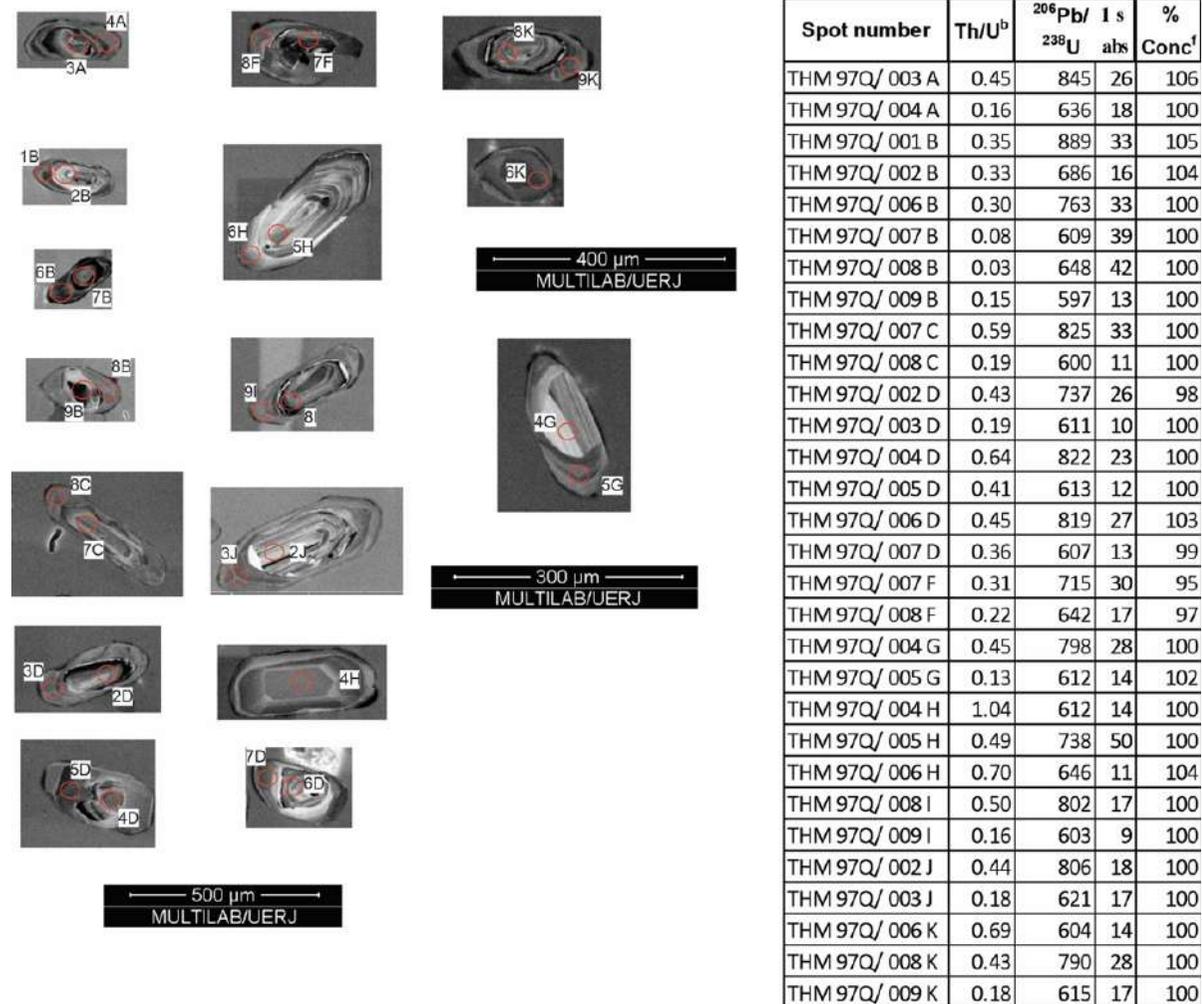
Fonte: O autor, 2022.

c) THM 97Q (Magnetita-Quartzito)

Este magnetita-quartzito faz parte da Formação Ferrífera São João Marcos, definida por Azevedo (2018), a qual está intercalada com o Sillimanita Granada Biotita Gnaiss. Nesta amostra foram feitas 108 análises, das quais 12 foram descartadas por não seguirem os parâmetros descritos no item 2.3. Das 96 análises aproveitadas, 62 foram realizadas em núcleos de grãos de zircão detríticos e 34 em bordas de sobrecrecimento metamórfico.

Neste quartzito os grãos são prismáticos, com faces bem definidas, razão 1:1 até 1:3 e comprimento dos grãos variando entre 80 μ m e 315 μ m. Os grãos de zircão, em geral, apresentam zoneamento oscilatório ígneo e feições homogêneas. Destacam-se as bordas de sobrecrecimento metamórfico, pois são observadas em mais de 70% dos grãos e de forma espessa, com a cor cinza a cinza claro (Figura 73). Alguns grãos se apresentam fraturados ou quebrados e poucas inclusões são observadas. Em lupa, são incolores a translúcidos.

Figura 73 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 97Q.

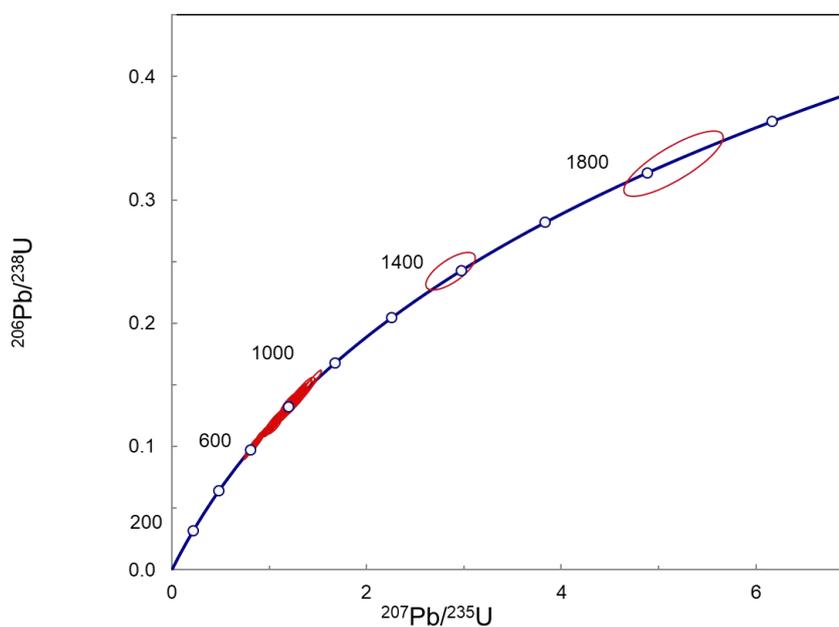


Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

A figura 74 mostra o histograma com a distribuição dos grãos concordantes ao longo da curva de concórdia, com amplo predomínio de idades neoproterozóicas, tanto para grãos detríticos quanto para bordas de sobrecrecimento metamórficas. Apenas 2 grãos detríticos apresentaram idades mesoproterozóica ($1.270 \pm 33\text{Ma}$ e $1.331 \pm 55\text{Ma}$; idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e 1 paleoproterozóica ($1.855 \pm 71\text{Ma}$; idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

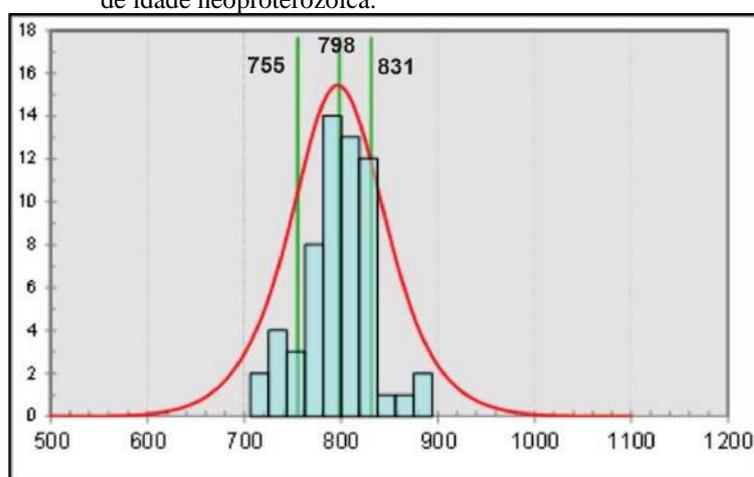
Figura 74 - Gráfico Concórdia mostrando a distribuição de todos os grãos de zircão, detríticos e metamórficos concordantes da amostra THM 97Q.



Fonte: O autor, 2022.

Com base nos 62 grãos detríticos de idades neoproterozóicas foram calculadas 3 médias de modas (Figura 75), em 755 ± 16 Ma (21%), 798 ± 9.5 Ma (57%), 831 ± 17 Ma (21%), sendo o grão de zircão de idade mais nova de 713 ± 17 Ma (Tabela 97Q; anexo 3). Baseado na média da moda mais nova, a idade máxima de deposição para esta amostra é interpretada com 755 Ma. A idade mais nova sozinha não tem consistência estatística, porém este grão apresenta 100% de concordância podendo sugerir uma idade máxima de deposição ligeiramente mais nova.

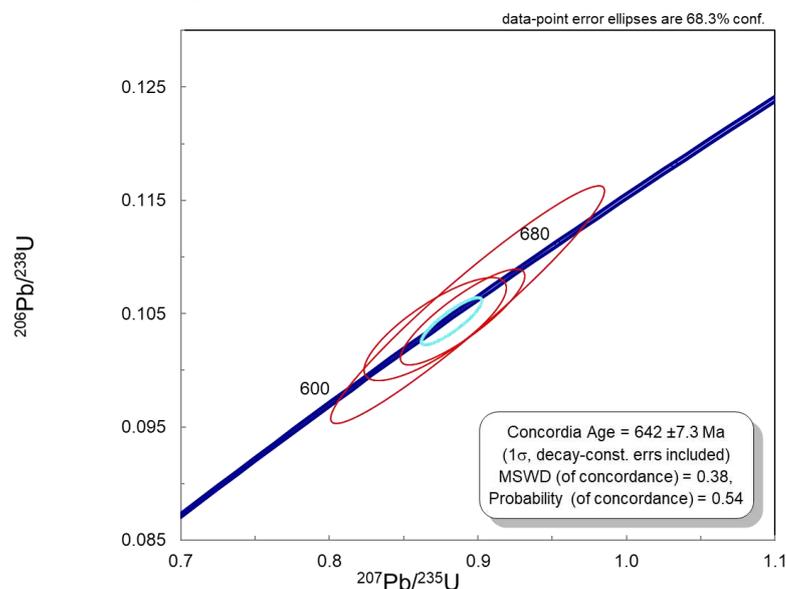
Figura 75 - Histograma com todas as análises concordantes mostrando predominância de dados de idade neoproterozóica.



Fonte: O autor, 2022.

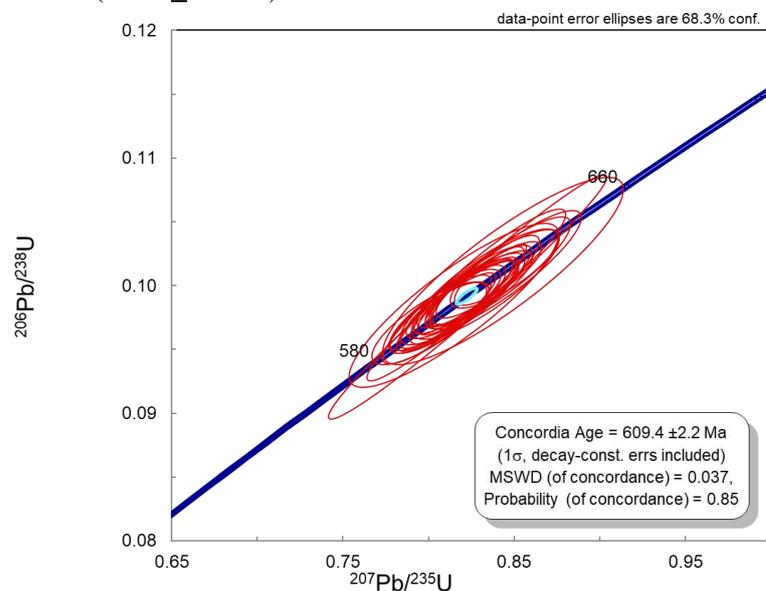
Assim como nas amostras anteriores, esse quartzito apresentou o mesmo padrão de resultado de idades para grãos e bordas de sobrecrecimento metamórficas, com idades variando desde 648 Ma até 597 Ma. Sendo assim, baseado nas análises em bordas de sobrecrecimento foi possível calcular duas idades de metamorfismo, uma anterior a deposição dos sedimentos (Figura 76) e outra registrada na rocha (Figura 77): a) a idade mais antiga de 642 ± 7.3 Ma foi calculada com base em 6 análises e; b) a idade mais nova de 609.4 ± 2.2 Ma foi calculada com base em 28 análises.

Figura 76 - Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento (642 ± 7.3 Ma).



Fonte: O autor, 2022.

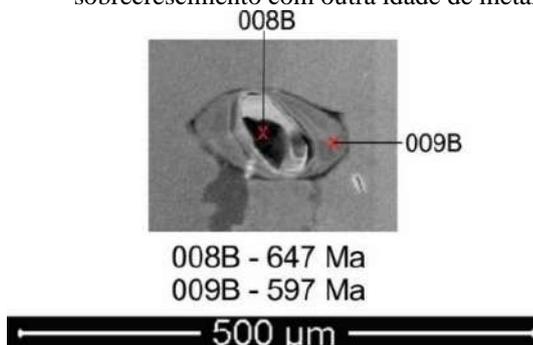
Figura 77 - Idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento e grãos metamórficos (609.4 ± 2.2 Ma).



Fonte: O autor, 2022.

Em ao menos um dos grãos de zircão analisados (Figura 78) foi observado uma idade, no núcleo (análise 008B), de $647 + 58$ Ma, com características texturais e razão Th/U (0,03) típicas de grão metamórfico, e em sua borda de sobrecrecimento foi datada a idade de 597 ± 24 Ma (análise 009B), com razão Th/U (0,15), corroborando o cálculo de duas idades de metamorfismo.

Figura 78- O grão em destaque mostra uma idade, provavelmente metamórfica, e um sobrecrecimento com outra idade de metamorfismo.



Fonte: O autor, 2022.

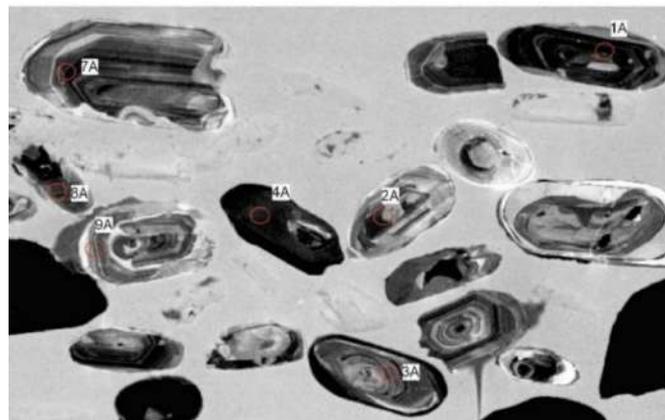
d) AFC 29 (Anfibolito)

Trata-se de corpos de anfibolito intercalados no Sillimanita Granada Biotita Gnaiss, com forma lenticular, provavelmente devido a processo de *boudinage* durante a principal fase de deformação (Dn). Esta amostra apresentou uma quantidade pequena de grãos de zircão, foram realizadas 18 análises e apenas 1 não foi aproveitada.

Aqui os grãos se apresentam, em geral, quebrados e algumas faces bem definidas, a razão dos grãos prismáticos é 1:2 e o comprimento está entre 75μm e 260μm (Figura 79). O zoneamento oscilatório é comum a quase todos os grãos e o desenvolvimento de bordas de sobrecrecimento também. Fraturas são comuns aos grãos maiores e inclusões podem ocorrer. Em lupa esses minerais são incolores a amarelados.

Figura 79 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra AFC 29.

Spot number	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U als	1 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb als	1 s	% Conc ^c
AFC 29 A 01	0.86	710	13	705	12	101
AFC 29 A 02	0.79	644	10	629	7	102
AFC 29 A 03	0.79	714	21	717	43	100
AFC 29 A 04	0.18	614	8	605	5	101
AFC 29 A 05	0.48	646	16	637	8	101
AFC 29 A 06	1.09	640	21	641	12	100
AFC 29 A 07	0.80	636	7	631	10	101
AFC 29 A 08	0.59	651	6	635	6	102
AFC 29 A 09	0.73	639	5	626	8	102
AFC 29 B 01	0.07	608	13	608	10	100
AFC 29 B 02	0.86	632	7	630	9	100
AFC 29 B 03	0.77	1783	19	1800	17	99
AFC 29 B 04	0.40	620	6	619	7	100
AFC 29 B 05	0.30	621	10	605	6	103
AFC 29 B 06	0.22	607	7	595	6	102
AFC 29 B 07	0.15	639	11	585	13	109
AFC 29 B 08	1.19	629	13	626	11	100
AFC 29 B 09	0.18	1886	79	1879	80	100

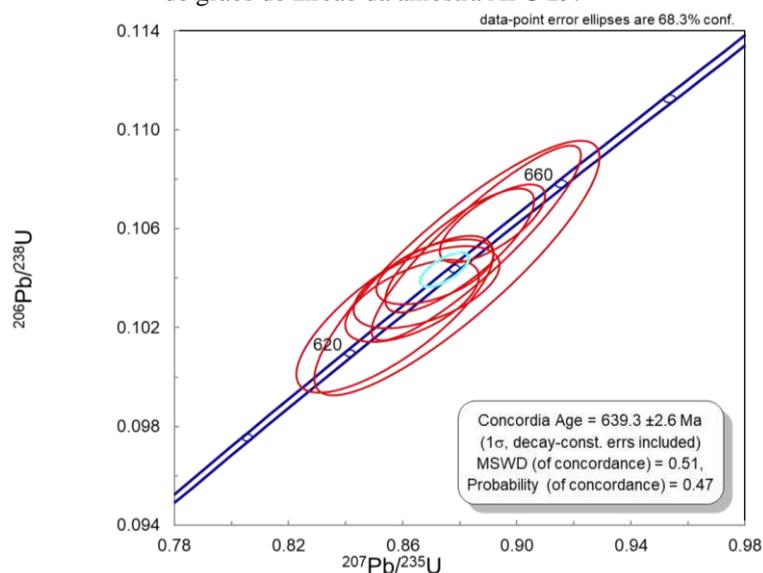


Legenda: Pontos grifados em azul indicam o par de análises, núcleo e borda de sobrecrecimento. A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

Das 17 análises (Tabela AFC 29 – Anexo 3) aproveitadas, 4 são interpretadas como herança, sendo duas paleoproterozóicas (1800 Ma e 1879 Ma – idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e duas neoproterozóicas (710 Ma, 714 Ma – idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Uma idade, interpretada como de cristalização do protólito ígneo, foi calculada com base em 8 análises concordantes em núcleos de grãos de zircão, em $639,3 \pm 2,6$ Ma, com $\text{MSWD} = 0.51$ e 47% de probabilidade de concordância (Figura 80).

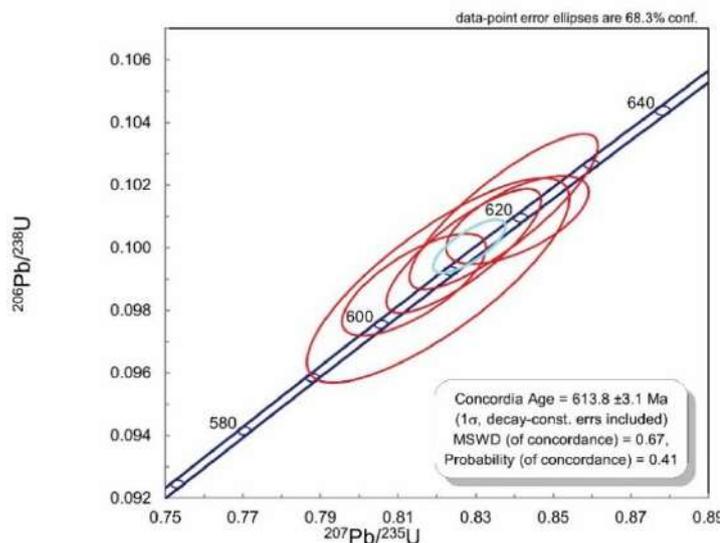
Figura 80 - Gráfico com a idade concordante de cristalização calculada com oito núcleos de grãos de zircão da amostra AFC 29.



Fonte: O autor, 2022.

Com base em 5 análises de bordas de sobrecrescimento, foi calculada uma idade de metamorfismo em 613.8 ± 3.1 Ma com $\text{MSWD} = 0.67$ e 41% de probabilidade de concordância (Figura 81).

Figura 81- Gráfico com a idade concordante metamórfica calculada com cinco bordas de sobrecrescimento



Fonte: O autor, 2022.

e) THM 259 (Gnaiss Rubião)

Este gnaiss, denominado Rubião, ocorre dentro dos limites do Arco Magmático Serra do Piloto (AMSP), entretanto é interpretado como uma rocha mais antiga, sendo intrudida pelas rochas deste arco, portanto foi considerado como um grande enclave de dimensões de até poucos quilômetros.

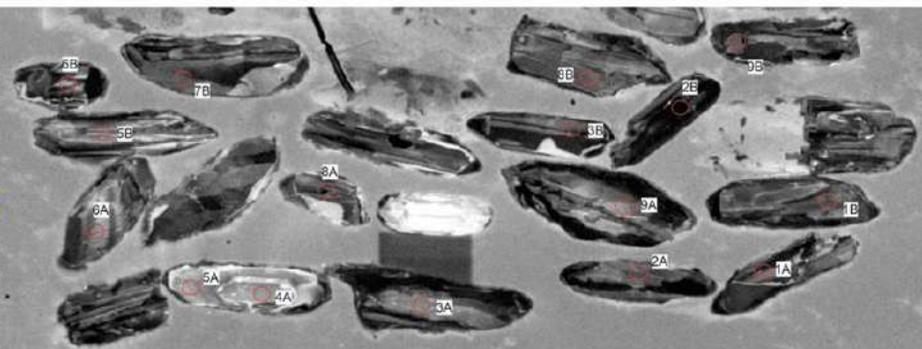
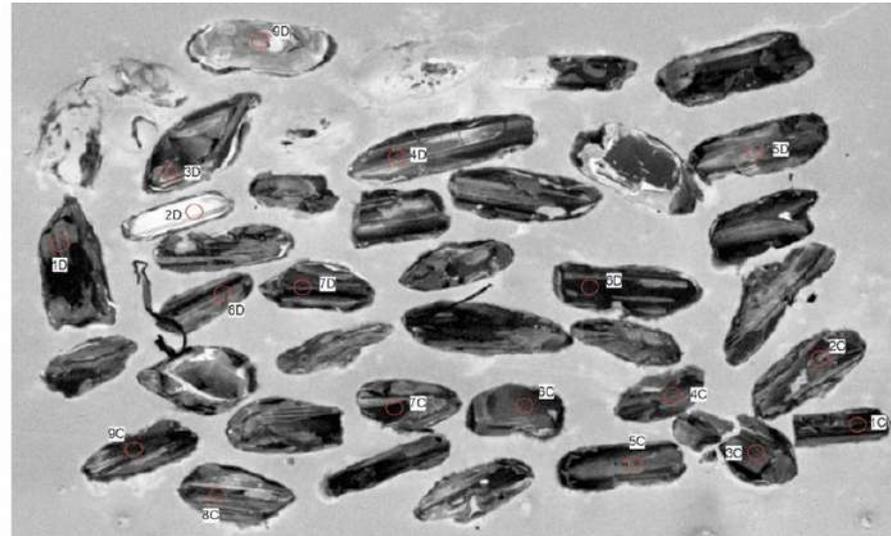
Nesta amostra foram realizadas 36 análises em zircão, destas, 3 foram descartadas por apresentarem valores de discordância elevados.

Os grãos de zircão são prismáticos a tabulares, com poucas faces definidas, bastante fraturados nas bordas e quebrados (Figura 82). A razão, em geral, é 1:1 até 1:3 e o comprimento 120µm e 400µm. Os grãos não apresentam zoneamento oscilatório, sendo mais comum feições homogêneas, as bordas de crescimento são muito pouco espessas ou imperceptíveis. Em lupa esses minerais são incolores.

Figura 82 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 259.

Spot number	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s atks	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s atks	% Conc ^f
THM 259 (C) 1	1.12	930	54	925	14	101
THM 259 (C) 2	0.56	848	23	866	15	98
THM 259 (C) 3	0.50	804	19	821	13	98
THM 259 (C) 4	0.05	814	17	803	16	101
THM 259 (C) 6	0.15	791	18	786	13	101
THM 259 (C) 7	0.08	690	11	698	8	99
THM 259 (C) 8	1.19	889	18	901	12	99
THM 259 (C) 9	1.69	827	19	826	14	100
THM 259 (D) 1	0.83	988	43	960	53	103
THM 259 (D) 2	1.35	2245	62	2193	18	102
THM 259 (D) 3	0.34	844	11	849	9	99
THM 259 (D) 4	0.05	813	56	802	12	101
THM 259 (D) 5	1.17	881	17	904	13	97
THM 259 (D) 6	0.13	810	58	837	12	97
THM 259 (D) 8	1.12	827	20	834	19	99
THM 259 (D) 9	0.24	2083	23	2159	20	97

Spot number	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s atks	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s atks	% Conc ^f
THM 259 (A) 1	1.25	836	25	832	16	100
THM 259 (A) 2	0.83	849	25	847	14	100
THM 259 (A) 4	1.61	2055	40	2168	18	95
THM 259 (A) 5	0.43	768	19	773	11	99
THM 259 (A) 6	0.93	792	28	800	12	99
THM 259 (A) 7	0.35	892	16	905	12	99
THM 259 (A) 8	0.92	788	23	790	13	100
THM 259 (A) 9	0.02	607	14	649	8	94
THM 259 (B) 1	0.34	843	18	863	12	98
THM 259 (B) 2	0.48	937	18	971	14	97
THM 259 (B) 3	0.19	798	17	791	12	101
THM 259 (B) 4	1.07	838	16	825	10	102
THM 259 (B) 5	1.02	837	25	833	12	101
THM 259 (B) 6	1.22	800	17	802	13	100
THM 259 (B) 7	0.56	816	20	815	11	100
THM 259 (B) 8	0.74	785	21	798	12	98
THM 259 (B) 9	0.29	926	15	922	13	100



500 μm
MULTILAB/UERJ

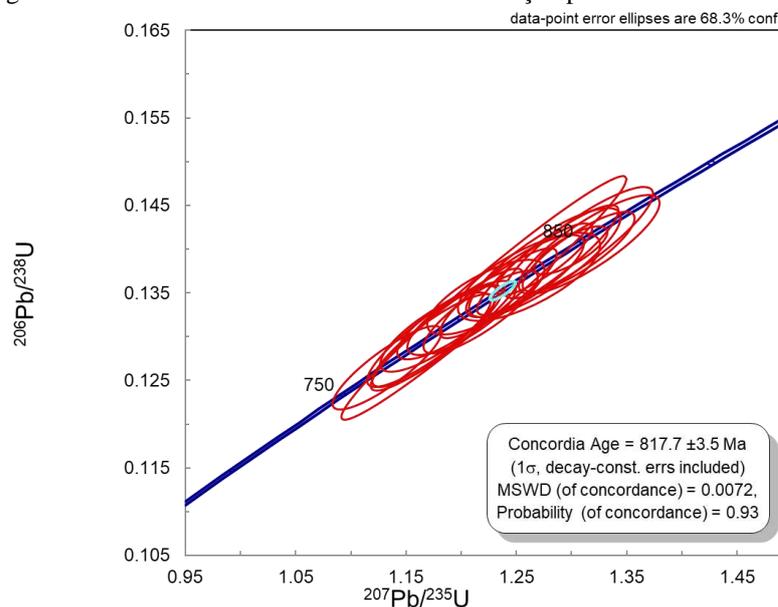
Legenda - O número grifado em amarelo indica discordância acima do limite estabelecido pelo autor. A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

Entre os grãos considerados herdados foram observados dois conjuntos distintos, o mais antigo com 3 grãos de idades paleoproterozóicas entre 2.193Ma e 2.168Ma (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), e o mais novo com 7 grãos de idades neoproterozóicas entre 988 e 881Ma (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).

Para cálculo da idade de cristalização do protólito ígneo deste gnaissse foram utilizados 20 grãos, obtendo-se a idade de $817,7 \pm 3,5$ Ma, com $\text{MSWD} = 0.0072$ e 93% de probabilidade de concordância (Figura 83).

Figura 83 - Gráfico indicando a idade de cristalização para a amostra THM 259.



Fonte: O autor, 2022.

Por fim, dois grãos apresentaram idades mais novas, 607 Ma (94%) e 689 (99%) Ma. Estes grãos foram considerados metamórficos devido a razão Th/U de ambos ser menor que 0.09 (Figura 82).

7.1.3. Arco Magmático Serra do Piloto (AMSP)

Foram analisadas cinco amostras de diferentes rochas correspondentes à unidade definida neste trabalho como Arco Magmático Serra do Piloto (Tabela 2), que serão apresentadas a seguir da mais antiga para a mais nova.

a) TR 04 (granito)

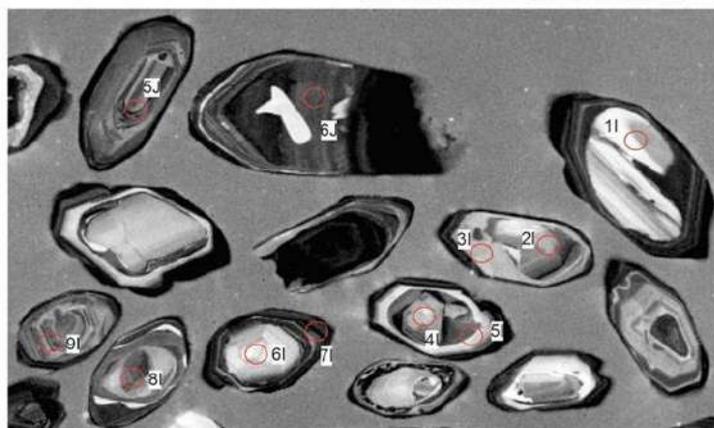
Nesta amostra foram realizadas 90 análises, destas apenas 4 foram consideradas discordantes e acabaram descartadas. Das 86 análises, apenas 8 foram realizadas nas bordas de sobrecrecimento. A distribuição das idades variou desde o arqueano até o neoproterozóico, sendo interpretadas como: cristalização, bordas de sobrecrecimento metamórfico e grãos herdados.

Os grãos encontrados nessa rocha têm forma prismática, tabular e arredondada, em geral as faces são bem definidas, com poucas fraturas internas e alguns se apresentam quebrados. A razão varia entre 1:1 até 1:4 e o tamanho dos grãos está entre 100 μ m e 420 μ m. O zoneamento ígneo oscilatório é visto em poucos grãos, sendo comum nos grãos menores e arredondados. Núcleos homogêneos são observados em todos os tipos de grãos. Bordas de sobrecrecimento possuem cor preta a cinza clara e são espessas, podendo apresentar zoneamento concêntrico (Figura 84). Ocorrem inclusões e, em lupa, esses minerais são translúcidos a incolores.

Figura 84 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra TR 04.

Spot number	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		% Conc ^c
		1 s	abs	1 s	abs	
TR-04 (A) 01	0.96	791	13	785	14	101
TR-04 (A) 02	0.42	1490	57	1494	78	100
TR-04 (A) 03	0.21	600	16	585	10	102
TR-04 (A) 04	0.74	1824	123	2858	35	64
TR-04 (A) 07	0.90	635	9	615	9	103
TR-04 (A) 08	0.99	618	9	616	12	100
TR-04 (B) 05	0.37	913	13	928	17	98
TR-04 (B) 06	0.90	1881	19	1881	16	100
TR-04 (B) 07	0.13	669	10	692	8	97
TR-04 (B) 08	1.21	1312	41	1321	24	99
TR-04 (B) 09	0.90	620	12	622	19	100
TR-04 (I) 01	0.63	1182	14	1186	19	100
TR-04 (I) 02	0.41	719	14	706	23	102
TR-04 (I) 03	1.45	645	12	650	12	99
TR-04 (I) 04	0.51	912	16	898	18	102
TR-04 (I) 05	0.28	669	11	688	16	97
TR-04 (I) 06	1.17	2204	78	2138	29	103
TR-04 (I) 07	0.11	605	8	596	10	101
TR-04 (I) 08	1.42	645	10	629	11	102
TR-04 (I) 09	1.47	646	10	630	10	102
TR-04 (J) 05	2.22	653	10	639	10	102
TR-04 (J) 06	2.02	654	14	650	14	101
TR-04 (J) 09	1.75	663	13	650	13	102

500 μm
MULTILAB/UERJ



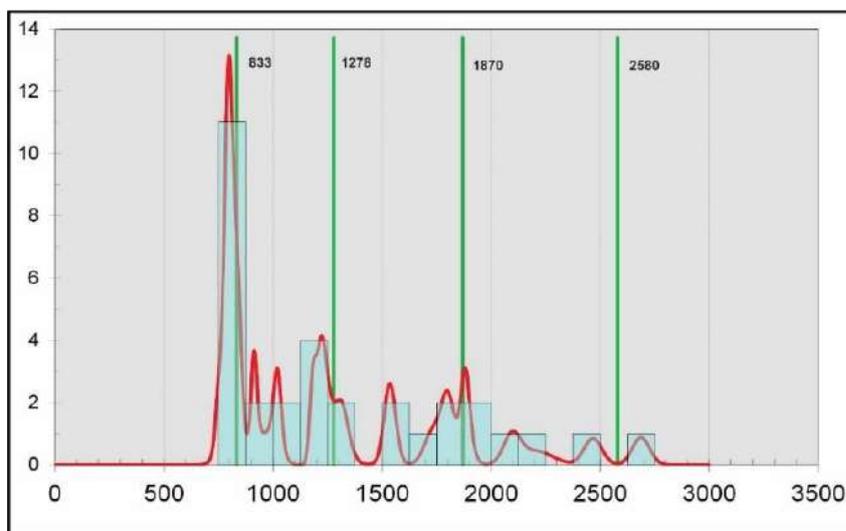
Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

Os grãos de zircão herdados apresentaram ampla distribuição (Figura 85), mostrando uma predominância de grãos do neoproterozóico com idades entre 926 Ma e 719 Ma (idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U) e principal média de moda em 833 Ma. Os grãos de idade mesoproterozóica apresentaram distribuição entre 1.530Ma e 1.007Ma (idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb), com principal média

de moda em 1.278Ma. Os grãos de idade paleoproterozóica apresentaram distribuição entre 1.742Ma e 2.138Ma (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), com principal média de moda em 1.870Ma. Já os grãos de idade arqueana foram apenas dois, com idades de 2.547Ma e 2.659Ma (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

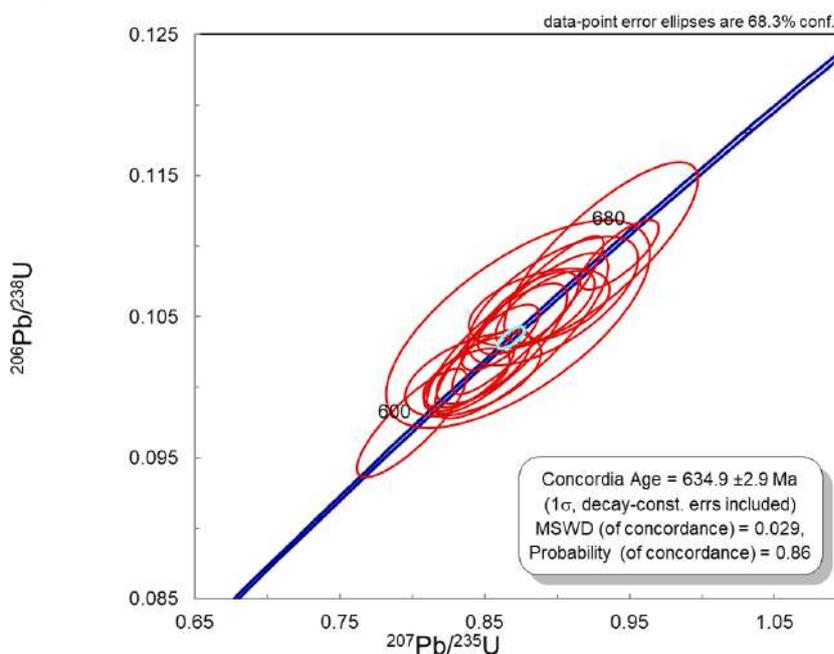
Figura 85 - Histograma com as idades concordantes de grãos herdados na amostra TR 04.



Fonte: O autor, 2022.

Com base em 40 grãos, foi calculada a idade de cristalização do protólito ígneo deste gnaiss em $634,9 \pm 2,9$ Ma, com $\text{MSWD} = 0,029$ e probabilidade de concordância em 86% (Figura 86).

Figura 86 - Gráfico indicando a idade de cristalização para a amostra TR 04.



Fonte: O autor, 2022.

As análises feitas em bordas de sobrecrecimento apresentaram idades neoproterozóicas, porém com grande variação, desde 913Ma até 605Ma (Figura 87). Nos pares núcleo-borda, B6-B5 e J7-J8, as idades da borda deram valores mais antigos que a idade de cristalização calculada, tendo sido interpretados como processos de sobrecrecimento mais antigo nas rochas encaixantes. Nos pares I2-I3, I4-I5 e J3-J4 as idades das bordas coincidem com a idade de cristalização calculada, sendo interpretadas como sobrecrecimento causado pelo magma gerador do protólito ígneo. Já nos pares C4-C5, F7-F6 e I6-I7 as idades das bordas foram interpretadas como sobrecrecimento metamórfico. Assim, com base em 3 bordas de sobrecrecimento metamórfico (Figura 88) ao redor de grãos herdados ou da cristalização do protólito ígneo, foi calculada uma idade de metamorfismo em 613 ± 5.7 Ma.

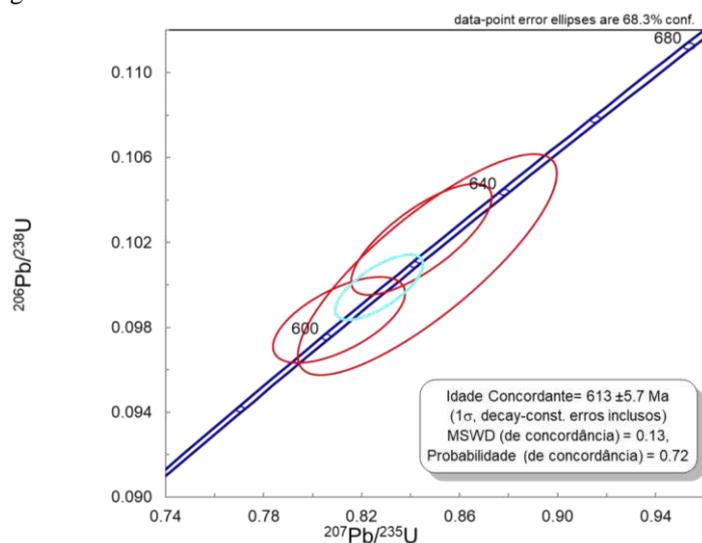
Figura 87 - Imagem ilustrativa dos zircões com borda de sobrecrecimento metamórfico da amostra TR 04.



Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022

Figura 88 – Idade de metamorfismo calculado na amostra TR 04.



Fonte: O autor, 2022.

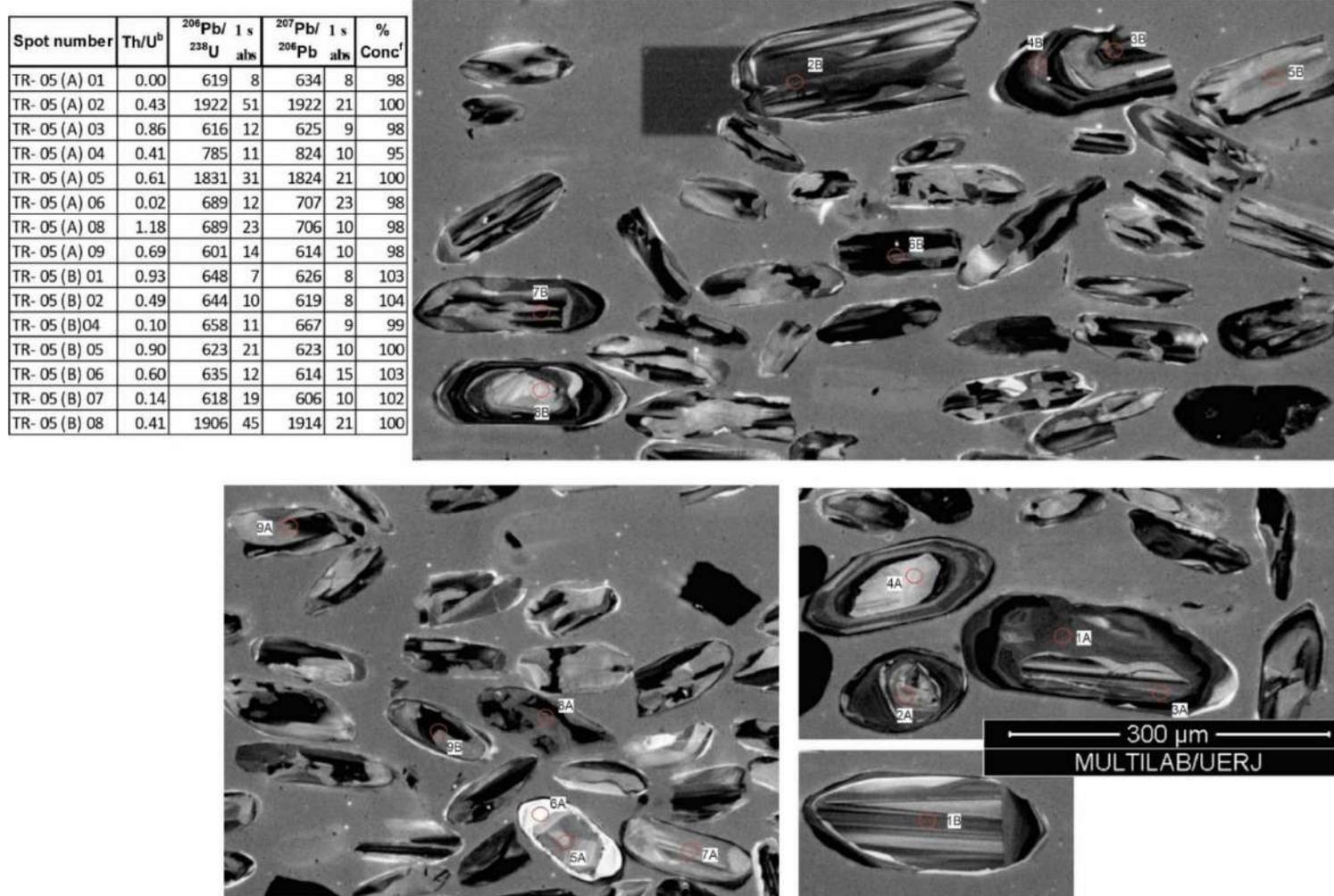
b) TR 05 (Gnaiss diorítico)

Nesta amostra foram realizadas 18 análises, das quais 15 análises ficaram dentro do limite de até 5% de discordância com os demais parâmetros aceitáveis (vide item 2.3).

Os grãos são prismáticos a tabulares, com faces bem definidas e, em poucos casos, apresentam fraturas ou estão quebrados. A razão varia entre 1:2 até 1:4 e o tamanho dos grãos está entre 100μm e 260μm. Em geral, os grãos têm núcleo zonados ou homogêneos, ocorre o desenvolvimento de bordas de sobrecrecimento espessas em alguns grãos e a coloração varia

entre branca a cinza escura (Figura 89). Não são observadas inclusões e em lupa esse minerais são incolores a amarelados.

Figura 89 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra TR 05.



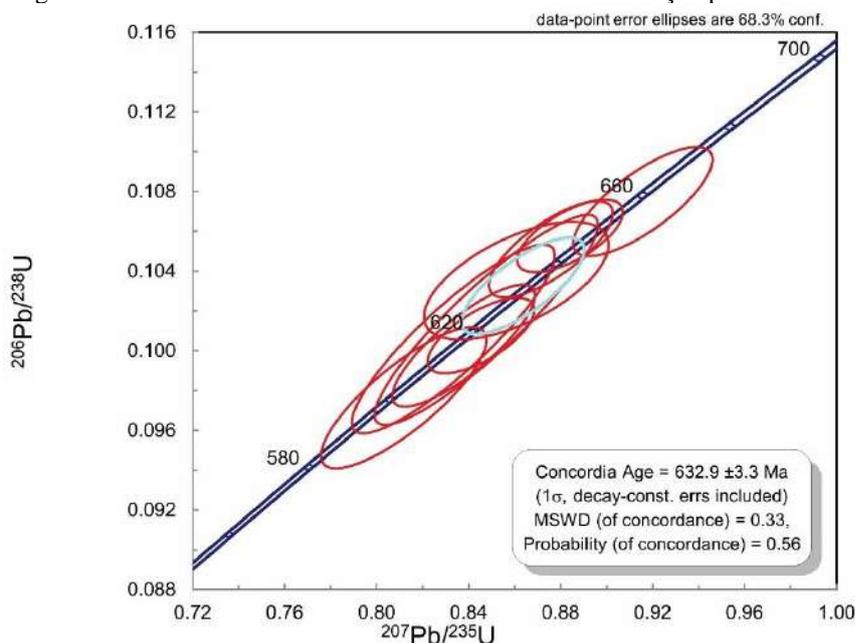
Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

Foram obtidas 6 idades consideradas como de grãos herdados de rochas encaixantes, sendo 3 idades paleoproterozóicas em núcleos de grãos, entre 1.922Ma e 1.824Ma (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e 3 idades neoproterozóicas, sendo 2 idades em núcleos de grãos, com 785Ma e 689Ma (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), e 1 idade de 689Ma (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) em borda ao redor de núcleo paleoproterozóico.

Com base nas 9 análises foi calculada a idade de cristalização em $632,9 \pm 3,3$ Ma, com $\text{MSWD} = 0,33$ e probabilidade de concordância em 56% (Figura 90).

Figura 90 - Gráfico concórdia indicando a idade de cristalização para a amostra TR 05.



Fonte: O autor, 2022.

c) THM 60 (1) (Biotita gnaisse porfirítico grosso)

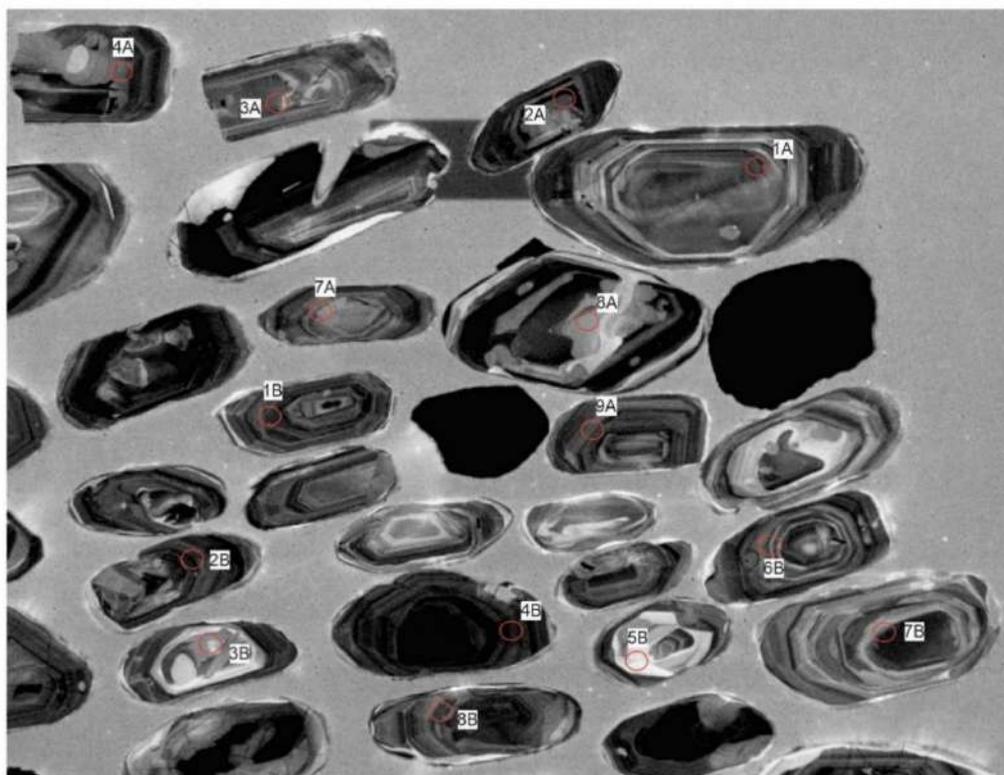
Este gnaisse porfirítico é a principal rocha em termos de área aflorante do Arco Magmático Serra do Piloto, com ampla distribuição em relação as demais rochas deste mesmo arco.

Nesta amostra foram realizadas 45 análises, com apenas 1 grão apresentando discordância superior a 5%. Os 44 grãos aproveitados apresentam grande similaridade e concentração de idades, não tendo sido encontradas idades que pudessem ser interpretadas como herança ou sobrecrescimento metamórfico.

Os grãos de zircão são prismáticos a tabulares, com algumas faces bem definidas, estão quebrados nas bordas e podem apresentar fraturas internas. A razão varia entre 1:2 até 1:5 e o comprimento está entre 90 μ m e 430 μ m. Os núcleos são zonados, homogêneos ou apresentam zoneamento ígneo oscilatório. Bordas de sobrecrecimento, em grãos com núcleos homogêneos, apresentam zoneamento concêntrico e de coloração cinza escura (Figura 91). Algumas inclusões são observadas e, em lupa, os zircões são translúcidos a incolores e, às vezes, amarelados.

Figura 91 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 60 (1).

Spot number	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	t s abs	% Conc ^f
THM 60_1 (A) 01	0.71	633	17	101
THM 60_1 (A) 02	0.80	628	15	100
THM 60_1 (A) 03	0.89	620	18	100
THM 60_1 (A) 04	0.40	645	12	98
THM 60_1 (A) 08	0.32	622	12	101
THM 60_1 (A) 09	0.73	637	22	102
THM 60_1 (B) 01	0.56	630	12	101
THM 60_1 (B) 02	0.64	639	14	102
THM 60_1 (B) 03	1.15	612	16	98
THM 60_1 (B) 04	0.56	657	14	101
THM 60_1 (B) 05	0.68	608	21	99
THM 60_1 (B) 06	0.80	629	15	102
THM 60_1 (B) 07	0.73	655	12	102
THM 60_1 (B) 08	0.54	620	12	102
THM 60_1 (C) 01	0.83	624	15	99
THM 60_1 (C) 02	0.88	623	21	99
THM 60_1 (C) 03	0.35	643	15	103
THM 60_1 (C) 04	0.54	657	14	105
THM 60_1 (C) 05	0.79	631	21	101
THM 60_1 (C) 06	1.21	633	21	102
THM 60_1 (C) 07	0.62	653	18	105
THM 60_1 (D) 03	2.49	633	18	101
THM 60_1 (D) 04	1.89	626	16	102
THM 60_1 (D) 05	0.58	619	14	102

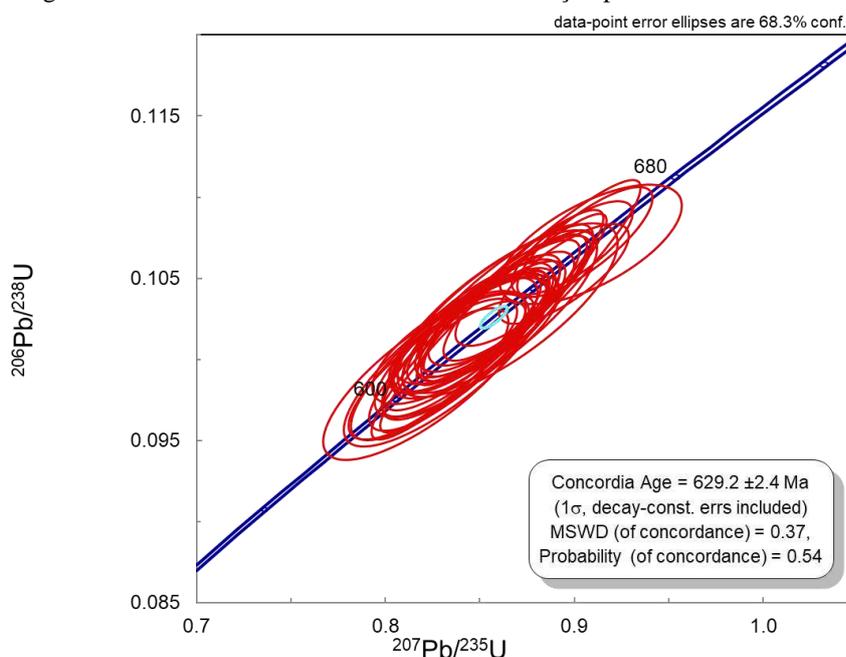


Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

Com base em 34 grãos (probabilidade de concordância entre 98 e 102%), foi calculada uma idade de cristalização em 629.3 ± 2.4 Ma, com $MSWD = 0.37$ e 54% de probabilidade de concordância (Figura 92). Vale ressaltar que não foram datados zircões herdados nessa amostra.

Figura 92 - Gráfico indicando a idade de cristalização para a amostra THM 60(1).



Fonte: O autor, 2022.

d) THM 112 (Biotita gnaisse porfirítico médio)

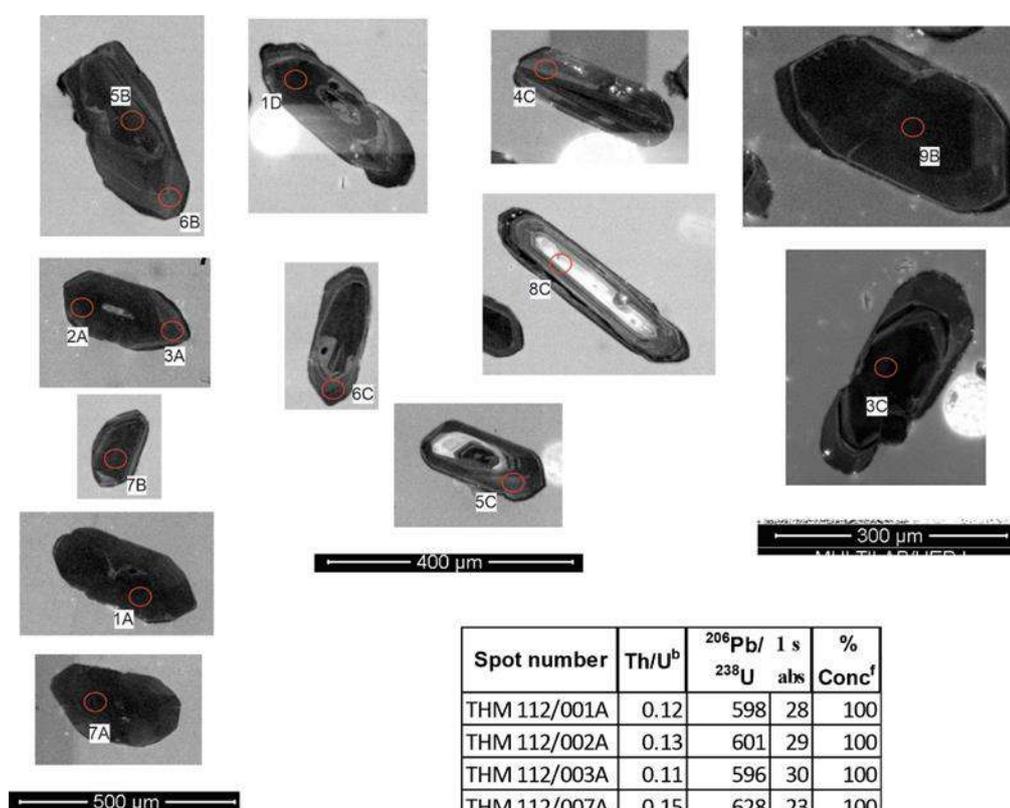
Esta rocha ocorre como corpos intrusivos nos orto e paragneisses, quartzitos, e anfibolitos do Complexo Costeiro, com largura de dezenas a centenas de metros, orientados na direção da foliação (Sn). Apresentam enclaves de todas as rochas acima mencionadas e são interpretados com relacionados ao AMSP, apesar de ocorrer a noroeste da região principal deste arco magmático.

Nesta amostra foram realizadas 35 análises e todas apresentaram parâmetros satisfatórios (vide item 2.3).

Nessa amostra os grãos de zircão possuem tamanho variando entre $70\mu\text{m}$ e $400\mu\text{m}$, são prismáticos a tabulares e a maioria possui faces bem definidas. A proporção varia entre 1:2 até 1:4. Nas imagens em CL os grãos de zircão estão muito escuros, não permitindo

observar algumas feições importantes, entretanto são vistos núcleos zonados e homogêneos em poucos grãos. Bordas de sobrecrecimento espessas são comuns nos grãos e possuem coloração cinza clara. Os grãos maiores apresentam fraturas por todo seu comprimento, alguns grãos estão quebrados e inclusões são observadas (Figura 93). Os zircões são translúcidos a incolores quando observados em lupa.

Figura 93 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 112.



Spot number	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	% Conc ^f
THM 112/001A	0.12	598	28	100
THM 112/002A	0.13	601	29	100
THM 112/003A	0.11	596	30	100
THM 112/007A	0.15	628	23	100
THM 112/005B	0.15	646	11	100
THM 112/006B	0.13	604	17	100
THM 112/007B	0.10	637	39	100
THM 112/009B	0.17	600	32	100
THM 112/003C	0.12	617	36	100
THM 112/004C	0.11	615	6	100
THM 112/005C	0.12	638	13	100
THM 112/006C	0.09	605	14	100
THM 112/008C	0.85	628	22	100
THM 112/001D	0.11	602	26	100

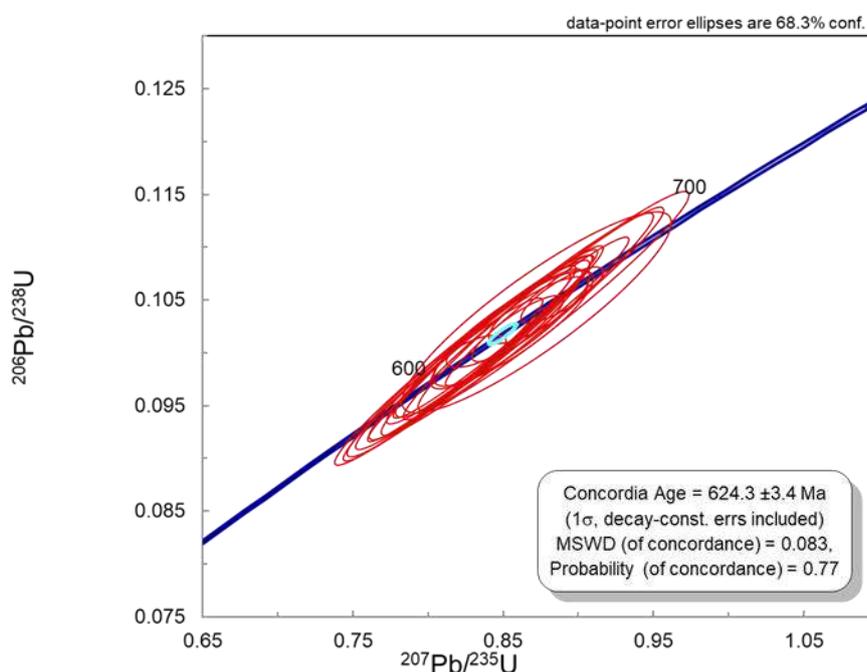
Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

Fonte: O autor, 2022.

Todos os grãos analisados apresentaram idades neoproterozóicas concentradas entre 700 e 600Ma. Dos grãos analisados, 5 foram considerados como herança, apresentando idades neoproterozóicas entre 693Ma e 665Ma (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).

A idade de cristalização dessa amostra foi calculada com base em 19 grãos, obtendo-se o valor de 624.3 ± 3.4 Ma, com $\text{MSWD} = 0.083$ e probabilidade de concordância de 77% (Figura 94).

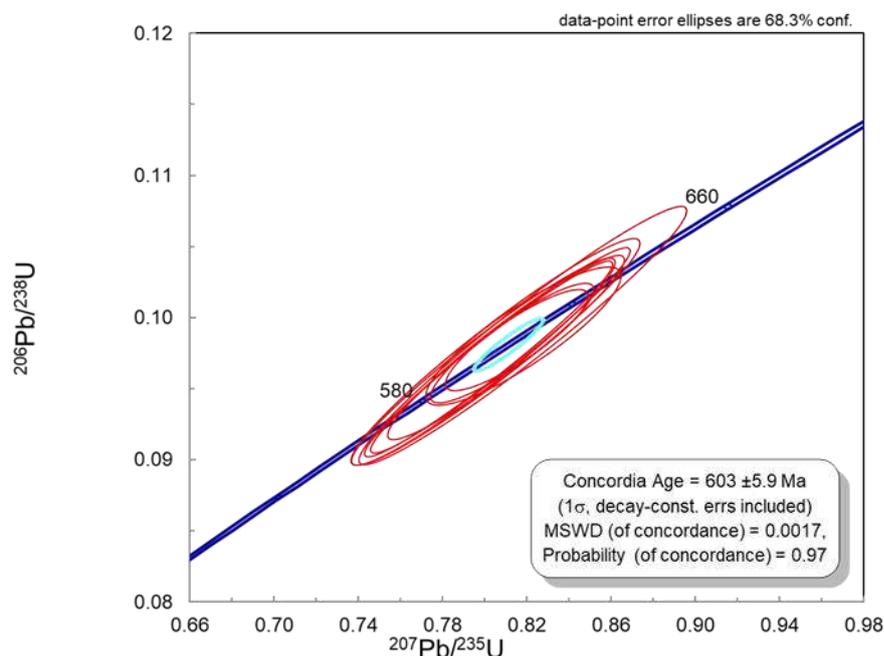
Figura 94 - Gráfico mostrando a idade de cristalização da amostra THM 112.



Fonte: O autor, 2022.

O metamorfismo foi balizado pela análise das bordas de sobrecrescimento ao redor de núcleos ígneos, sendo assim, a partir de 10 grãos, esta idade foi calculada em 603 ± 5.9 Ma (Figura 95).

Figura 95 - Gráfico com idade metamórfica calculada em bordas de sobrecrecimento nos grãos de zircão.



Fonte: O autor, 2022.

e) THM 60 (2) (granito fino mesocrático foliado)

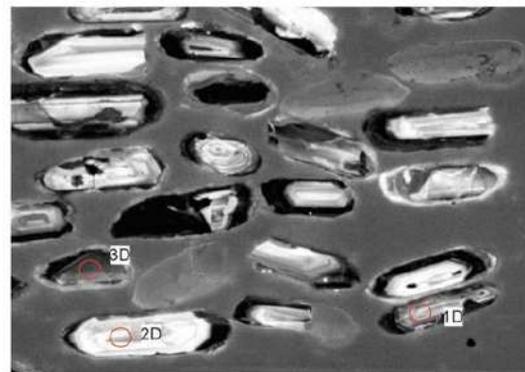
Esta rocha ocorre intrudindo o gnaiss porfirítico na forma de diques de espessura decimétrica a métrica, orientado paralelamente a direção da foliação regional (Sn). A rocha se apresenta localmente *boudinada*, e os *boudins* contém foliação metamórfica semelhante à foliação (Sn). Devido a pouca espessura destes diques, é grande a presença de grãos de zircão herdados do gnaiss porfirítico encaixante, sendo mais difícil definir qual a melhor idade de cristalização deste granito foliado. Considerando a relação de campo, para fins de cálculo de idade de cristalização, foram selecionados apenas os grãos mais novos que as idades de cristalização das demais rochas do AMSP acima apresentadas.

Nesta amostra foram analisados 27 grãos, dos quais 24 apresentaram discordância até o limite de 5%.

Os grãos de zircão são prismáticos a tabulares, com faces definidas, alguns apresentam fraturas internas e estão quebrados. A razão varia entre 1:2 a 1:3 e o tamanho está entre 100µm e 420µm. Alguns grãos apresentam zoneamento oscilatório, em especial os mais arredondados, já os demais apresentam zonamento ou são homogêneos. Bordas de sobrecrecimento foram desenvolvidas nos grãos, porém de pouca espessura (Figura 96). Inclusões são comuns e quando vistos em lupa os zircões têm coloração amarelada a incolor.

Figura 96 - Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão concordantes na amostra THM 60 (2).

Spot number	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Conc ^f
THM 60 (2) B 01	0.44	2032	33	2046	58	99
THM 60 (2) B 02	0.41	657	15	660	9	100
THM 60 (2) B 03	0.96	629	16	630	13	100
THM 60 (2) B 04	1.25	645	16	642	17	100
THM 60 (2) B 05	0.69	713	40	723	12	99
THM 60 (2) B 06	0.88	610	12	615	8	99
THM 60 (2) B 07	0.55	704	41	701	9	100
THM 60 (2) B 09	0.88	684	9	706	11	97
THM 60 (2) C 01	0.64	639	17	638	8	100
THM 60 (2) C 02	0.77	647	21	648	10	100
THM 60 (2) C 03	1.72	665	17	663	17	100
THM 60 (2) C 04	0.60	643	23	641	12	100
THM 60 (2) C 05	0.92	631	17	640	14	99
THM 60 (2) C 06	0.48	646	38	662	23	98
THM 60 (2) C 08	0.32	642	19	637	8	101
THM 60 (2) C 09	0.95	635	16	644	8	99
THM 60 (3) D 01	0.98	798	21	795	11	100
THM 60 (3) D 02	1.92	629	16	635	18	99
THM 60 (3) D 03	0.74	616	16	628	12	98



400 μm
MULTILAB/UERJ

500 μm
MULTILAB/UERJ



Legenda: A tabela inserida na figura corresponde as análises feitas nos grãos de zircão. O círculo vermelho (20μm a 30μm) indica o local do tiro em cada grão analisado.

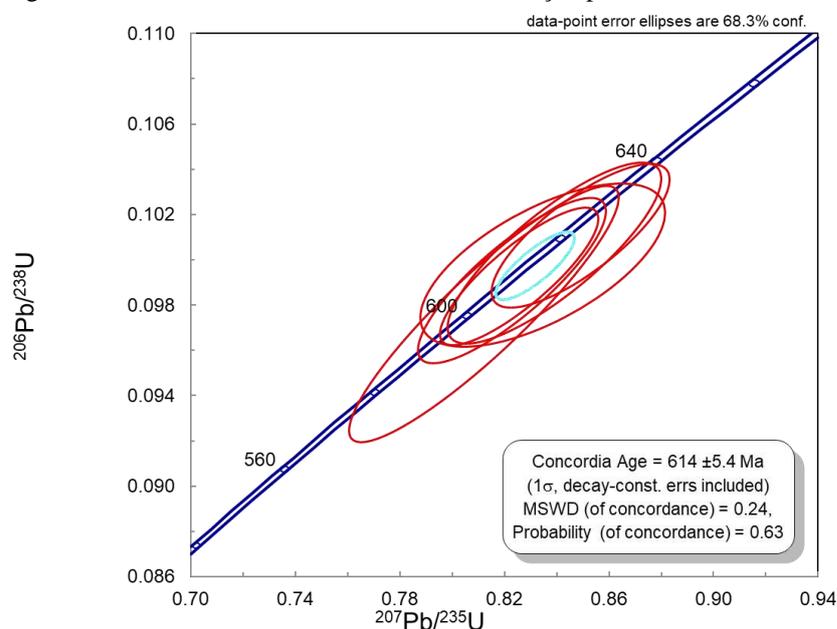
Fonte: O autor, 2022.

Entre os grãos considerados como herança, 1 apresentou idade paleoproterozóica de 2.046Ma (idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb), 4 idades neoproterozóicas entre 798Ma e 684Ma (idade

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), e outros 14 com idades neoproterozóicas entre 665Ma e 629Ma (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Estes últimos podem ser herança de rochas do próprio AMSP, sendo assimilados no momento do alojamento do dique.

A idade de cristalização foi calculada com base nos 6 grãos mais novos, obtendo-se um valor de $= 614 \pm 5.4$ Ma, com $\text{MSWD} = 0.24$ e probabilidade de concordância de 63% (Figura 97). Apesar de não ter sido calculada nenhuma idade metamórfica, bordas de sobrecrecimento metamórfico são observadas nos grãos de zircão, o que indica que ocorreu algum metamorfismo nessa rocha, ou grãos já metamórficos foram incorporados a ela (herdados).

Figura 97 - Gráfico indicando a idade de cristalização para a amostra THM 60(2).



Fonte: O autor, 2022.

8. LITOGEOQUÍMICA

8.1 Classificações Analíticas

Dez amostras da região de estudo foram selecionadas para análise de rocha total. As amostras são apresentadas nas tabelas 3 e 4, onde podem ser observados os conjuntos de óxidos principais (em wt%) e elementos traço (em ppm), juntamente com os Elementos Terra-Raras (ETR).

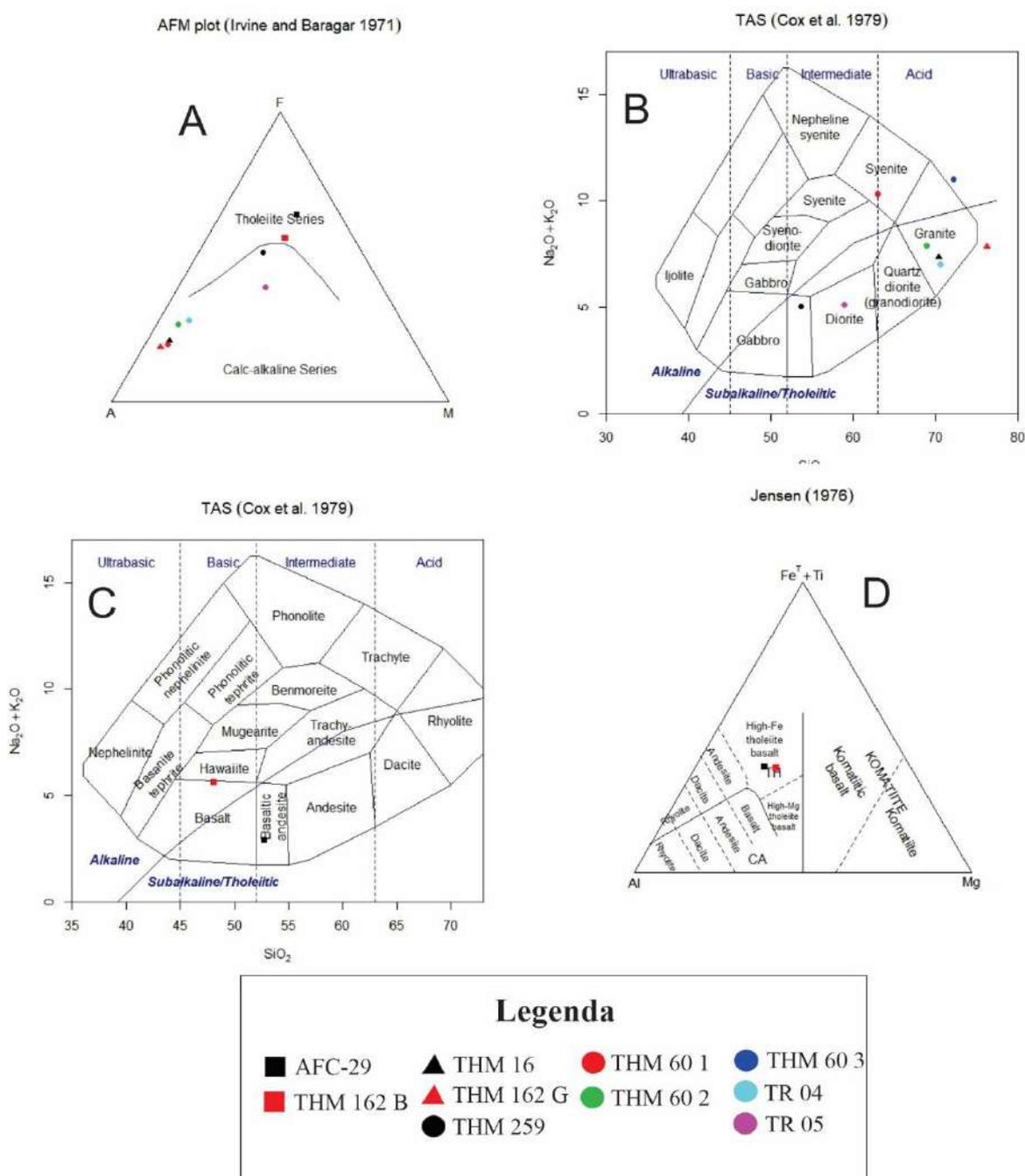
As 10 amostras analisadas foram separadas 3 grupos principais: a) o primeiro grupo corresponde às amostras metabásicas (AFC-29 e THM 162B); b) o segundo grupo corresponde às amostras dos gnaisses de idade de cristalização paleoproterozóica (THM 16 e THM 162G); c) o terceiro grupo corresponde às amostras do AMSP (THM 60 1, THM 60 2, THM 60, 3, TR 04, TR 05) mais a amostra THM 259. Em relação ao teor de Sílica, essas amostras compreendem um intervalo geoquímico que vai desde básico (48,1 wt%), intermediário (52,79 a 62,94 wt%), até ácidas (68,85 a 76,22 wt%). Os Elementos Terras Raras (ETR) não apresentam teores elevados e os valores de LOI não são significativos (até 1,34%), o que indica que as rochas não são alteradas.

Os teores relativamente baixos de MgO (6,46 wt%) e Ni (<85 ppm) indicam que não há amostras capazes de representar composições de magma verdadeiramente primário.

Segundo o gráfico AFM (Figura 98A), as amostras ácidas a intermediárias, pertencem, em geral, a série de rochas calcioalcalinas. As amostras do AMSP formam um *trend* com enriquecimento em ferro para as amostras mais pobres em SiO₂. A amostra THM 259 plota ligeiramente deslocada deste *trend*, sendo mais rica em ferro, já as amostras dos gnaisses paleoproterozóicos plotam próximo ao vértice de álcalis (A), indicando serem mais empobrecidas em ferro e magnésio. As rochas metabásicas pertencem a série toleítica ricas em ferro (Figura 98A). No diagrama TAS, de Cox *et al.* (1979), as amostras do AMSP são classificadas como Diorito (TR 05) e Granitos (TR 04, THM 60 2), com a amostra THM 60 1 plotando no campo de sienito e a amostra THM-60 3 plotando no campo de álcali granito. Essas duas últimas amostras são de rochas com granulometria grossa a muito grossa, apresentando feldspato alcalino como fase mineral maior que a matriz, o que, possivelmente, influencia no valor elevado de potássio delas, deslocando-as para cima neste gráfico.

Ainda no diagrama TAS, de Cox *et al.* (1979), a amostra THM 259 (Gnaiss Rubião) plota no campo entre gabro e diorito, sendo mais compatível com diorito quando comparada aos dados petrográficos. Já as amostras dos gnaisses paleoproterozóicos são classificadas como granito. As amostras AFC-29 e THM 162B no diagrama TAS, de Cox *et al.* (1979) para rochas vulcânicas (Figura 98C), são classificadas como Andesito basáltico e basalto, respectivamente, e de acordo com Jensen (1976) as duas rochas são consideradas como basaltos toleíticos de alto Fe (Figura 98D).

Figura 98 - Amostras plotadas em diagramas de classificação e discriminação. A) Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971); B e C) Diagrama TAS (Cox *et al.* 1979) para rochas plutônicas e vulcânicas; D) Diagrama “Jenses’s cátion plot” de (Jensen, 1976).



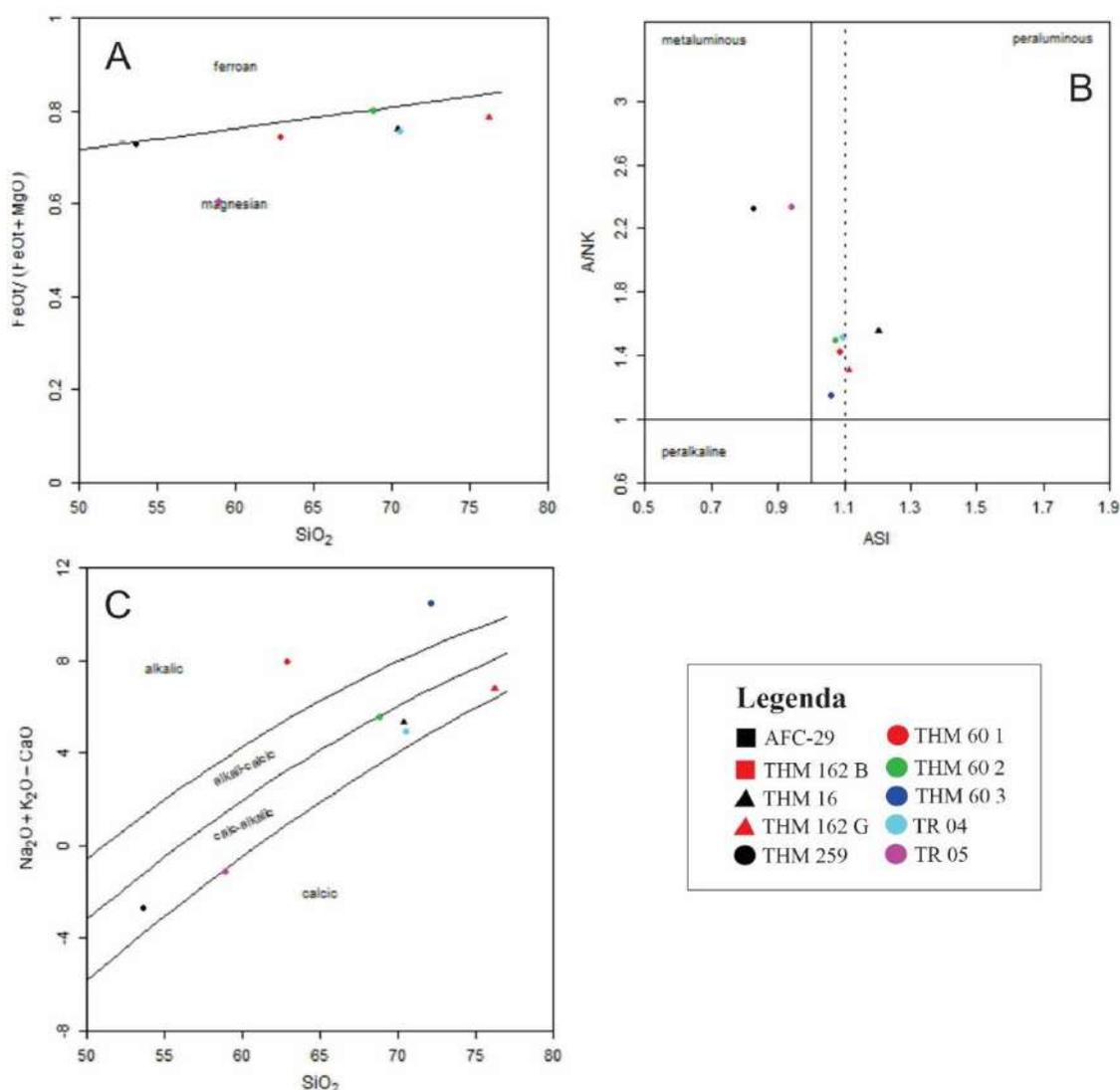
Legenda: Cores e formas das amostras estão inseridas na figura.

Fonte: O autor, 2022. Programa GCDkit 6.0.

Nos diagramas de discriminação geotectônica como o de Frost *et al.* (2001), as amostras ácidas e intermediárias são magnesianas (Figura 99A), com associação metaluminosa (THM 259 e TR 05) a levemente peraluminosa, com valores de ASI (índice de saturação em alumínio) menores ou próximos ao 1.1, indicando que esses granitos são, provavelmente, do tipo I (Figura 99B). As amostras dos gnaisses paleoproterozóicos são

peraluminosas com valores de ASI superiores a 1,1, porém, como visto em campo, principalmente no ponto da amostra THM 16, o gnaissé analisado possui enclaves de granada-biotita gnaissé fino, com evidência de assimilação destes pelo magma que deu origem ao protólito do gnaissé. Na figura 99C observa-se que estas amostras apresentam caráter calcioalcalino, contudo, a observação sobre os valores elevados de K_2O das amostras THM 60 1 e THM 60 3, feita no parágrafo anterior, se confirma quando vemos um caráter alcalino para essas rochas.

Figura 99 - Diagramas de discriminação tectônica de Frost *et al.* (2001).



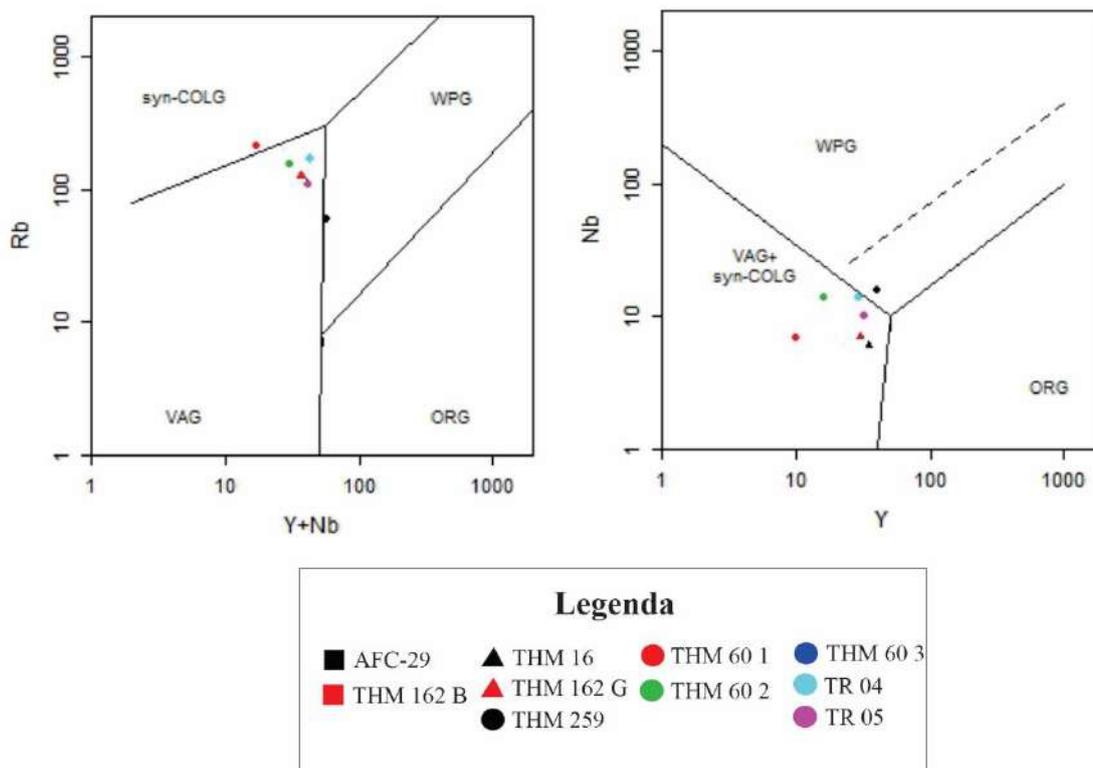
Legenda: Cores e formas das amostras estão inseridas na figura. Linha tracejada marca o valor 1,1 de ASI (índice de saturação em alumínio).

Fonte: O autor, 2022. Programa GCDkit 6.0.

De acordo com Pearce et al (1984), as rochas ácidas e intermediárias apresentam, em geral, características de ambientes geotectônicos compatíveis com granitos de arcos

vulcânicos e, subordinadamente, sin-colisionais, com exceção da amostra THM 259 que plota no campo de granitos intraplacas (Figura 100A e 100B).

Figura 100 - Diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984) para as rochas ácidas e intermediárias.



Legenda: Cores e formas das amostras estão inseridas na figura. ORG – Granitos de Dorsais Oceânicas, VAG – Granitos de Arcos Vulcânicos, WPG – Granitos Intraplacas e COLG – Granitos Colisionais.
 Fonte: O autor, 2022. Programa GCDkit 6.0.

Tabela 4 - Dados litogeoquímicos dos elementos maiores, onde os valores são dados em porcentagem em peso (wt. %).

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
AFC-29	52.79	1.71	13.66	16.31	0.20	5.15	8.91	2.19	0.70	0.19	0.07	101.89
THM162B	48.1	1.74	13.5	17.3	0.23	6.46	5.62	2.05	3.56	0.21	0.84	99.63
THM-16	70.37	0.28	15.28	2.38	0.03	0.68	2.00	3.38	3.96	0.33	1.34	100.03
THM162G	76.22	0.21	13.35	2.16	0.03	0.53	1.06	3.07	4.76	0.06	0.54	101.99
THM-259	53.6	1.62	16.7	9.79	0.16	3.3	7.73	3.12	1.91	0.48	1	99.41
THM-60 1	62.94	0.44	17.80	3.09	0.04	0.97	2.37	2.43	7.88	0.20	0.38	98.54
THM-60 2	68.85	0.47	14.96	3.51	0.05	0.79	2.34	2.59	5.30	0.14	0.96	99.96
THM-60 3	72.2	0.01	14.9	0.29	nd	nd	0.56	2.01	9.01	0.02	0.42	99.42
TR-04	70.6	0.61	13.5	3.46	0.04	1.01	2.14	2.43	4.57	0.23	1.06	99.65
TR-05	58.92	1.02	17.11	6.52	0.12	3.87	6.27	3.15	1.98	0.24	0.76	99.96

Fonte: O autor, 2022.

Tabela 5 - Dados litogeoquímicos dos elementos traço, onde os valores são dados em ppm (parte por milhão).

Amostra	Ni	Co	V	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr
AFC-29	85	72	430	101	7	103	48	130	8	29.2	36.9	7.68
THM-162-B	85	45	394	726	201	151	23	149	7	18.6	43.3	5.69
THM-16	11	12	26	814	111	181	35	117	6	35.3	76.9	9.32
THM-162-G	11	8	27	1051	128	119	30	209	7	67.6	136.5	15.80
THM-259	10	23	232	836	59	659	41	272	16	79.1	162.7	19.12
THM-60-1	8	10	79	3356	212	873	10	116	7	64.1	122.9	12.11
THM-60-2	8	13	51	1020	153	351	16	298	14	93.4	186.3	20.97
THM-60-3	10	18	33	1251	224	473	2	nd	nd	2.9	3.7	0.41
TR-04	11	17	71	995	168	235	29	199	14	71.6	125.2	16.79
TR-05	13	23	150	554	110	365	32	192	10	61.0	89.7	13.10

Amostra	Zn	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
AFC-29	172.0	31.8	7.6	2.44	9.03	1.51	9.13	1.84	5.43	0.78	4.9	0.68
THM-162-B	203.0	25.7	5.4	1.35	5.70	0.86	5.06	0.91	2.46	0.39	2.4	0.30
THM-16	29.0	37.9	8.6	1.35	9.39	1.49	7.63	1.28	3.16	0.39	2.2	0.23
THM-162-G	37.0	56.9	9.8	1.35	8.40	1.15	6.59	1.20	3.25	0.44	2.4	0.28
THM-259	97.0	74.4	12.8	3.16	11.18	1.60	8.87	1.67	4.65	0.68	4.4	0.56
THM-60-1	25.0	40.0	5.7	1.09	4.01	0.52	2.36	0.40	1.10	0.14	0.9	0.07
THM-60-2	34.0	72.0	11.0	1.30	6.51	0.80	3.77	0.63	1.66	0.22	1.4	0.18
THM-60-3	nd	1.5	0.3	0.43	0.47	0.07	0.32	0.07	0.22	nd	0.1	nd
TR-04	37.0	63.1	11.7	2.40	10.51	1.26	5.86	1.00	2.39	0.26	1.5	0.19
TR-05	74.0	47.6	9.0	1.80	7.38	1.02	5.86	1.11	3.30	0.44	3.0	0.44

Amostra	Ta	Hf	Th	U
AFC-29	0.15	3.67	2.0	1.33
THM-162-B	nd	4.08	3.1	1.26
THM-16	nd	3.56	8.9	3.49
THM-162-G	nd	5.91	8.2	1.3
THM-259	0.5	6.7	9.2	0.94
THM-60-1	nd	3.53	17.0	1.18
THM-60-2	0.14	7.99	35.2	1.97
THM-60-3	nd	0.8	1.2	0.9
TR-04	0.37	5.77	18.9	3.85
TR-05	1.11	5.21	9.3	1.64

Fonte: O autor, 2022.

8.2 Diagramas de Variação

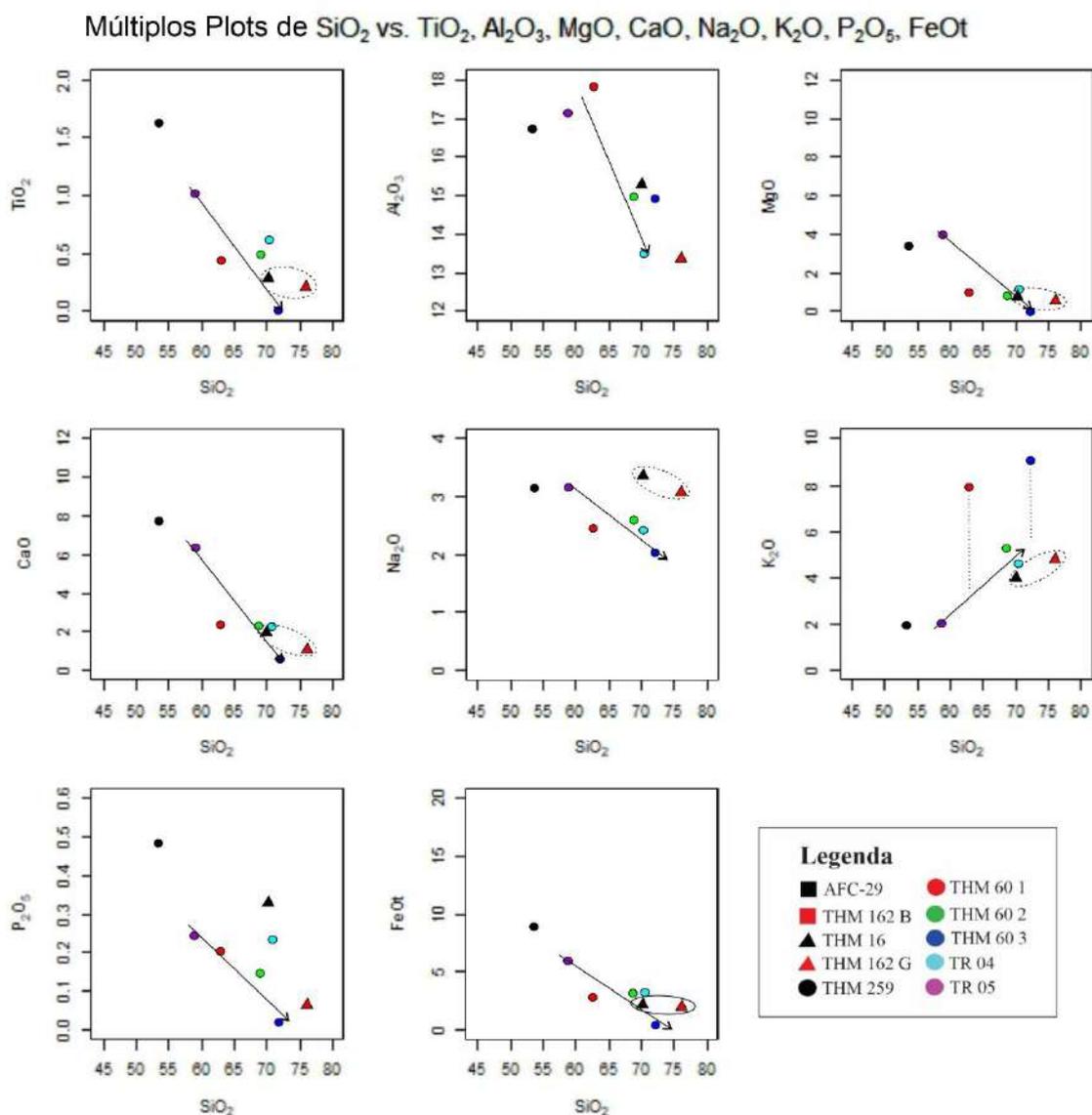
Para os diagramas de variação das rochas ácidas e intermediárias, a sílica (SiO_2) foi usada como índice de diferenciação para investigar os processos de equilíbrio cristal-líquido, por ser o óxido com maior variação percentual. Nestes diagramas foram plotados dois conjuntos de amostras de idades consideravelmente distintas, os quais serão abordados no texto separadamente: a) amostras com idade de cristalização neoproterozóica, representadas por círculos; b) amostras com idade de cristalização paleoproterozóica, representadas por triângulos.

Entre as amostras neoproterozóicas estão: THM 60-1, THM 60-2, THM 60-3, TR 04 e TR 05, pertencentes ao AMSP, com idades de cristalização entre 635 e 617Ma e a amostra THM 259, que possui cristalização do protólito ígneo em 818 Ma e está sob a forma de enclave nas rochas do AMSP. É possível observar uma tendência linear nos óxidos, com o empobrecimento no óxido do respectivo elemento conforme o aumento do teor de SiO_2 nas rochas do AMSP. As amostras THM 60-1 e THM 60-3 apresentam um deslocamento considerável deste alinhamento para o potássio, o que corrobora com a discussão apresentada no item 8.1, sobre grande presença de feldspato potássico nestas rochas e sua granulometria grossa ter influenciado em um elevado teor deste elemento. Na maioria dos óxidos a amostra THM 259 parece alinhar-se com as demais, entretanto para o alumínio, o magnésio e o fósforo esta amostra plota de forma discrepante.

Os diagramas para elementos-traço apresentam os seguintes tipos de distribuição em relação ao aumento do teor de SiO_2 : a) para os elementos Ba, Rb, La e a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ há uma tendência de enriquecimento dos elementos; b) no elemento Ni e na razão A/CNK (A=Al; C=Ca; N=Na; K=K) há neutralidade, isto é, praticamente não há variação na quantidade com o enriquecimento em SiO_2 das amostras; c) nos elementos Sr, Y e Mg há empobrecimento; d) nos elementos Zr e Ce a distribuição é mais aleatória, entretanto há uma tendência de empobrecimento para o Zr e enriquecimento para o Ce. Nos diagramas de Ba, Rb e Sr observa-se o deslocamento das amostras THM 60-1 e THM 60-3 em relação ao alinhamento, com enriquecimento nestes elementos, e isso corrobora com o que foi dito sobre a presença de porfiroclastos de feldspatos potássicos. Na maioria dos elementos a amostra THM 259 ocorre de forma discrepante com relação aos alinhamentos, exceto naqueles com padrão neutro e no Y, este com forte tendência de empobrecimento.

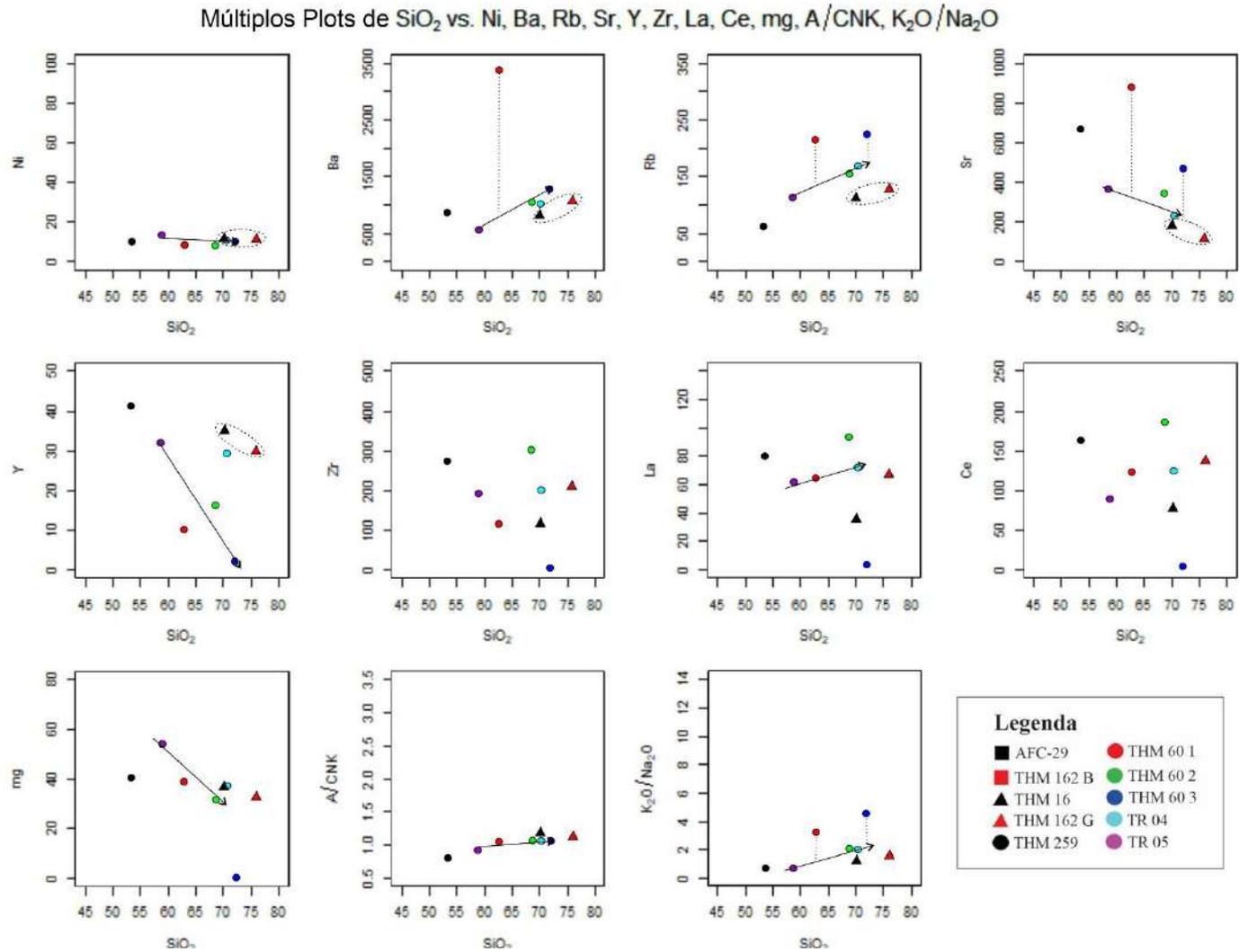
Por serem apenas duas amostras com idades de cristalização paleoproterozóicas, THM 16 e THM 162-G, não foi possível avaliar tendências, entretanto, buscou-se avaliar a relação química entre elas através dos elementos analisados nos diagramas de variação. Apesar de não expressarem uma tendência, mostram semelhança elementar na maioria dos diagramas, exceto no óxido Al_2O_3 e P_2O_5 e nos elementos La, Ce e Zr, nos quais apresentam uma separação maior entre as amostras.

Figura 101 - Diagramas de variação dos principais óxidos das rochas ácidas e intermediárias vs SiO_2 .



Legenda: Cores e formas das amostras estão inseridas na figura.

Fonte: O autor, 2022. Programa GCDkit 6.0.

Figura 102 - Diagramas de variação dos principais elementos das rochas ácidas e intermediárias vs SiO₂.

Legenda: Cores e formas das amostras estão inseridas na figura.
 Fonte: O autor, 2022. Programa GCDkit 6.0.

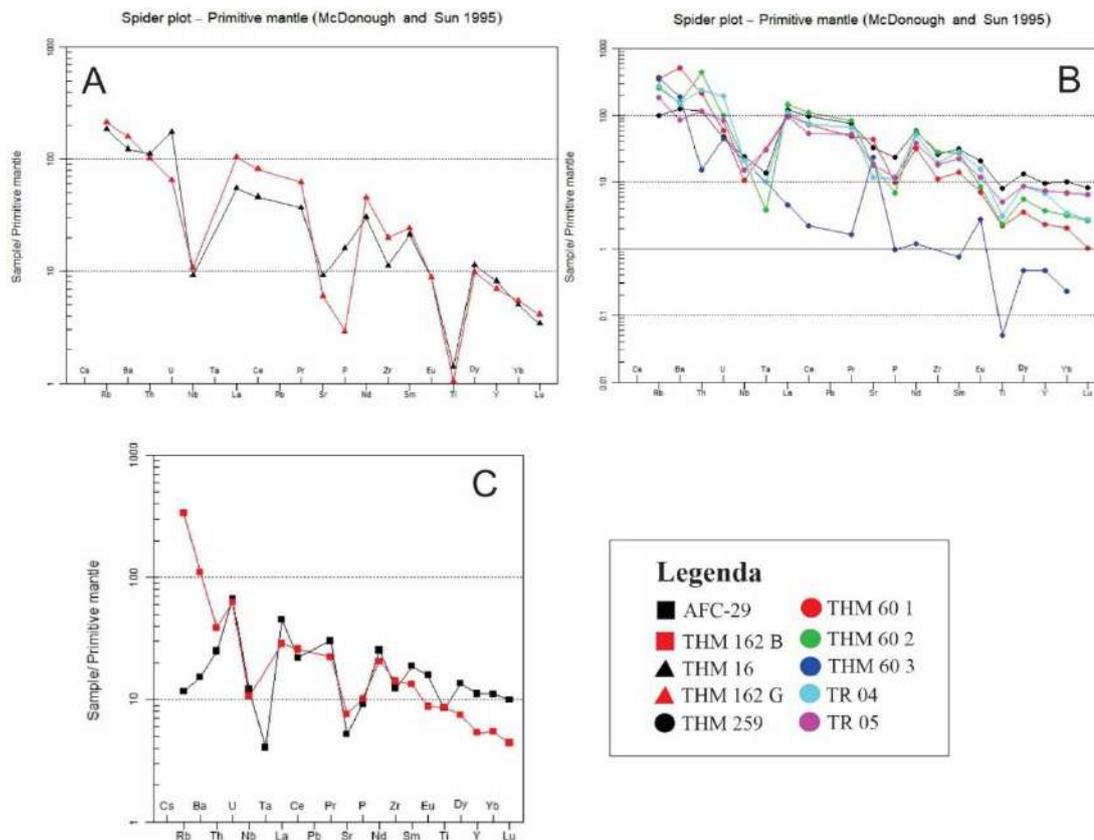
8.3 Elementos-traço (Aranhogramas)

Os padrões dos elementos-traço são apresentados em *spider diagram* (Figura 103), onde os conteúdos dos elementos foram normalizados para o Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995). A figura 103 A mostra a distribuição dos elementos das amostras dos gnaisses paleoproterozóicos, indicando semelhança entre as duas amostras, com anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti.

A figura 103 B mostra a distribuição dos elementos das amostras neoproterozóicas, com grande semelhança entre as amostras, exceto a amostra THM 60-3. Observam-se anomalias negativas de Nb, Ta, Sr, P e Ti e anomalias positivas de Th. Na amostra THM 60-1 há anomalia positiva de Ba e levemente de Sr, provavelmente devido a maior quantidade de feldspato potássico como fase mineral de granulometria maior que a matriz da rocha. A amostra THM 60-3 apresenta anomalias negativas de Th e Ti e anomalias positivas de Sr e Eu. A amostra THM 259 apresenta um padrão um pouco diferente das demais amostras para os elementos incompatíveis, ficando semelhante as demais amostras a partir do La.

A figura 103 C mostra a distribuição dos elementos das amostras metabásicas, onde observa-se uma diferença considerável no padrão de distribuição entre as amostras, principalmente nos elementos incompatíveis. A amostra AFC 29, de idade de cristalização neoproterozóica, apresenta um padrão de distribuição com depleção dos elementos Rb, Ba e Th, enquanto a amostra THM 162-B apresenta enriquecimento destes elementos. Além disso, a amostra AFC 29 apresenta anomalias negativas de Nb, Ta, Ce, Sr, P, Zr e Ti, enquanto a amostra THM 162-B possui anomalias negativas apenas de Nb, Sr e P. Estas diferenças sugerem origem de magmas composicionalmente diferentes para os protólitos destes anfibolitos.

Figura 103 - Diagramas com os Elementos-traços normalizados para o Manto Primitivo segundo McDonough e Sun (1995).



Legenda: Cores e formas das amostras estão inseridas na figura. A) Grupo das rochas paleoproterozóicas; B) Grupo das rochas neoproterozóicas; C) Grupo das rochas metabásicas.

Fonte: O autor, 2022. Programa GCDkit 6.0.

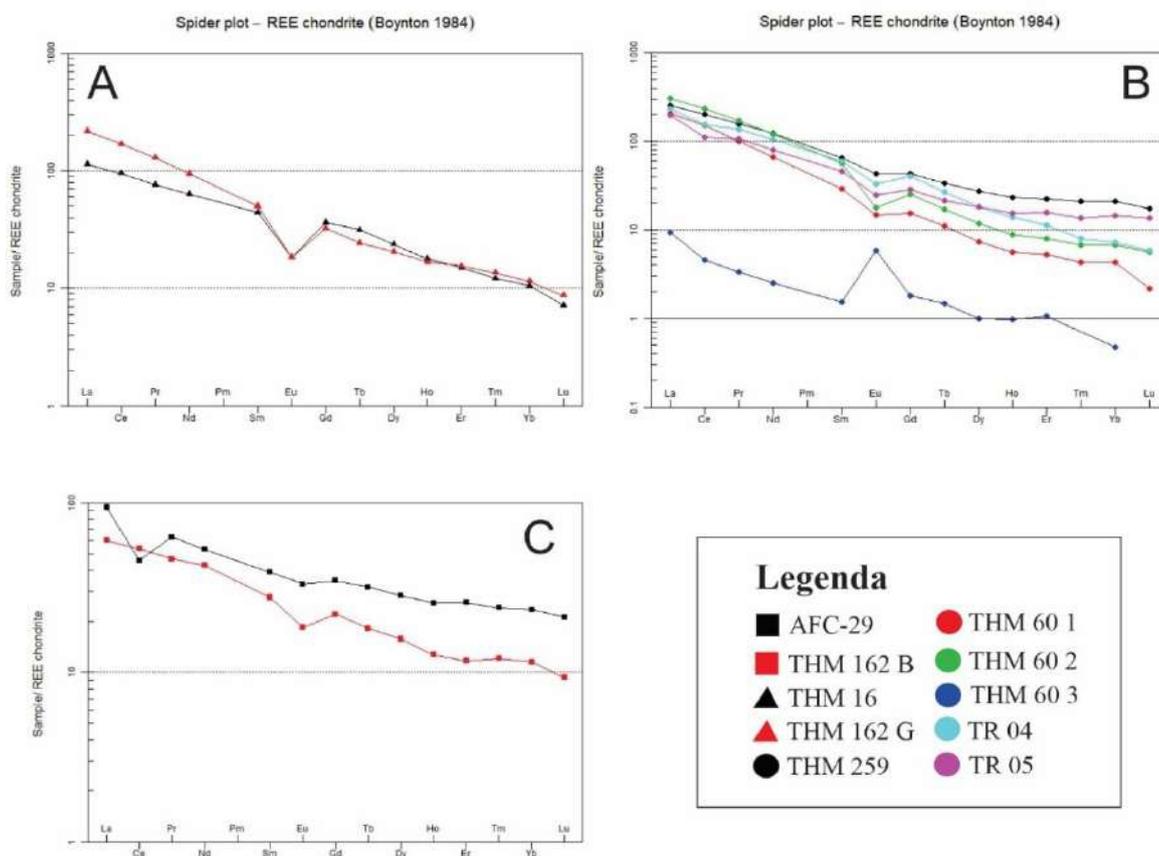
8.4 Elementos Terras Raras (ETR)

Os elementos obtidos nos diagramas dos ETR (Figura 104) foram normalizados para o condrito Boynton (1984). Os diagramas indicam que todos os grupos são enriquecidos em ETR leves com relação aos ETR pesados, as razões $(La/Yb)_N$ entre 4.02 e 48.02 (Tabela 5).

O grupo das rochas metabásicas (Figura 104C) apresenta padrão retilíneo ($La/Yb_N = 4.02$ a 5.23) com suave anomalia negativa de Eu na amostra THM 162-B e quase nula na amostra AFC 29 ($Eu/Eu^* = 0,74$ a $0,9$, respectivamente), além de anomalia negativa de Ce na amostra AFC 29. O grupo de rochas paleoproterozóicas (Figura 104A) apresenta padrão muito semelhante entre as duas amostras, padrão retilíneo, entretanto, com maior variação entre ETR leves e pesados ($La/Yb_N = 10.82$ a 18.99). Observa-se anomalia pronunciada de Eu ($Eu/Eu^* = 0,45$ a $0,46$) em ambas as amostras. Já o grupo das rochas neoproterozóicas do

AMSP (Figura 104B), em geral, apresentam as mesmas características, como padrão retilíneo levemente convexo nos ETR pesados ($La/Yb_N = 13,71$ a $48,02$) e anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,47$ a $0,70$). A amostra THM 60 3, apesar de apresentar padrão geral semelhante as demais amostras do AMSP, destoa, por ter valores de ETR leves e pesados mais baixos e uma importante anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 3,5$). A amostra THM 259 apresenta uma variação entre ETR leves e pesados menor que as demais amostras ($La/Yb_N = 12,12$), além de ter uma anomalia de Eu muito fraca ($Eu/Eu^* = 0,70$).

Figura 104 - Diagramas com os Elementos Terras-Raras normalizadas para o Condrito segundo Boynton (1984), para os três grupos; A) Grupo das rochas paleoproterozóicas; B) Grupo das rochas do AMSP; C) Grupo das rochas básicas.



Legenda: Cores e formas das amostras estão inseridas na figura.

Fonte: O autor, 2022. Programa GCDkit 6.0.

Tabela 6 - Tabela com os valores de razões dos Elementos Terras-Raras normalizados pelo condrito segundo Boynton (1984)

Amostras	LuN	Eu/Eu *	LaN/Yb N	LaN/Sm N	CeN/Yb N	CeN/Sm N	EuN/Yb N
AFC-29	21.1 2	0.9	4.02	2.42	1.95	1.17	1.42
THM-162-B	9.32	0.74	5.23	2.17	4.67	1.94	1.6
THM-16	7.14	0.46	10.82	2.58	9.04	2.16	1.74
THM-162- G	8.7	0.45	18.99	4.34	14.71	3.36	1.6
THM-259	17.3 9	0.81	12.12	3.89	9.56	3.07	2.04
THM-60-1	2.17	0.7	48.02	7.07	35.32	5.2	3.44
THM-60-2	5.59	0.47	44.98	5.34	34.42	4.09	2.64
THM-60-3	NA	3.5	19.55	6.08	9.57	2.98	12.23
TR-04	5.9	0.66	32.18	3.85	21.59	2.58	4.55
TR-05	13.6 6	0.68	13.71	4.26	7.73	2.41	1.71

Fonte: O autor, 2022.

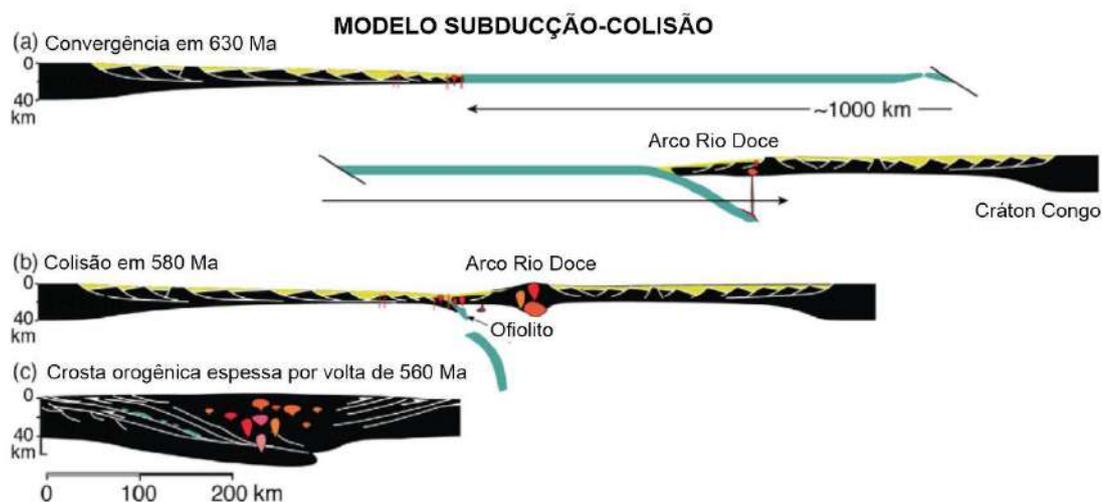
9 DISCUSSÕES

9.1 Modelos Tectônicos

Nos últimos anos se intensificou a discussão sobre como teria sido a formação da província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981). De um lado pesquisadores defendem a manutenção do modelo tectônico multi-colisional acrescionário (ex. Heilbron *et al.* 2020, 2019; Degler *et al.* 2017; e outros), para a formação do sistema de faixas orogênicas da província Mantiqueira (Figura 105), enquanto outros pesquisadores propõem a implementação de um modelo tectônico intracontinental (Fossen *et al.* 2020, Konopasek *et al.* 2020, Meira *et al.* 2015, 2019). Sendo assim, busca-se nesse capítulo discutir os dados obtidos nesta tese e compará-los com alguns trabalhos recentes da literatura.

O modelo proposto por Cavalcante *et al.* (2019), seguido por Fossen *et al.* (2020), para o orógeno Araçuaí consiste no que os autores denominaram de rifteamento relacionado com um afinamento crustal (hiperextensão) com a formação de bacias sedimentares, seguido de uma inversão de esforços tectônicos causando a convergência entre margens do rifte anterior, e consequente colisão entre os paleocontinentes do Congo e São Francisco no final do Neoproterozóico (Figura 106). Fossen *et al.* (2020) complementa esse modelo indicando que o sistema orogênico é quente, ou seja, comportaria todos os processos magmáticos observados na região durante o Neoproterozóico.

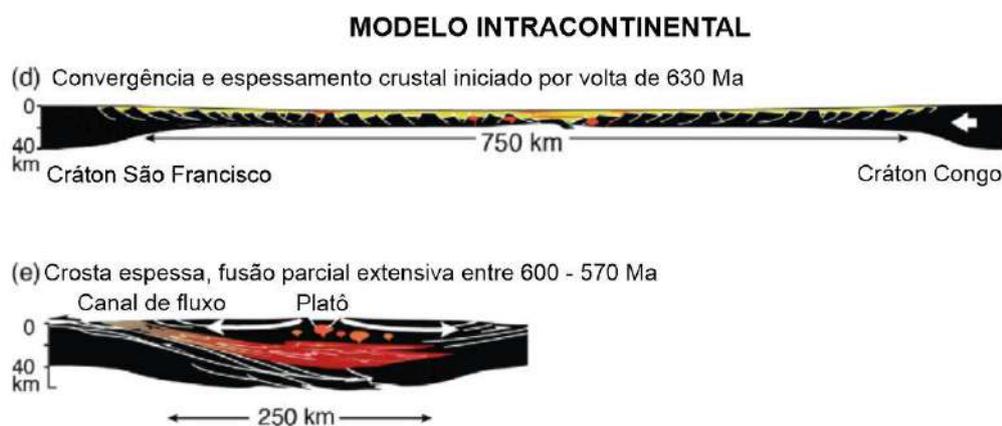
Figura 105 - A imagem ilustra o modelo de colisão através de subducção, onde há o desenvolvimento do arco em resposta a uma subducção oceânica.



Nota: Esse modelo requer uma litosfera oceânica de no mínimo 1000 km.

Fonte: Fossen *et al.*, 2020. Traduzido pelo autor, 2022.

Figura 106 - A imagem ilustra um modelo de orogenia intracontinental, com pontos quentes, entre os crátons São Francisco e Congo.



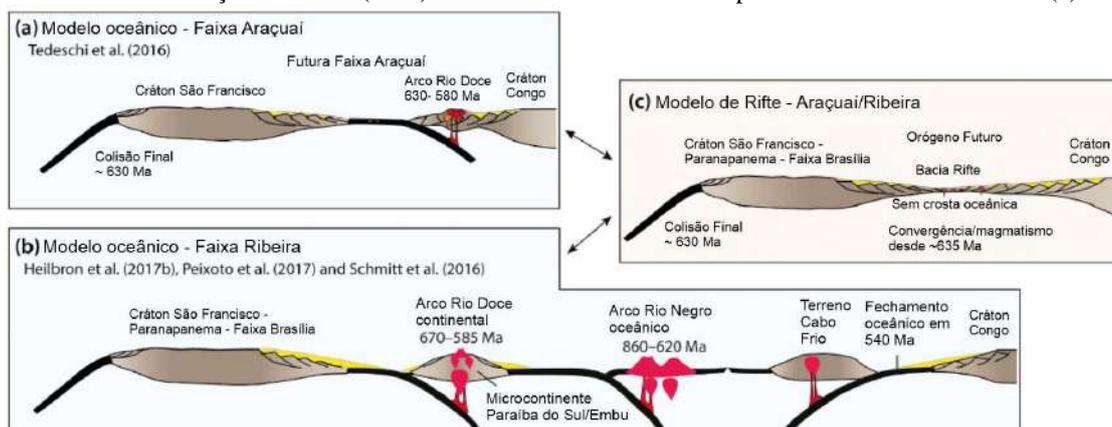
Nota: Essa imagem é continuação da Figura 105.

Fonte: Fossen *et al.*, 2020. Traduzido pelo autor, 2022.

Konopasek *et al.* (2020) apresentam uma nova interpretação para todo o Sistema Orogênico Neoproterozóico da América do Sul (*South American Neoproterozoic Orogenic System - SANOS*) com base em uma coletânea de dados geocronológicos, geoquímicos e de mapeamento de diversos autores (Figura 107). Estes autores elaboram um modelo que envolve um longo período de estiramento crustal, de 950 a 650 Ma na região do orógeno Araçuaí e de 835 a 660 – 650 Ma na região do orógeno Ribeira e Dom Feliciano. Neste período interpretam que houve a formação de um pequeno oceano na parte mais ao sul do

SANOS, com aproximadamente 400 a 600 Km de largura, porém na parte ao norte do SANOS, referente aos orógenos Ribeira Central e Araçuaí, teria havido apenas um rifteamento, ao qual denominaram Rife Adamastor, não ocorrendo, portanto, a formação do oceano homônimo (Heilbron *et al.* 2004).

Figura 107 - Apresentação esquemática onde há uma comparação entre os modelos resultantes de subdução oceânica (a e b) e o modelo intracontinental para ambas as faixas móveis (c).



Fonte: Konopasek *et al.*, 2020. Traduzido pelo autor, 2022.

Os principais problemas com relação ao modelo acrescionário, segundo os autores acima, são:

- a) Espaço – Não haveria espaço suficiente para a formação de uma litosfera oceânica, levando em conta a velocidade para a formação e consumo, em uma região confinada, como é o desenho do orógeno Araçuaí (Figura 105A)
- b) Subducção – Como se deu o início do processo de subducção e o consumo da dorsal mesoocêânica?
- c) Rochas características – Ausência, ou quantidade reduzida de rochas de alta pressão e amostras controversas de ofiolitos.

Portanto, Fossen *et al.* (2020) acreditam que seu modelo intracratônico explicaria, de maneira simplificada, o pico de temperatura em resposta ao espessamento crustal, ocasionando a fusão da crosta e gerando o magmatismo observado na crosta média e ainda, o mais importante, indica que o sistema orogênico é restrito a um ambiente semiconfinado de acordo com os dados cinemáticos.

Meira *et al.* (2019) compartilha da hipótese dos autores acima mencionados para a formação da Faixa Ribeira, interpretando que esta também possui características de uma orogenia intracontinental. Meira *et al.* (2019) classificaram o Terreno Embu (Fernandes,

1991) e complexo Costeiro (Bistrichi et al., 1981) como domínios, rebatizando-os, respectivamente, de Domínio Embu e Domínio Costeiro (Figura 108).

O modelo tectônico apresentado por Meira *et al.* (2019) se baseia, principalmente, em sobrecrecimentos metamórficos nos grãos de zircão detríticos e ígneos encontrados em ambos os domínios com idade média 620 Ma (idades entre 640 e 610 Ma foram a base para esse cálculo). Este primeiro evento metamórfico, denominado M1, é interpretado como resultado da orogenia intracontinental, em um ambiente de “*hinterland*”, associada à propagação do estresse gerado pelo início da colisão dos paleocontinentes Paranapanema e São Francisco. Já um evento metamórfico mais novo, M2, com idades entre 580 à 570 Ma, seria contemporâneo a uma série de eventos magmáticos presentes em ambos os domínios.

Por fim, Meira *et al.* (2019) conclui, com base nos dados apresentados acima, associado a uma falta, ou pouca presença, de elementos que comprovem a presença de litosfera oceânica obductada e metamorfismo de alta pressão na Faixa Ribeira, que os domínios eram parte de uma mesma litosfera há, pelo menos, 650 Ma, contrariando a ideia de outros autores de que seriam terrenos diferentes acrescentados durante a evolução da Faixa Ribeira (Heilbron et al. 2004, 2020; Tupinambá et al. 2007).

Figura 108 - A - Estágio de subducção da faixa Brasília Sul entre 700 – 640 Ma. (continua)

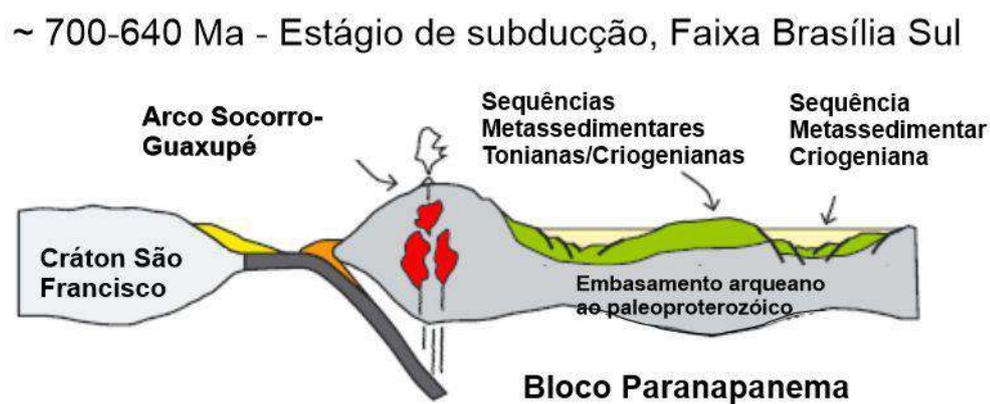


Figura 108 - B – Estágio colisional da Faixa Brasília Sul e orogenia intracontinental na Faixa Ribeira Central em torno de 640 – 600 Ma. (continuação)

~ 640-600 Ma - Estágio colisional, Faixa Brasília Sul e orógeno intracontinental, Faixa Ribeira

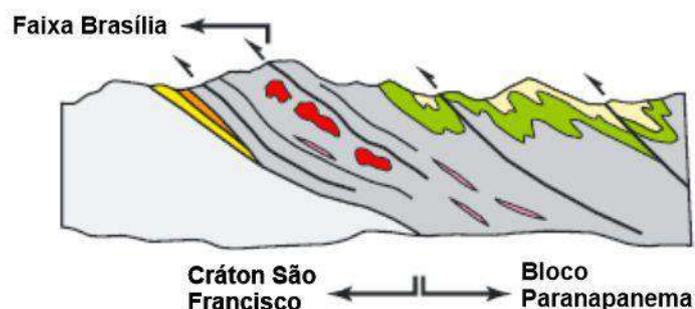
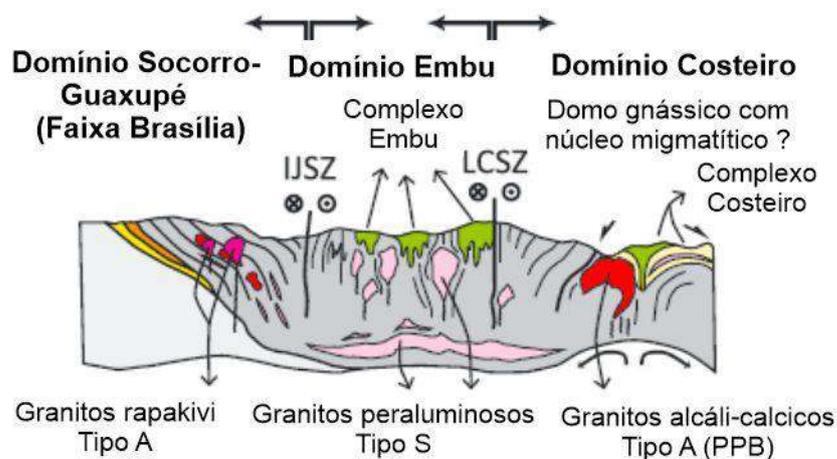


Figura 108 – C - Estágio pós colisional entre 600 – 560 Ma. (conclusão)

~ 600-560 Ma - Estágio pós-colisional, extensional e tectônica compressional (desenvolvimento do domo gnássico)



Legenda: Caracterizado por um magmatismo volumoso do tipo S peralcalino e dobras tectônicas no domínio Embu; e magmatismo calcioalcalino, extensos processos de migmatização e desenvolvimento de domos gnássicos no Complexo Costeiro. IJSZ = Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira; LCSZ = Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão.

Fonte: Meira *et al.*, 2019. Traduzido pelo autor, 2022.

O modelo clássico, que consiste em um sistema orogênico acrescionário neoproterozóico (Heilbron *et al.* 2004, 2013, 2020; Degler *et al.* 2017), é composto por uma sucessão de colisões entre microcontinentes e continentes estruturando tanto a Faixa Ribeira quanto a Faixa Araçuaí. Esses autores se baseiam em uma ampla gama de dados

geocronológicos, geoquímicos e de mapeamentos geológicos recorrentes coletados por diversas escolas, principalmente do Rio de Janeiro, São Paulo e Minas Gerais.

O trabalho de Heilbron *et al.* (2020) sobre os arcos magmáticos neoproterozóicos na Faixa Ribeira Central (FRB), resume alguns artigos atuais (Tupinambá *et al.* 2012, Peixoto *et al.* 2017, Degler *et al.* 2017, Heilbron *et al.* 2019, Campanha *et al.* 2019) e apresenta dados que corroboram para a defesa e afirmação do modelo acrescionário de múltiplas colisões.

Heilbron *et al.* (2020) dividem os arcos magmáticos da FRB em dois sistemas distintos, denominados Interno e Externo (Figura 109). O sistema de arcos internos (SAI) é consistente com um modelo evolutivo de arco continental sobre um embasamento paleoproterozóico, enquanto o sistema de arcos externos (SAE) apresenta uma evolução longa, complexa e de características juvenis. De acordo com estes autores, o SAI se desenvolveu entre 650 e 595 Ma no interior de um microcontinente paleoproterozóico e é representado pelos arcos magmáticos Socorro, Marceleza – Leopoldina e Serra da Bolívia e, possivelmente, estão relacionados com os arcos do Terreno Embu. A colisão entre o SAI e a margem sudeste do paleocontinente São Francisco ocorre em 600 Ma, nesse período houve intrusões de rochas granitóides sin-colisionais. Já o SAE, compreende as rochas dos arcos Serra da Prata e Rio Negro. Dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos indicam dois estágios de evolução para esse sistema: o primeiro entre 860 e 760 Ma e o segundo entre 640 e 605 Ma. Durante esse período de subdução, ocorreu uma grande contribuição de material juvenil para o crescimento crustal da região.

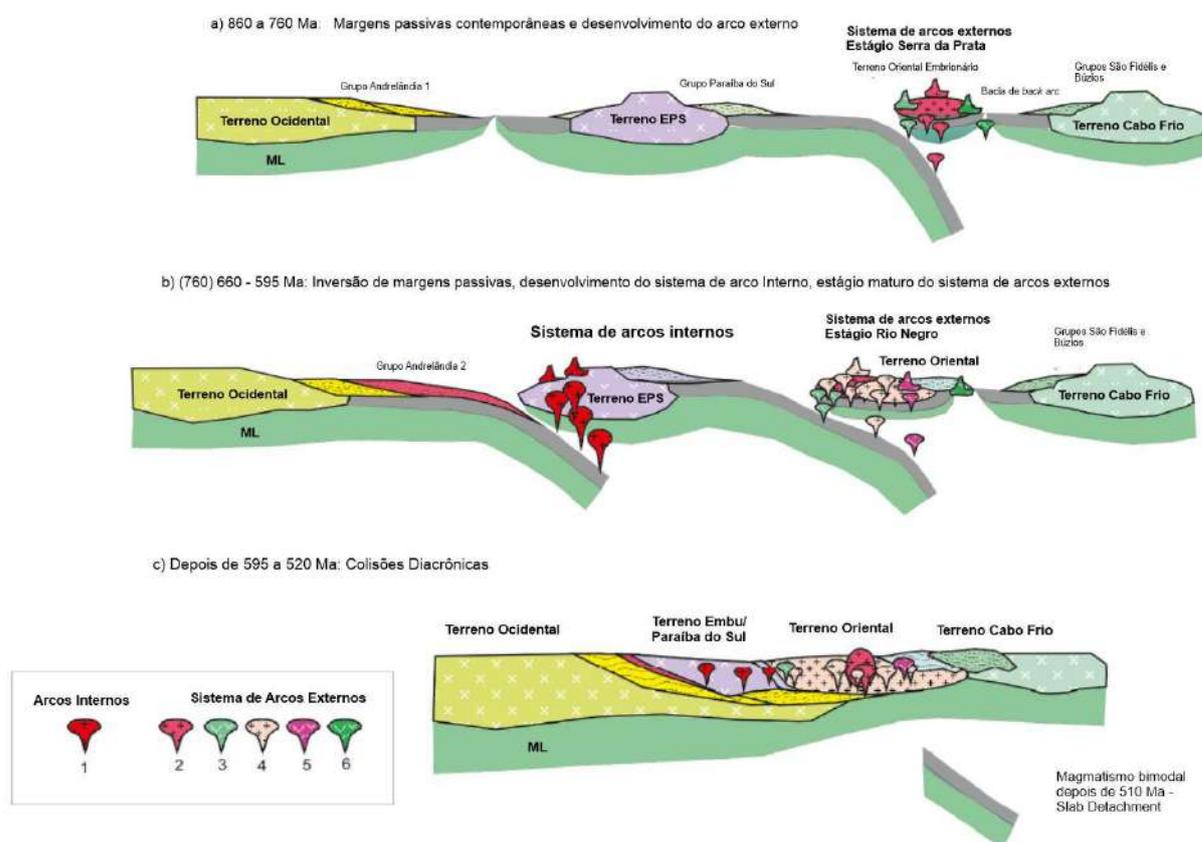
Um dos principais pontos levantados para contestação ao modelo acrescionário com múltiplas colisões é o espaço, ou seja, se ocorreu a formação de espaço para criação de litosfera oceânica de tamanho suficiente para comportar tantas colisões (Fossen *et al.* 2020). Todavia, Heilbron *et al.* (2020) enumeram algumas características que comprovariam o modelo tectônico colisional, dentre elas estão:

- a) Sucessões metassedimentares (Grupos Euclidelândia e Bom Jesus do Itabapoana), interpretadas como bacias *forearc*, associadas com as rochas dos arcos magmáticos e com grãos de zircões detríticos proveniente dos mesmos;
- b) Sucessões metassedimentares (Grupo São Fidélis) interpretadas como bacias de *back-arc*, também associadas a rochas dos arcos, porém com proveniência dupla. Sedimentos vindos dos arcos Serra da Prata e Rio Negro e do cráton Angola;
- c) Ocorrência de *podis* ultramáficos nas zonas de sutura entre SAI e o cráton São Francisco e entre o SAI e SAE;

- d) Desenvolvimento de metamorfismo de média a alta pressão na placa inferior (margem retrabalhada do CSF) e de baixa pressão / alta temperatura nas rochas da placa superior (SAI e SAE).

Além disso, os sistemas de arco magmáticos juvenis do Toniano trazem evidências que zonas de subducção ocorreram próximas aos blocos continentais do Western Gondwana desde 860 Ma. A combinação do SAI e SAE, desenvolvido entre o Criogeniano e Ediacarano, sugere, ao menos, 200 Ma de subducção, indicando que houve o consumo de uma larga litosfera oceânica (Peixoto *et al.* 2017).

Figura 109 - Modelo simplificado dos Sistemas de Arcos Magmáticos.



Legenda - 1 – SAI; 2 – 6 – SAE: 2 – rochas calcioalcalinas do estágio Serra da Prata, 3 – gabros toleíticos relacionados ao arco, 4 – Séries Calcioalcalinas de médio a alto-K, 5 – Série shoshonítica do Rio Negro e 6 – magmatismo máfico do tipo back-arc.

Fonte: Heilbron *et al.*, 2020. Traduzido pelo autor, 2022.

Apresentadas as principais características dos modelos propostos na literatura, a presente tese se propõe a inserir mais dados geocronológicos através dos métodos U-Pb, novos dados geoquímicos e algumas interpretações para a região de Rio Claro e Lídice, ambas no estado do Rio de Janeiro para o Terreno Embu e Complexo Costeiro.

9.2 Terreno Embu

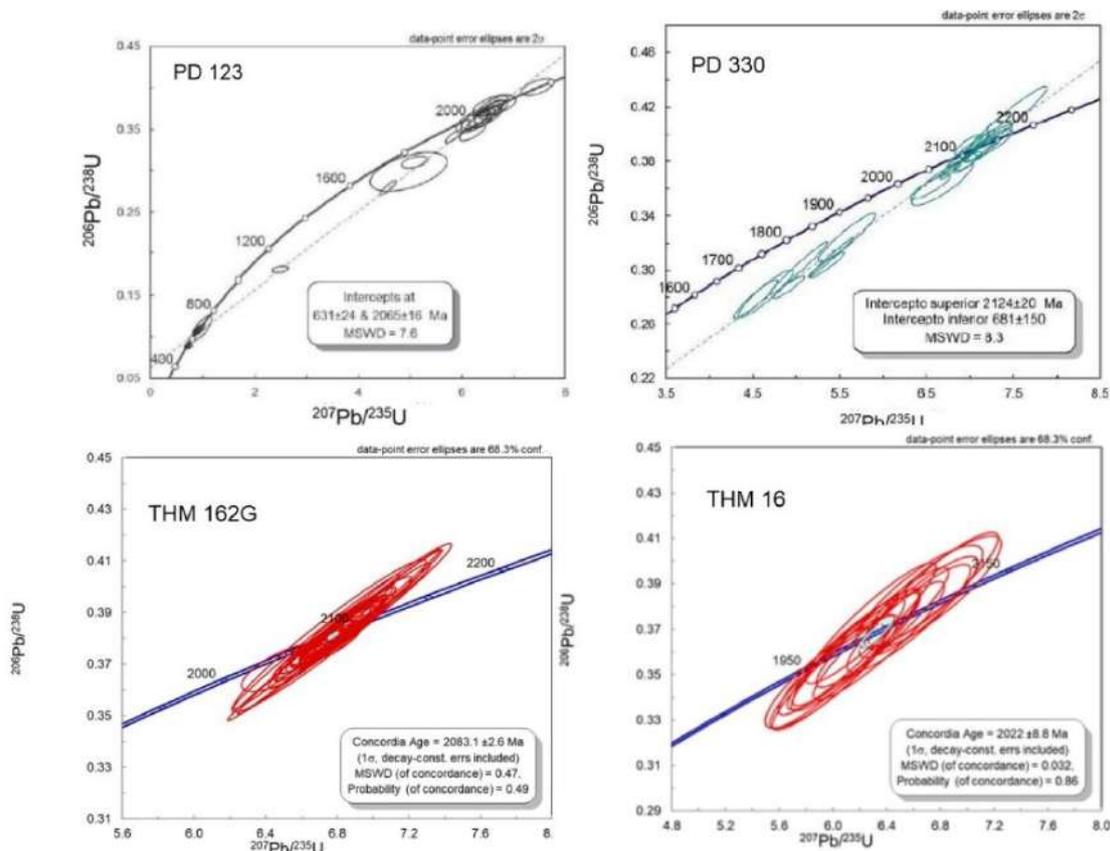
O embasamento do complexo Embu descrito por Duffles (2013), na região entre Cruzeiro (SP) e Guaratinguetá (SP), aproximadamente 100km a NW da área de estudo, é caracterizado por 3 litotipos distintos:

- a) Migmatito anfibolítico – hornblenda biotita gnaiss quartzo diorítico, migmatítico, composto mineralogicamente por anfibólio, plagioclásio, quartzo, biotita e K-feldspato; apatita, titanita, minerais opacos e zircão são acessórios;
- b) Complexo Pedrinhas – composto por quartzo, plagioclásio, biotita e microclina. Titanita, allanita, minerais opacos, zircão, apatita, hornblenda são considerados minerais acessórios e muscovita e clorita como secundários;
- c) Granada retrogranulito – esta rocha ocorre como lentes restritas, de até poucos quilômetros, sendo composta por quartzo, plagioclásio, microclina, hornblenda e granada. Clinozoisita, epídoto, actinolita, biotita, titanita, e rutilo foram considerados minerais secundários e minerais opacos e zircão como acessórios.

As análises geocronológicas, feita por LA-ICPMS para o método U-Pb, das amostras do embasamento estudado por Duffles (2013), apresentaram idades de cristalização paleoproterozóica, em 2065 ± 16 Ma (amostra PD 123, migmatito anfibolítico) e 2124 ± 24 Ma (amostra PD 330, complexo pedrinhas). Na área de estudo desta tese, a amostra THM 162G, correspondente ao Complexo Graminha (Dios, 1995), apresentou a idade de cristalização em 2083 ± 2.6 Ma. Logo, também foi classificada, como embasamento do complexo Embu, só que no estado do Rio de Janeiro. Além disso, essa mesma rocha é observada no ponto THM 16 (Anexo 1), que apresentou idade de cristalização concordante em 2022 ± 8.8 Ma e na reta discórdia em 2029 ± 14 Ma (intercepto superior), sendo correlacionáveis com o Complexo Pedrinhas de Duffles (2013). Com isso, um ponto importante para a discussão é observado, essas duas amostras, THM 162G e THM 16 estariam em dois terrenos distintos, respectivamente Superterreno Central e Ocidental, segundo Heilbron *et al.* (2020). Considerando as duas amostras aqui analisadas como representantes do mesmo complexo, interpreta-se que estes dois terrenos diferenciados por Heilbron *et al.* (2020) poderiam ter um passado em comum, pertencendo a um mesmo bloco continental e posteriormente sendo afetado por zonas de cisalhamento que colocariam porções deste bloco de mais baixo grau metamórfico (Superterreno Central) sobre porções de mais alto grau metamórfico (Terreno Ocidental), ao invés da interpretação de serem dois terrenos

distintos que foram aglutinados durante o Neoproterozóico. Ou até mesmo terem sofrido um processo de rifteamento e após terem sido separados, foram novamente colocados juntos por um processo de aglutinação.

Figura 110 - Comparação entre os dados geocronológicos das rochas estudadas por Duffles (2013), amostras PD 123 e PD 330, e, a presente tese, amostras THM 162 G e THM 16, com relação ao embasamento do Terreno Embu.



Fonte: Duffles, 2013 e o autor, 2022.

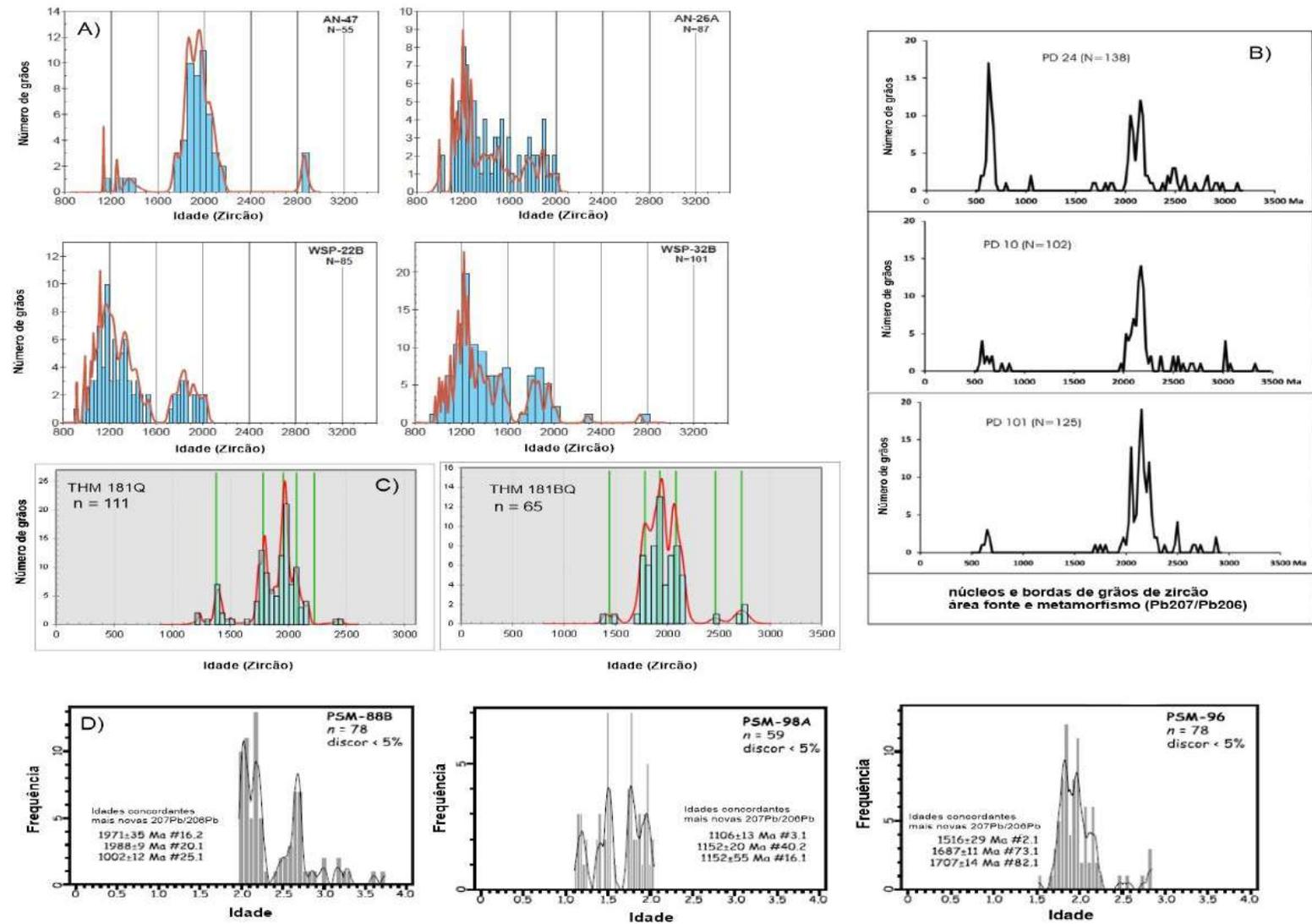
As rochas metassedimentares estudadas no Terreno Embu por Duffles *et al.* (2016), Campanha *et al.* (2019) e Meira *et al.* (2015, 2019) apresentam padrão semelhante de distribuição para as idades calculadas em grãos de zircão detríticos (Figura 111). Esses dados podem ser relacionados com duas rochas metassedimentares da presente tese (THM 181Q e 181 BQ), coletadas no Terreno Embu, entre as cidades de Lídice e Rio Claro (RJ). Na figura 111 pode se perceber que a sedimentação apresenta dois padrões comuns em nove amostras, o primeiro mesoproterozóico entre 1.1 e 1.5 Ma e o segundo entre 1.8 e 2.2 Ma. Já em 3 amostras não ocorrem grãos de idades mesoproterozóicas, ocorrendo apenas populações paleoproterozóicas a arqueana. Duffles *et al.* (2016) definiu como 1.0 Ga a idade máxima de sedimentação para os metassedimentos referentes ao complexo Embu em sua região de estudo, essa hipótese se deu através da datação de dois grãos de zircão com idades, 1059 ± 20

Ma e 1009 ± 27 Ma referentes a amostra PD-24. Campanha *et al.* (2019) colocou como intervalo para o preenchimento da bacia do Complexo Embu 0.97 a 0.85 Ga, sendo 0.97 Ga a idade de cristalização mais nova encontrada e 0.85 Ga a idade calculada em uma borda de sobrecrecimento metamórfico. Meira *et al.* (2015) definiu a idade máxima de sedimentação através da amostra PSM-98 A, onde os grãos mais novos apresentam idades entre 1.1 – 1.2 Ga. Na presente tese, define-se a idade máxima de sedimentação para as rochas metassedimentares do complexo Embu no estado do Rio de Janeiro através da ferramenta “*Unmix ages*”, em 1379 Ma (THM 181Q), entretanto ocorrem poucos grãos mais novos com idades concordantes até aproximadamente 1.2 Ga.

Nas rochas metassedimentares analisadas por Duffles *et al.* (2016) houve uma quantidade consistente de grãos de zircão com sobrecrecimento metamórfico, permitindo aos autores indicarem que 603 ± 5.9 Ma (PD 10) é o metamorfismo principal na região entre Guaratinguetá e Cruzeiro (SP), interpretado como relacionado à colisão entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco. Nas amostras analisadas na presente tese os grãos de zircão detríticos quase não apresentam sobrecrecimento metamórfico, e quando ocorre formam bordas muito finas dificultando a análise da idade do metamorfismo. Entretanto, a partir de 3 bordas analisadas na amostra THM 181-Q obteve-se uma idade de 620 ± 18 Ma, interpretada como a idade do principal metamorfismo que afetou estas rochas do Terreno Embu na região aqui estudada.

Na amostra THM 16, do embasamento do Terreno Embu, foi calculada uma idade metamórfica de 549 ± 31 Ma (intercepto inferior) que pode estar relacionada a colisão do Terreno Cabo Frio contra o Terreno Oriental (Schmitt *et al.* 2004).

Figura 111 – Histogramas com idades (Pb^{207}/Pb^{206}) de grãos de zircão detrítico de rochas metassedimentares do Terreno Embu estudados por (A) Campanha et al. (2019), (B) Duffles et al. (2016), (C) Hoffmann (presente tese) e (D) Meira et al. (2015, 2019).



Fonte: (A) Campanha et al., 2019, (B) Duffles et al., 2016, (C) o autor, 2022 e (D) Meira et al., 2015, 2019.

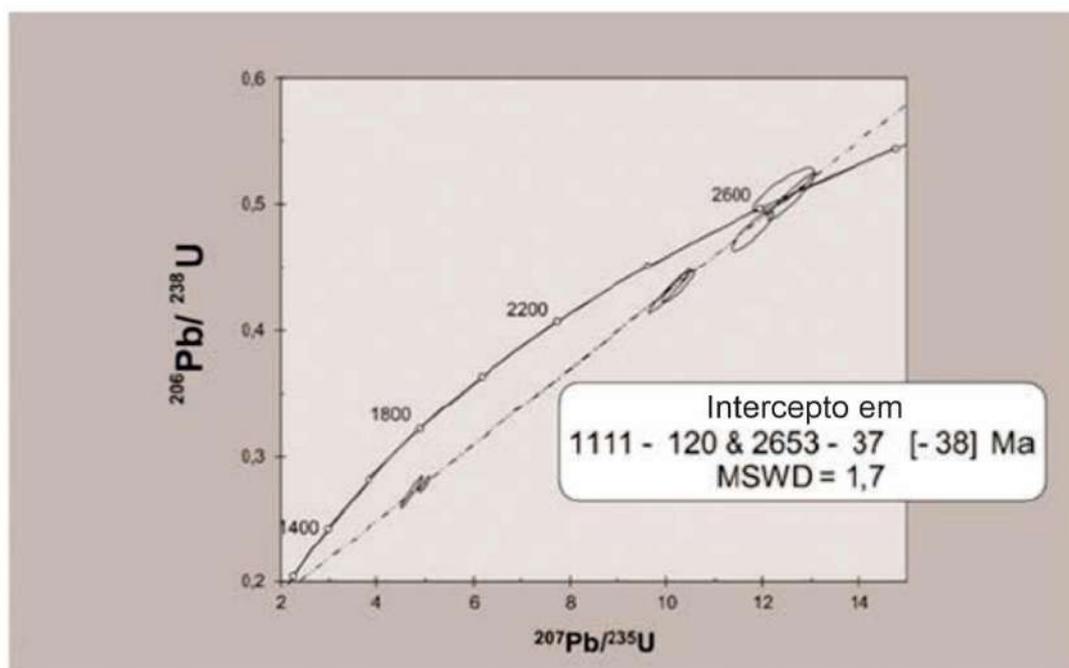
9.3 Terreno Ocidental e o Complexo Costeiro

Há uma grande discussão sobre a que Domínio / Terreno pertencem as rochas situadas na região do Complexo Costeiro (Bistrichi *et al.*,1981), que engloba rochas orto e paraderivadas de alto grau metamórfico intrudidas por granitogênese neoproterozóica. Segundo modelo de Heilbron *et al.* (2007, 2012, 2020) para a Faixa Ribeira, estas rochas estariam associadas ao Complexo Juiz de Fora e pertenceriam ao domínio homônimo do Terreno Ocidental. Trouw *et al.* (2013) mantém este posicionamento de Heilbron *et al.* (2007, 2012, 2020) para as rochas englobadas no Complexo Costeiro, entretanto, insere as rochas do Terreno Embu, tectonicamente sobrepostas a este complexo, no domínio da *Nappe* Socorro e associa este Terreno à evolução da Faixa Brasília. Já Meira *et al.* (2015, 2019), em área de mapeamento aproximadamente 100 km a SW seguindo o *strike* da foliação principal, considera as rochas do Complexo Costeiro (Bistrichi *et al.*,1981) como um Domínio, chamado de Costeiro, o qual estaria em contato tectônico com o Domínio Embu. Apesar do nome Domínio Costeiro utilizado por Meira *et al.* (2015, 2019), este não tem correlação direta com o Domínio Costeiro do Terreno Oriental de Heilbron *et al.* (2004, 2007, 2020), e sim, como dito acima, com o Complexo Costeiro definido por Bistrichi *et al.* (1981), que ocorreria ao longo de todo litoral dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro.

André *et al.* (2019) ao comparar, com base em dados geocronológicos e geoquímicos, as rochas ortoderivadas metamorfizadas em facies granulito deste complexo, as quais ele passa a denominar de Ortogranulitos Ribeirão das Lajes, àquelas do Complexo Juiz de Fora (CJF) nas regiões de Juiz de Fora e Três Rios, descarta a correlação entre estes complexos. Os autores obtêm idade de cristalização de 2.653 ± 38 Ma (intercepto superior) para o protólito ígneo destes ortogranulitos (figura 116) e de $2.132,8 + 9,4$ Ma (figura 117) para o gnaisse leucocrático com piroxênio, este com forte herança arqueana. No CJF é rara a herança arqueana nas rochas granulíticas, que apresentam idades de cristalização entre 2.4 e 2.07Ma (Heilbron *et al.* 2010). Além disso, André *et al.* (2019) também apresenta duas idades interpretadas como metamórfica (figura 117), sendo 647 ± 11 Ma (concordia) e 595 ± 38 Ma (intercepto inferior).

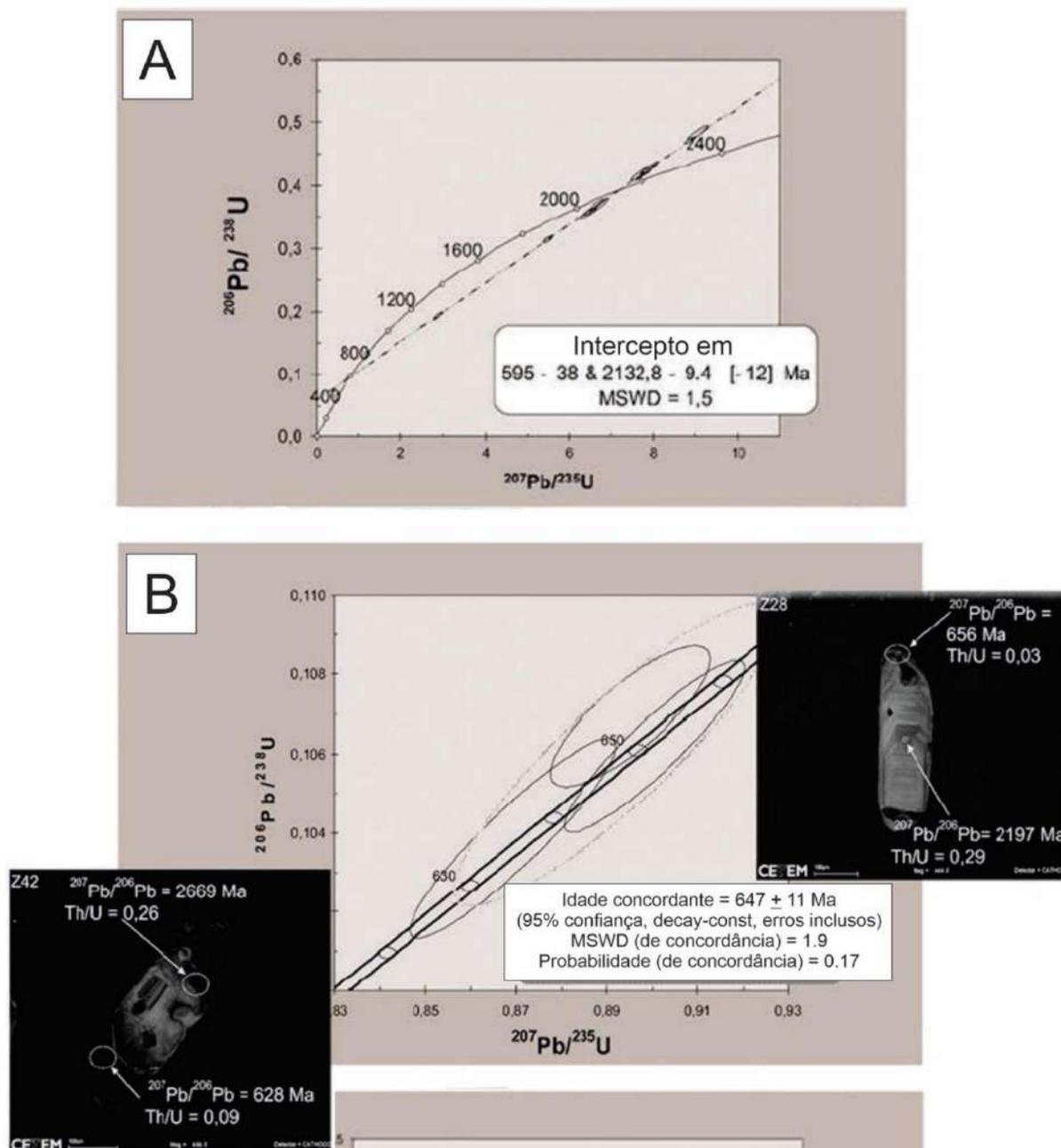
Vale ressaltar que grãos com idade arqueana foram observados nas amostras de rochas metassedimentares (THM 40 e THM 18) discutidas a seguir.

Figura 112 - Idade de cristalização obtida por André et al. (2019) para as rochas do complexo Juiz de Fora.



Fonte: André *et al.*, 2019. Traduzido pelo autor, 2022.

Figura 113 – A - possível cristalização do gnaiss leucocrático em 2133 Ma (intercepto superior) e dois eventos metamórficos, em 595 + 38 Ma (intercepto inferior) ou B - 647 + 11 Ma (concordância).



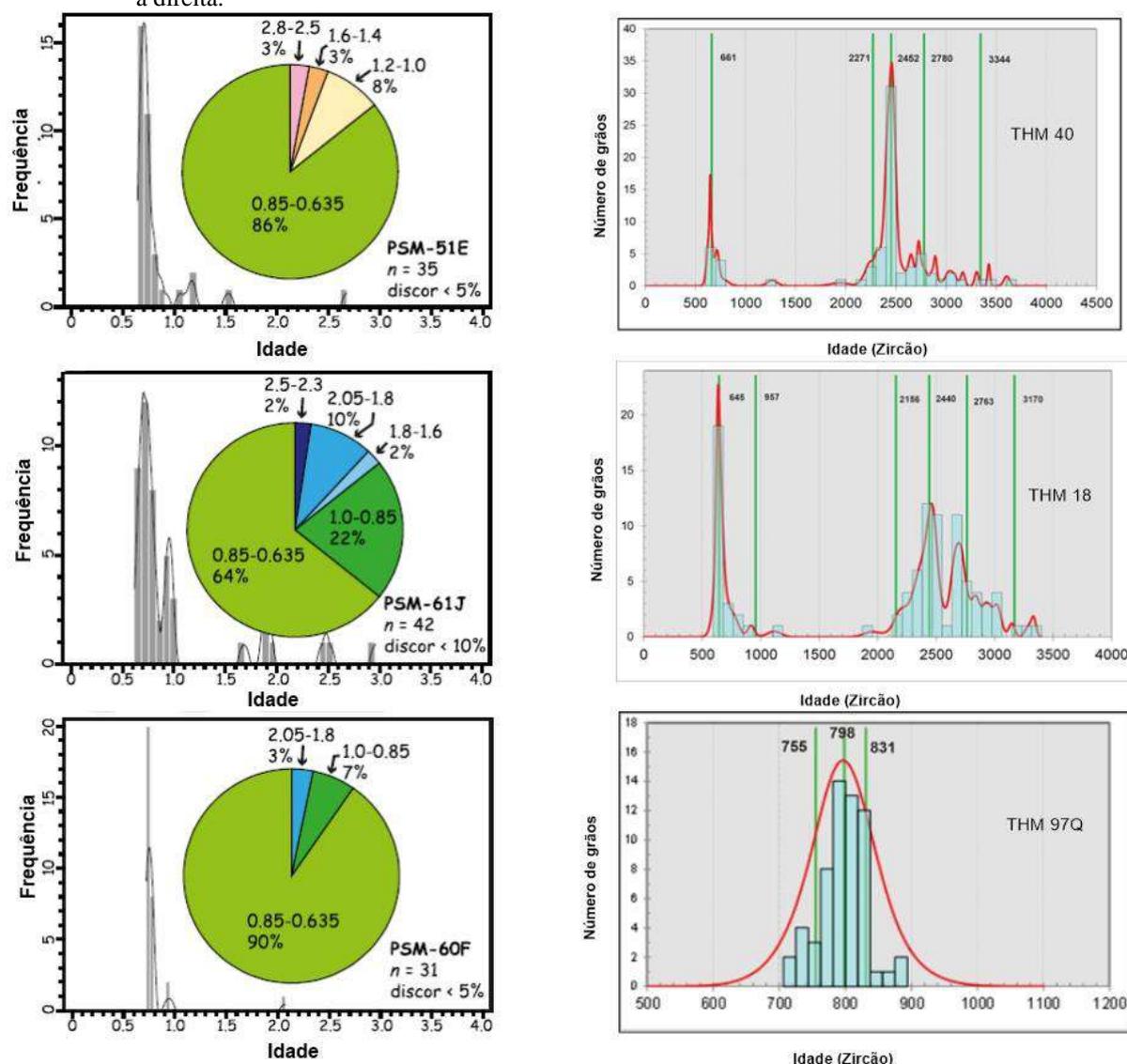
Fonte - André *et al.*, 2019. Traduzido pelo autor, 2022.

Assim, as amostras de rochas paraderivadas (THM 18, THM 40 e THM 97Q) e metabásicas (AFC 29) aqui incluídas no Complexo Costeiro foram comparadas às rochas semelhantes do Complexo Costeiro (SP), tanto em relação à idade de sedimentação (Figura 114) quanto em relação ao metamorfismo (Figura 115).

A concentração de grãos de zircão detríticos das amostras analisadas por Meira *et al.* (2015) é semelhante à amostra THM 97Q, onde podemos observar que a idade predominante

é neoproterozóica. As amostras THM 18 e THM 40 também possuem grãos de zircão de idade neoproterozóica, porém em menor quantidade, existindo uma grande concentração de grãos de idade paleoproterozóica e arqueana. Tanto nas amostras aqui analisadas quanto nas de Meira *et al* (2015) destaca-se ainda a ausência ou presença de poucos grãos de zircão de idade mesoproterozóica, diferentemente do que é observado nas rochas do Terreno Embu. Entretanto as idades paleoproterozóicas e arqueanas, tanto do Complexo Costeiro quanto do Terreno Embu são semelhantes (Figuras 111 e 114). Assim, pôde-se formular duas hipóteses: a) as rochas metassedimentares do Terreno Embu e o Complexo Costeiro teriam uma mesma área fonte com rochas paleoproterozóicas e arqueanas, entretanto, na época da formação das rochas sedimentares do Terreno Embu também haveria rochas de idades mesoproterozóicas aflorantes em abundância, o que não ocorreria na região do Complexo Costeiro, pois essas rochas já teriam sido quase totalmente erodidas. Além disso as rochas sedimentares do Terreno Embu provavelmente estariam soterradas neste momento; b) o Terreno Embu e o Complexo Costeiro teriam recebido sedimentos de áreas fontes distintas durante o preenchimento de suas respectivas bacias, no entanto, com rochas de idades paleoproterozóicas e arqueanas coincidentemente semelhantes.

Figura 114 - Comparação entre as rochas metassedimentares de Meira *et al.* (2015), a esquerda e a presente tese, a direita.



Legenda: Amostra de Meira *et al.* (2015): PSM-51E – biotita quartzito rico em sillimanita, PSM-61J – Granada-biotita gnaiss, PSM-60F - Granada-biotita gnaiss com anfibólio; Amostras desta tese: THM-40 – Sillimanita-Granada-biotita gnaiss, THM-18 – quartzito feldspático, THM-97Q – Magnetita quartzito.
 Fonte: Meira *et al.*, 2015, 2019 e o autor, 2022.

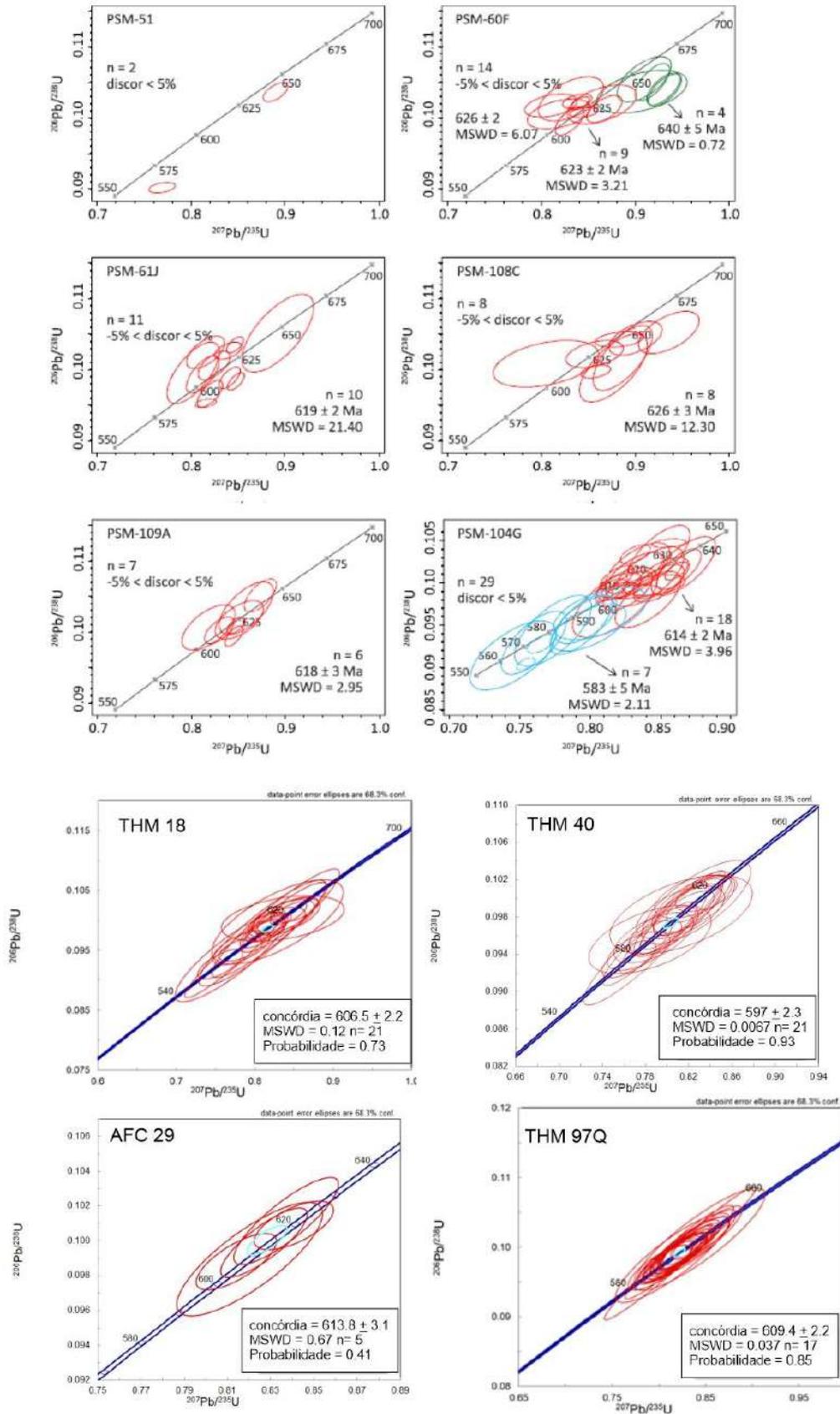
O anfibolito da amostra AFC 29, que apresentou idade de cristalização do protólito ígneo básico em $639,1 \pm 2,5$ Ma, ocorre na forma de lentes de comprimento até métrico e espessura decimétrica, intercaladas no sillimanita granada biotita gnaiss, representado pela amostra THM 40. Apesar da atual orientação paralela a foliação (S_n) do gnaiss, produto da principal fase de deformação registrada nestas rochas, este anfibolito tratava-se de corpos originalmente intrusivos, sendo difícil atualmente definir se estavam sob a forma de diques ou

sills. Nesta amostra ainda foi possível calcular uma idade de metamorfismo em 613.8 ± 3.1 Ma, em bordas de sobrecrecimento ao redor dos grãos ígneos de zircão.

Nas rochas deste Complexo Costeiro é possível observar através de análises petrográficas e microtectônica em lâminas delgadas a presença de, ao menos, dois eventos metamórficos, um mais antigo com paragêneses que indicam fácies granulito de pressão intermediária e outro mais novo, este contemporâneo a foliação principal das rochas, com paragêneses indicativas de facies anfibolito. Contudo, ao analisar as bordas de sobrecrecimento metamórfico nos grãos de zircão detríticos, não foi possível comprovar que um mesmo grão experimentou dois ou mais processos metamórficos, sendo assim a idade de metamorfismo para a região varia entre 613.8 ± 3.1 Ma (AFC 29) e 597 ± 2.3 Ma (THM 40).

Meira *et al.* (2019) obtém idades de metamorfismo semelhantes em 6 amostras analisadas, 5 paragnaisses e 1 anfibolito, com um metamorfismo mais antigo em 640 ± 5 Ma, outro metamorfismo comum na maioria das amostras entre 626 e 614 Ma e um metamorfismo mais novo em 583 ± 5 Ma, observado em apenas uma amostra. Em outro artigo, Meira *et al.* (2019) apresentam análises de granada leucogranitos e diatexitos, produtos de fusão parcial das rochas metassedimentares, com idades de cristalização entre 587 e 576 Ma, semelhantes ao metamorfismo mais novo encontrado nas rochas metassedimentares.

Figura 115 - Comparação entre as idades de metamorfismo encontradas por Meira et al. (2015, 2019), amostras PSM, e Hoffmann (presente tese), THM e AFC.



Fonte – Meira et al., 2015, 2019 e o autor, 2022.

9.3.1 Arco Magmático Serra do Piloto

A região da Serra do Piloto, onde predominam rochas de origem ígnea, é associada por Heilbron *et al.* (2020) e Tupinambá *et al.* (2012) ao Complexo Rio Negro, 640-610 Ma, com idade mais antiga em enclave de gnaiss de 790Ma na região do Maciço da Pedra Branca, e inserida na região do arco externo, terreno Oriental (Heilbron *et al.* 2019, 2020). Esse complexo, com mais de 600 km de extensão aflorante, consiste em ortognaisses de origem plutônica, encaixados nas rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis (Heilbron *et al.* 2020). Descrito como um arco juvenil, essas rochas ortoderivadas possuem assinaturas geoquímicas e isotópicas distintas que compreendem 3 séries magmáticas: alto potássio, potássio intermediário e shoshonítica (Heilbron *et al.* 2020; Tupinambá *et al.* 2012).

Na região norte do estado do Rio de Janeiro, entre as cidades de Cantagalo e Itaiva, Peixoto *et al.* (2017) descreve o complexo Rio Negro como hornblenda biotita gnaiss de textura porfirítica, com composição variando entre granodioritos e granitos, composto por: ortoclásio, quartzo, plagioclásio e biotita, com hornblenda, granada, apatita e zircão como minerais acessórios. Nesta região os autores também descrevem um arco magmático mais antigo, denominado Arco Magmático Serra da Prata, composto por 3 litotipos: hornblenda biotita ortognaiss e biotita ortognaiss, ambos de composição diorítica a granodiorítica, e biotita leucognaiss de composição granítica (Figuras 116 e 117). Estas rochas apresentam idade de cristalização do protólito ígneo (hornblenda biotita ortognaisses) entre 856 e 807Ma e metamorfismo variando desde 620 ± 16 Ma até 580 ± 12 Ma (hornblenda biotita ortognaisses).

Nesta tese foram datadas pelo método U-Pb seis amostras distintas de rochas ortoderivadas na região da Serra do Piloto, das quais cinco amostras (TR 04, TR 05, THM 60-1, THM 60-2 e THM 60-3) mostraram correlação genética e cronológica, sendo englobadas em um arco magmático aqui denominado de Arco Magmático Serra do Piloto (AMSP). Estas amostras apresentaram as seguintes idades de cristalização para o protólito ígneo: TR 04 – 634.9 ± 2.9 Ma (granito); TR 05 - 632.9 ± 3.3 Ma (diorito); THM 60-1 - 629.3 ± 2.4 Ma (gnaiss porfirítico); THM 60-2 - 614 ± 5.4 Ma (granito mesocrático), a amostra THM 60-3, que representa dique granítico hololeucocrático grosso, só apresentou grãos de zircão herdados das demais rochas. Soma-se a este conjunto a amostra THM 112 (Biotita gnaiss porfirítico médio), de idade $624, 3 \pm 3,4$ Ma, que representa corpos intrusivos do mesmo

conjunto de rochas que as da Serra do Piloto, entretanto ocorrem mais a oeste e a norte (Figura 116).

O gnaiss porfirítico (THM 60-1) é a principal rocha da Serra do Piloto e pode-se observar relação de intrusão desta com as rochas do Complexo Costeiro, em especial as rochas paraderivadas que ocorrem logo a norte da serra. O Biotita gnaiss porfirítico médio (THM 112) apresenta trama semelhante, porém com granulometria mais fina, e possui frequentes enclaves de quartzito, sillimanita granada biotita gnaiss, anfibolito, e em menor quantidade, ortogranulitos. O granito (TR 04) e o diorito (TR 05) ocorrem como corpos menores circundados pelo gnaiss porfirítico, com o diorito apresentando apófises do gnaiss porfirítico. Já o granito mesocrático (THM 60-2) e o granito leucocrático (THM 60-3), ocorrem como diques que intrudem o gnaiss porfirítico.

As amostras TR 04, TR 05, THM 60-1, THM 60-2 e THM 60-3 representam um conjunto de rochas de caráter calcioalcalino, de série predominantemente calci-alcalina de alto potássio, metaluminosa a fracamente peraluminosa, associada a um ambiente de arco vulcânico. Os diagramas de Hacker para elementos maiores e menores aponta, em sua maioria, uma distribuição alinhada entre estas amostras, e nos gráficos de aranhograma e ETR mostram uma grande semelhança na distribuição dos elementos, a exceção da amostra THM 60-3.

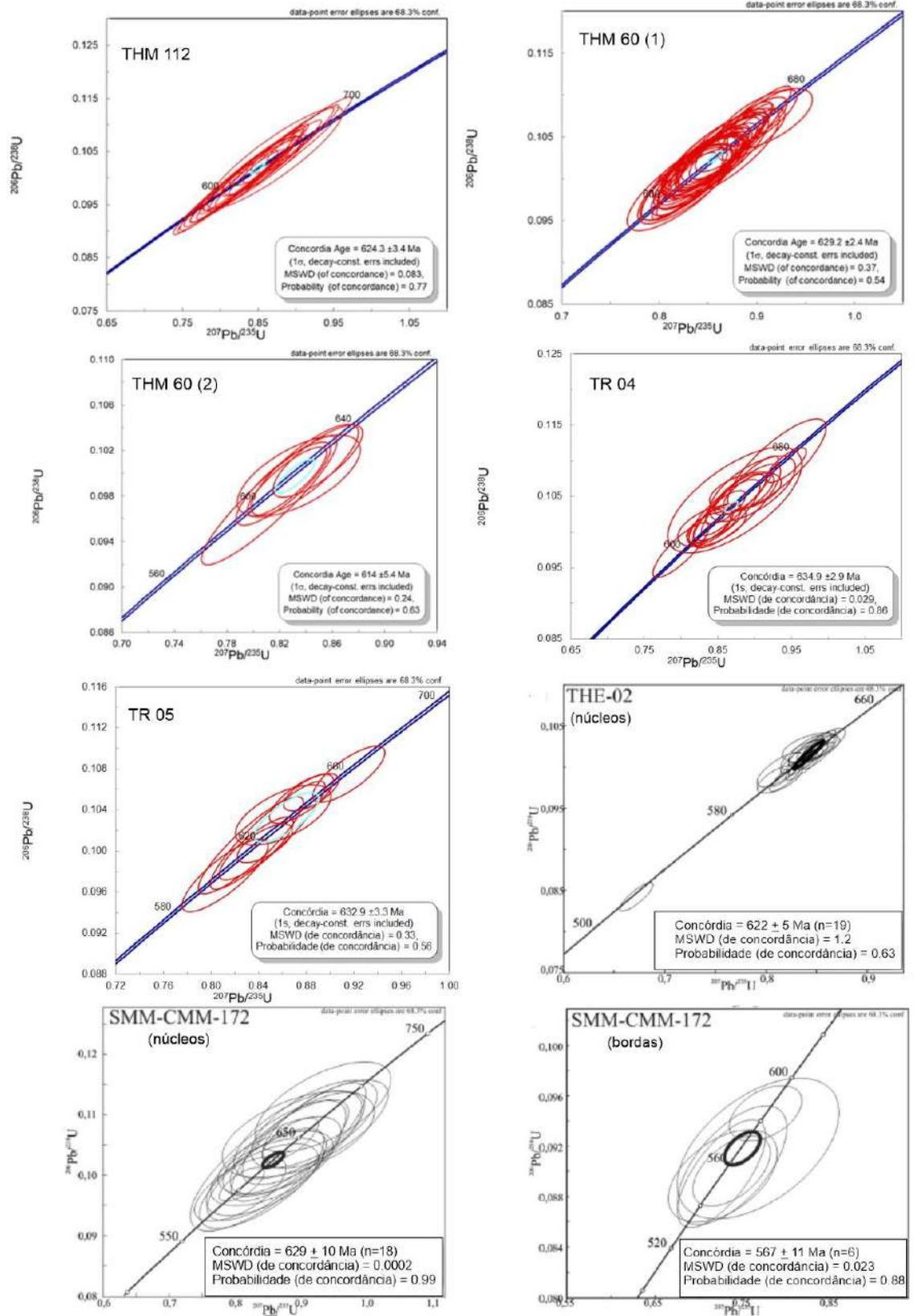
A amostra THM-259 (Figura 118), que representa um Hornblenda biotita gnaiss migmatítico, apresentou idade mais antiga para cristalização do protólito ígneo, em $817,7 \pm 3,5$ Ma, com grãos de zircão de idade semelhante ocorrendo como herança nas rochas do AMSP e como grãos detríticos nas rochas paraderivadas do Complexo Costeiro. Quimicamente, esta amostra também apresenta caráter calcioalcalino, de série calci-alcalina de alto potássio, entretanto, equivale à composição diorítica, sendo metaluminosa e associada a ambiente intraplaca. Na maioria dos diagramas de Hacker para elementos maiores e menores, o gnaiss não segue o alinhamento das demais amostras, no gráfico de aranhograma apresenta padrões diferentes para os elementos incompatíveis e no gráfico de ETR mostra um padrão com menor inclinação e anomalia negativa de Európio quase nula. O gnaiss Rubião é aqui interpretado como um grande enclave, de dimensões de poucos quilômetros no gnaiss porfirítico, sendo considerado como produto de magmatismo mais antigo, possivelmente associado a eventos extensionais relacionados a abertura de bacia no qual foram geradas as rochas metassedimentares do Complexo Costeiro.

Nas amostras analisadas do AMSP foram realizadas poucas análises em bordas de sobrecrecimento, devido a estas serem pouco espessas ou ausentes. Entretanto, foi possível

calcular idades de metamorfismo em 613 ± 5.7 Ma na amostra TR 04, 603 ± 5.9 Ma na amostra THM 112 e um grão de idade concordante em 607 Ma na amostra THM 259.

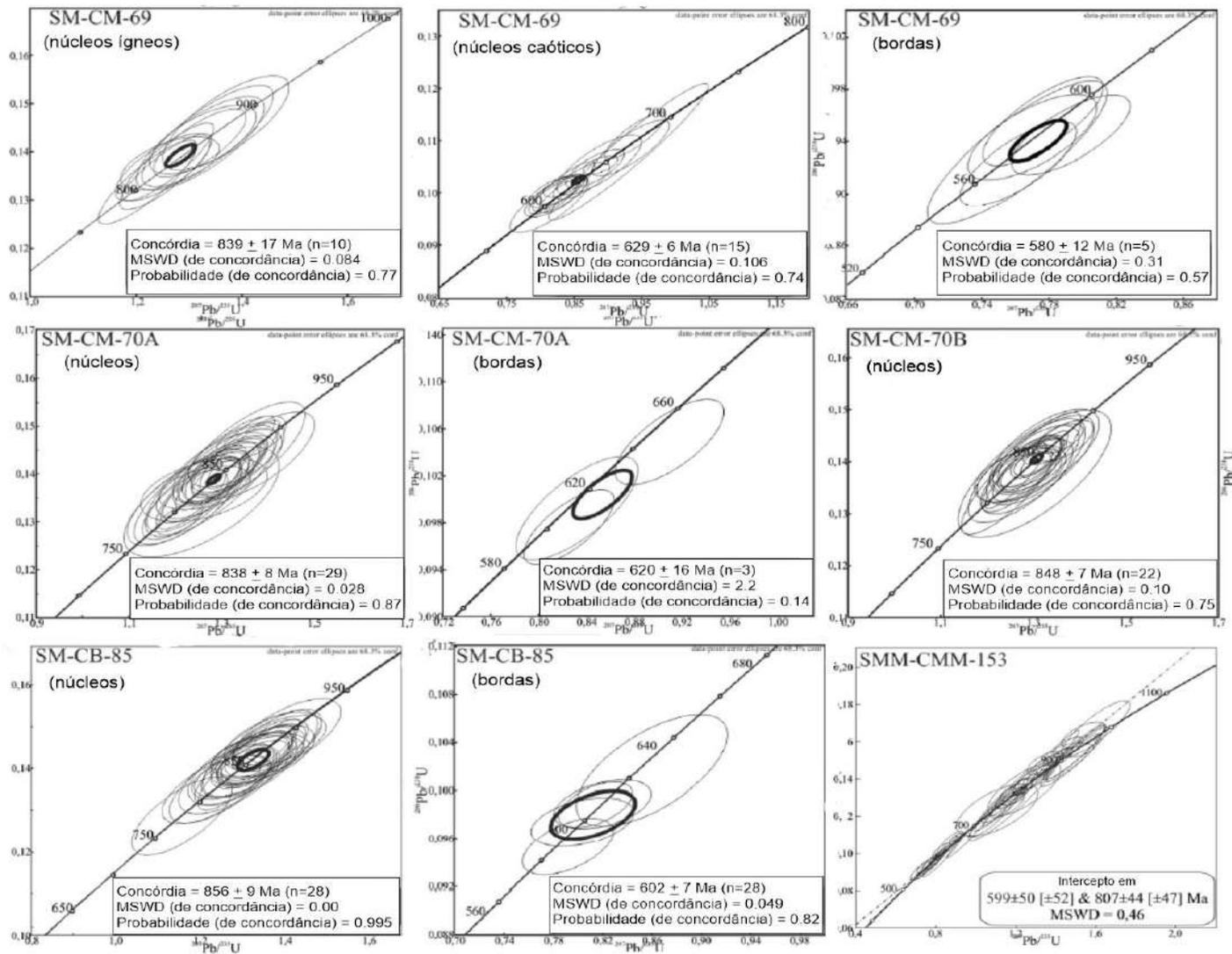
Apesar destas rochas não serem as mais adequadas para avaliar o grau metamórfico, as paragêneses metamórficas registradas indicam apenas um metamorfismo em facies anfibolito, sem o registro de metamorfismo mais antigo em facies granulito, o qual está registrado nas rochas do Complexo Costeiro, intrudidas pelas rochas do AMSP.

Figura 116 - Graficos comparativos entre as rochas da Serra do Piloto (TR e THM), Hoffmann (presente tese), e as rochas de idades semelhantes de Peixoto et al. (2017).



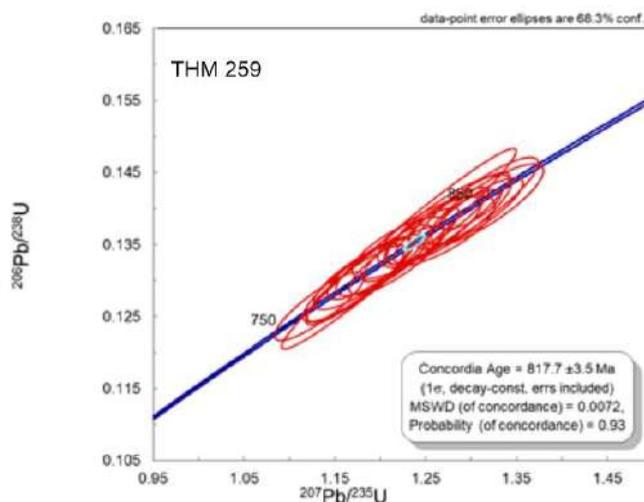
Fonte – Peixoto *et al.*, 2017 e o autor, 2022.

Figura 117 - Rochas datadas por Peixoto et al. (2017) de cristalização, próximas a 850 Ma.



Fonte: Peixoto *et al.*, 2017.

Figura 118 - Amostra THM 259



Nota: datada por Hoffmann (presente tese), com idade de cristalização próxima as encontradas por Peixoto et al. , 2017.

Fonte: O autor, 2022.

9.4 Estruturas e Metamorfismo

O contato entre as diferentes rochas metassedimentares, bem como as bandas neossomáticas (leucossoma e melanossoma) de rochas migmatíticas, são as estruturas que foram afetadas pela deformação principal da região, estando dispostas em dobras apertadas à isoclinais desta fase. A principal foliação metamórfica (S_n) é plano axial destas dobras e apresenta mergulho principalmente para NW, variando de suave a íngreme, tanto nas rochas do Terreno Embu quanto nas rochas do Complexo Costeiro. Nas rochas ortoderivadas do AMSP, intrusivas nos para e ortognaisses do Complexo Costeiro, ocorre apenas uma foliação metamórfica, semelhante àquela descrita acima nas rochas encaixantes, sem presença de dobras, sugerindo não haver estruturas preexistentes nas rochas do AMSP. A foliação S_n é contemporânea ao evento metamórfico em facies anfíbolito, sendo definida pela orientação preferencial de muscovita e/ou biotita em rochas metassedimentares, biotita e/ou hornblenda em ortognaisses e rochas ígneas intrusivas do AMSP, cristalizadas entre 635 e 629Ma. Os corpos intrusivos do AMSP, cristalizados entre 624 e 614Ma, apresentam orientação paralela a foliação S_n e, também, possuem registro desta foliação. Sendo assim, é interpretado que este evento metamórfico é sin-colisional e equivale às idades metamórficas obtidas entre 614 e 598 Ma.

Associada a esta foliação principal (Sn), em ambos os domínios, ocorrem lineações (Ln) minerais e de estiramento, esta última mais comum onde a foliação Sn é milonítica. A lineação mineral é definida pela orientação preferencial de cristais de biotita, sillimanita e/ou muscovita em rochas metassedimentares e hornblenda e biotita nas rochas ortoderivadas, enquanto a lineação de estiramento é definida principalmente pela orientação de quartzo estirado e subordinadamente por feldspato também estirado. Ambas lineações, tanto no Terreno Embu quanto no Complexo Costeiro apresentam caimento suave para NE, sendo que nas zonas de cisalhamento desta fase (Sn) ocorrem movimentos oblíquos com indicadores cinemáticos mostrando componentes dextral e normal, indicando movimento de topo para NE.

Nas rochas metassedimentares e nos ortognaisses do Complexo Costeiro também há o registro de uma paragênese metamórfica anterior a foliação principal (Sn), em facies granulito, indicada pela presença de ortopiroxênio, contornado pela foliação (Sn) e em rochas miloníticas como porfiroclastos sem manto de recristalização. Estas paragêneses, de mais alto grau metamórfico, não estão registradas nas rochas do Terreno Embu, nem nas rochas ortoderivadas do AMSP. Assim, a idade deste evento metamórfico é associada às idades metamórficas entre 647 e 640Ma, quando as principais rochas do AMSP estavam sendo cristalizadas.

Estes dois eventos metamórficos, o mais antigo em facies granulito associado ao estágio pré-colisional com idade próxima a cristalização do AMSP e o mais novo, em facies anfíbolito, relacionado ao estágio colisional onde há o movimento tectônico de topo para NE sobre zonas de cisalhamento com mergulho baixo a intermediário, são semelhantes ao registro metamórfico e deformacional das rochas das *Nappes* Socorro e Guaxupé, relacionados a evolução da Faixa Brasília. As idades destes eventos metamórficos são ligeiramente mais novas na região aqui estudada, até 10 Ma de anos para os limites inferiores. Esta relação de idades de arco magmático e eventos metamórficos mais novas em direção a porções meridionais da Faixa Brasília foi descrita recentemente por Fontainha *et al.* (2020).

Por fim, também foram encontradas, em menor quantidade, bordas de sobrecrecimento com idades entre 585 e 565Ma (Anexo 3), principalmente nas rochas paraderivadas da região central da área de estudo (THM 40, THM 18 e THM 97Q). Este metamorfismo poderia estar associado a um novo aquecimento, também em facies anfíbolito, sendo compatível com idades descritas para o primeiro evento metamórfico relacionado com a evolução da Faixa Ribeira.

CONCLUSÕES

O estudo da proveniência dos sedimentos das rochas metassedimentares da região aponta para a evolução de duas sequências metassedimentares distintas. As rochas metassedimentares do Terreno Embu possuem idade máxima de deposição no mesoproterozóico, enquanto as rochas metassedimentares do Complexo Costeiro possuem idade máxima de deposição no neoproterozóico, próximo a 650Ma, com uma evolução relativamente mais curta, visto que sofrem metamorfismo e são intrudidas por rochas do AMSP entre 640 e 630Ma. A diferença no registro metamórfico entre os dois domínios, sendo no Embu apenas em fácies anfíbolito e no Costeiro fácies granulito e posteriormente anfíbolito, ressalta o limite tectônico entre eles, com justaposição do Terreno Embu sobre o Complexo Costeiro durante evento colisional, quando ambos os domínios estavam sofrendo metamorfismo em facies anfíbolito, aqui interpretado como semelhante ao que ocorria durante a evolução da Faixa Brasília.

As duas amostras de gnaisses (THM 162G e THM 16) com idades de cristalização paleoproterozóicas e características geoquímicas semelhantes, são consideradas como parte do Complexo Graminha (Dios, 1995), e nos mapas geotectônicos atuais estão em terrenos distintos (Heilbron *et al.* 2020), logo, estes gnaisses são considerados como parte do embasamento das sequências metassedimentares de ambos os domínios, sugerindo que, tanto o Terreno Embu quanto o Complexo Costeiro, não estavam separados antes do evento deformacional que os sobrepueram.

O Gnaiss Rubião, assim denominado nesta tese, apresenta idade de cristalização mais antiga que os grãos de zircão detríticos mais novos das sequências metassedimentares do Complexo Costeiro, sendo muito semelhante com os zircões detríticos encontrados na amostra THM 97Q, porém raramente observados nas amostras THM 40 e THM 18. Assim, o Gnaiss Rubião é considerado como parte do embasamento destas sequências metassedimentares. Os dados de litogeoquímica sugerem a possibilidade do protólito deste gnaiss estar relacionado a eventos extensionais que deram origem a bacia sedimentar na qual se depositaram os sedimentos que originaram às sequências metassedimentares do Complexo Costeiro, entretanto, carecem de mais análises para corroborar com esta interpretação.

Em trabalhos anteriores (Tupinambá *et al.* 2012,2013; Heilbron *et al.* 2020, entre outros), as rochas ortoderivadas da região da Serra do Piloto (RJ) eram inseridas no complexo de rochas do Arco Rio Negro, com o Limite Tectônico Central (CTB), que representaria a

sutura da Faixa Ribeira, entre Terreno Oriental e Ocidental, sendo traçado ao norte desta serra. Entretanto, neste trabalho observou-se que a sequência metassedimentar do Complexo Costeiro, em especial no sillimanita-granada-biotita gnaiss migmatítico, é intrudida por diferentes rochas de origem ígnea que ocorrem na Serra do Piloto e ao norte desta. Estas rochas ortoderivadas apresentam composições variando de básica a intermediária, com similaridade geocronológica e litogeoquímica, sendo aqui agrupadas e denominadas de Arco Magmático Serra do Piloto (AMSP). Assim, estas rochas estão associadas ao mesmo domínio ou terreno que as rochas para e ortoderivadas que intrudem, as quais eram relacionadas ao Terreno Ocidental (Tupinambá *et al.* 2012,2013; Heilbron *et al.* 2020), parte do paleocontinente São Francisco. Desta forma, entende-se que o Limite Tectônico Central (CTB), que representaria a sutura da Faixa Ribeira entre Terreno Oriental e Ocidental, deve estar a sul deste Arco Magmático e não a norte da Serra do Piloto como delineada em trabalhos anteriores.

Com base em todos os dados obtidos, é possível criar uma história evolutiva para a região de estudo:

- a) as Rochas do Domínio Embu e Domínio Costeiro compartilham o mesmo embasamento, sendo paleoproterozóico em ambos os domínios, com núcleos arqueanos preservados no Complexo Costeiro.
- b) como ocorrido com o supercontinente Rodínia, houve a criação de zonas de subducção ao redor desse bloco continental (modelo *top-down*), separação dos dois domínios, e, início da erosão e sedimentação de ambas as bacias. Sedimentos, predominantemente paleoproterozóicos a mesoproterozóicos, preencheram a bacia do Terreno Embu, enquanto sedimentos arqueanos, paleoproterozóicos, mesoproterozóicos (escassos) e neoproterozóicos, preencheram a bacia do Complexo Costeiro.
- c) enquanto no Terreno Embu cessam as forças tectônicas e há o desenvolvimento de uma margem inicial passiva, no Complexo Costeiro continuam intensas as forças tectônicas e intrusões magmáticas durante o neoproterozóico com intrusões magmáticas até aproximadamente 700Ma, seguido de processos metamórficos contemporâneos a instalação do AMSP neste domínio.
- d) ainda sob regime distensivo, ocorre a deposição da Formação São João Marcos, preenchida com metassedimentos com forte contribuição neoproterozóica (700 a 800 Ma).

- e) cessados os movimentos distensivos no Complexo Costeiro, ocorre a instalação do AMSP em resposta a colisão entre os dois domínios. Este arco magmático teria se desenvolvido principalmente entre 640 e 614 Ma com um intenso magmatismo gerando rochas de composição diorítica até granítica, que afetam tanto os metassedimentos quanto as rochas do embasamento do Complexo Costeiro. O metamorfismo regional registrado na região, posterior a instalação do arco, apresenta idades entre aproximadamente 614 e 598 Ma.

Conclui-se que a região de estudo passou por processos extensionais no mesoproterozóico e no neoproterozóico, seguido de um processo de convergência tectônica com a instalação de um arco magmático (AMSP) e posterior colisão com vergência para NE.

TRABALHOS FUTUROS

Apesar de uma boa gama de dados ter sido obtida através do estudo da Litogeoquímica e Geocronologia, mais informações podem ser obtidas através de amostras e produtos já trabalhados da região de estudo, dentre eles:

- a) Estudo pelo método Lu-Hf das amostras datadas;
- b) Estudo Litogeoquímico de outras amostras já coletadas;
- c) Novas datações geocronológicas nos metassedimentos da região do Terreno Embu.

Além disso, os processos tectônicos, estruturais e metamórficos observados na região de estudo são semelhantes àqueles descritos por Fontainha *et al.* (2020) e Trouw *et al.* (2013) para as novas interpretações da zona de interferência entre a Faixa Ribeira a Faixa Brasília, com isso é sugerido aqui um trabalho aprofundado para entendermos até onde os dados apresentados neste trabalho podem ajudar a elucidar esta discussão.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Dantas, A.S.L.; Carneiro, C.D.R.; Melo, M.S.; Bistrich, C.A. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Nota explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, 126p., 1981.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1–29.
- Almeida, J.C.H. Zonas de Cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. UNESP, Rio Claro (SP) 2000. Tese de doutoramento. 190p.
- André, J.L.F. Comparação entre o Complexo Juiz de Fora e a Unidade Granulítica Ponte de Zinco: geocronologia-Pb em zircão (LA-ICPMS), geoquímica isotópica e composição das fontes geradoras. FGEL/UERJ. Tese de doutoramento. 214p. 2014.
- André, J. L. F., Valladares, C. S., & Duarte, B. P. (2018). Archean Granulites in Mangaratiba (RJ): Tectonic Meaning. *Anuário Instituto de Geociências*, 41(3), 531–547.
- André, J. L. F., Valladares, C. S., & Duarte, B. P. (2021). Ortogranulitos de Mangaratiba, Rio de Janeiro, uma janela para o Arqueano no Orógeno Ribeira: litogeoquímica e geoquímica isotópica de Nd e Sr. *Geologia USP Série Científica*, 21(1), 57–70.
<https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v21-164453>
- Azevedo, A. F. C. Geologia da Formação Ferrífera São João Marcos, município de Rio Claro, Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro 2018 (Dissertação de Mestrado).
- Babinski, M., Tassinari, C. C., Nutman, A. P., Sato, K., Martins, P. R., & Iyer, S. S. (2001). U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from the basement of the Embu complex, Ribeira fold belt Brazil: Indications for {approx} 1.4-1.3 Ga Pb. Pd and Rb-Sr 'isochron' ages of no geological meaning.
- Bertotti, A.L., Chemale JR, F., Kawashita, K., 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências – Instituto de Geociências, UFRGS* 40 (2), 117 – 127. 2013.
- Bistrichi, C.A., Carneiro, C.D.R., Dantas, A.S.L., Ponçano, W.L., Campanha, G.A.C., Nagata, N., Almeida, M.A., Stein, D.P., Melo, M.S., Cremonini, A.C., 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), nota explicativa.
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In *Rare Earth Element Geochemistry* (pp. 63–114). Elsevier.
- Campanha, G.A.C e Ens, H.H., 1996. Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP. *Boletim IG - Instituto de Geociências USP* 27, 41– 49.

- Campanha, G. A. C., Faleiros, F. M., Cawood, P. A., Cabrita, D. I. G., Ribeiro, B. V., & Basei, M. A. S. (2019). The Tonian Embu Complex in the Ribeira Belt (Brazil): revision, depositional age and setting in Rodinia and West Gondwana. *Precambrian Research*, 320, 31–45.
- Campos Neto, M.C. e Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 143–162.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 335–368.
- Campos Neto, M. da C., & Caby, R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, 19(4), 669–687.
- Campos Neto, M. da C., Basei, M. A. S., Assis Janasi, V. de, & Moraes, R. (2011). Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 393–406.
- Capistrano G.G., Schmitt R.S., Medeiros S.R., Fernandes G.L.F. 2017. Evidence of a Neoproterozoic active continental margin Geochemistry and isotope geology of high-grade paragneiss from the Ribeira Orogen, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 77:170-184. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.006>
- Cavalcante, C., Fossen, H., de Almeida, R. P., Hollanda, M. H. B. M., & Egydio-Silva, M. (2019). Reviewing the puzzling intracontinental termination of the Araçuaí–West Congo orogenic belt and its implications for orogenic development. *Precambrian Research*, 322, 85–98.
- Cawood, P. A., Strachan, R. A., Pisarevsky, S. A., Gladkochub, D. P., & Murphy, J. B. (2016). Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 118–126.
- Cordani, U. G., Coutinho, J. M. V., & Nutman, A. P. (2002). Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(8), 903–910.
- Cox K.G., Bell J.D. & Pankhurst (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London.
- Dias Neto, C.M., 2001. Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Dios, F. R. B. Geologia, petrologia e litogeoquímica dos terrenos de alto grau da porção norte da Folha Mangaratiba, RJ - 1:50.000. UFRJ. Dissertação de Mestrado. 119p, 1995

Degler, R., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Queiroga, G., & Schulz, B. (2017). Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuaí-Ribeira orogenic system, Brazil: Hints for Western Gondwana assembly. *Gondwana Research: International Geoscience Journal*, 51, 30–50.

Duffles, P., 2013. Mapeamento e geocronologia do Complexo Embu no leste do estado de São Paulo Tese de doutoramento. IGEO, Universidade Federal do Rio de Janeiro, pp. 258.

Duffles, P., Trouw, R. A. J., Mendes, J. C., Gerdes, A., & Vinagre, R. (2016). U–Pb age of detrital zircon from the Embu sequence, Ribeira belt, Se Brazil. *Precambrian Research*, 278, 69–86.

Dutra, A. C. D. Metalogenia em Terrenos de Alto Grau: As mineralizações sulfetadas de Rio Claro, RJ. FGEL/UERJ. Dissertação de Mestrado. 126p, 2013.

Eirado Silva, L. G.; Valladares, C. S.; Almeida, J. C. H.; Heilbron, M.; Dios, F. R. B.; Valeriano, C. M.; Tupinambá, M.; Cruz, E. L.; Fernandes, G. A.; Neves, A. C.; Guedes, E.; Ramos, R. C.; Sanson, M.; Melo, C. L.; Avelar, A. S. Mapa Geológico da Folha Volta Redonda -SF.23-Z-A-V, escala 1:100.000. 2007. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

Fernandes, J. A., 1991. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: Contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado, inédita. Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.

Fernandes, G. L. de F., Schmitt, R. S., Bongioiolo, E. M., Basei, M. A. S., & Mendes, J. C. (2015). Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic–Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (Se Brazil): U–Pb and Lu–Hf provenance data. *Precambrian Research*, 266, 337–360.

Fontainha, M. V. F., Trouw, R. A. J., Peternel, R., de Paula, R. R., Polo, H. J. O., Negrão, A. P., Furtado, P. C., & Telles, R. C. M. (2020). A case study of superposed structures in the tectonic interference zone between the Southern Brasília and Ribeira orogens, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 104(102718), 102718. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102718>

Fossen, H., Cavalcante, C., Konopásek, J., Meira, V. T., de Almeida, R. P., Hollanda, M. H. B. M., & Trompette, R. (2020). A critical discussion of the subduction-collision model for the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo orogen. *Precambrian Research*, 343(105715), 105715.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J Petrol* 42: 2033-2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033.

Geraldes, M. C. Introdução à Geocronologia. 1. ed. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. v. 1100. 146p

Heilbron, M.; Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H. & Tupinambá, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margim of Brazil. In: Mohriak, W.U. & Talwani, M. (Eds), Atlantic rifts and continental margins. Washington, Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr. Ser. 115; 1-32.

Heilbron, M., & Machado, N. (2003). Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). *Precambrian Research*, 125(1–2), 87–112.

Heilbron, M.; Pedrosa-soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. Província Mantiqueira. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida / organizado por Virginio Mantesso-Neto *et al.*, São Paulo, Beca, 2004, 647p.

Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R., 2008. Correlation of Neoproterozoic Terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African Counterpart: Comparative Tectonic Evolution and Open Questions, vol. 294. Geological Society of London, Special Publication.

Heilbron, M., Tupinambá, M., Valeriano, C. de M., Armstrong, R., do Eirado Siva, L. G., Melo, R. S., Simonetti, A., Pedrosa Soares, A. C., & Machado, N. (2013). The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precambrian Research*, 238, 158–175.

Heilbron, M. C. L.; Eirado, I. G.; Almeida, J. C. H. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Programa Geologia do Brasil (PGB), Mapas Geológicos Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ, 2016.

Heilbron, M., Oliveira, C., Lobato, M., Valeriano, C. de M., Dussin, I., Dantas, E., Simonetti, A., Bruno, H., Corrales, F., & Socoloff, E. (2019). The Barreiro suite in the central Ribeira Belt (SE-Brazil): a late Tonian tholeiitic intraplate magmatic event in the distal passive margin of the São Francisco Paleocontinent. *Brazilian Journal of Geology*, 49(2).

Heilbron, M., de Morisson Valeriano, C., Peixoto, C., Tupinambá, M., Neubauer, F., Dussin, I., Corrales, F., Bruno, H., Lobato, M., Horta de Almeida, J. C., & Guilherme do Eirado Silva, L. (2020). Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, 103(102710), 102710.

Hoffmann, T.H.S., 2016. Estudo da Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e seu significado no contexto da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira. Dissertação de Mestrado, inédita. Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Irvine, T.M. & Baragar W.R. (1971) A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canad J Earth Sci* 8: 523-548 doi: 10.1139/e71-055.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1–2), 47–69.

Janasi, V.A., 1999. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Jensen L S (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ont Div Mines, Misc Pap 66, 1-21.

Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H., & Janoušek, V. (2020). Adamastor – an ocean that never existed? *Earth-Science Reviews*, 205(103201), 103201.

Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K., & Vernikovsky, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160(1–2), 179–210.

Lobato, M., Heilbron, M., Torós, B., Ragatky, D., & Dantas, E. (2015). Provenance of the Neoproterozoic high-grade metasedimentary rocks of the arc-related Oriental Terrane of the Ribeira belt: Implications for Gondwana amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 260–278.

Ludwig, K.R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, BGC Special Publications 4, 74 p.

Macluf, S. e Schorscher, J.H.D., 2001. Petrogênese das rochas charnockíticas e aplitos intrusivos do Complexo Charnockítico de Ubatuba, SP. In: Simpósio de Geologia do Sudeste 7, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos, 46

Martin, E. L., Spencer, C. J., Collins, W. J., Thomas, R. J., Macey, P. H., & Roberts, N. M. W. (2020). The core of Rodinia formed by the juxtaposition of opposed retreating and advancing accretionary orogens. *Earth-Science Reviews*, 211(103413), 103413.

Matteini, M., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., & Bühn, B. (2010). Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, 82(2), 479–491.

McDonough, W. F., & Sun, S.-S. (1995). The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

Meira, V. T., Garcia-Casco, A., Juliani, C., & Schorscher, J. H. D. (2019). Late Tonian within-plate mafic magmatism and Ediacaran partial melting and magmatism in the Costeiro Domain, Central Ribeira Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 334(105440), 105440.

Meira, Vinícius T., Garcia-Casco, A., Hyppolito, T., Juliani, C., & Schorscher, J. H. D. (2019). Tectono-metamorphic evolution of the central Ribeira belt, Brazil: A case of late neoproterozoic intracontinental orogeny and flow of partially molten deep crust during the assembly of west Gondwana. *Tectonics*, 38(8), 3182–3209.

Meira, Vinícius T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R. P., & Schorscher, J. H. D. (2015). The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). *Terra Nova*, 27(3), 206–217.

Mora, C. A. S., Campos Neto, M. C., & Basei, M. A. S. (2014). Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: Constraints from zircon U–Pb dating, Sr–Nd–Hf signatures and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research*, 255, 847–864.

Nance, R. D., Murphy, J. B., & Santosh, M. (2014). The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Research: International Geoscience Journal*, 25(1), 4–29.

Neumann, R., 1993. Contribuição à petrologia das rochas charnockíticas de Ubatuba, leste do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

Paciullo, F. V. P.; Ribeiro, A.; Trouw, R. A. J. Geologia da Folha Andrelândia 1: 100.000. In: Pedrosa Soares, A. C.; Noce, C.M.; Trouw, R.A.J.; Heilbron, M. (Org.). GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO SUDESTE MINEIRO, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. 1ed. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG, 2003, v. I, p. 84-119.

Passarelli, C. R., Verma, S. K., McReath, I., Basei, M. A. S., & Siga, O., Jr. (2019). Tracing the history from Rodinia break-up to the Gondwana amalgamation in the Embu Terrane, southern Ribeira Belt, Brazil. *Lithos*, 342–343, 1–17.

Pearce J. A., Harris N.W. & Tindle A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrology* 25: 956-983.
doi:10.1093/petrology/25.4.956

Peixoto, C. A., Heilbron, M., Ragatky, D., Armstrong, R., Dantas, E., de Morisson Valeriano, C., & Simonetti, A. (2017). Tectonic evolution of the Juvenile Tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: Implications for early west Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, 302, 221–254.

Piazolo, S., Belousova, E., La Fontaine, A., Corcoran, C., & Cairney, J. M. (2017). Trace element homogeneity from micron- to atomic scale: Implication for the suitability of the zircon GJ-1 as a trace element reference material. *Chemical Geology*, 456, 10–18.

Pimentel, M. M., & Fuck, R. A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4), 375.

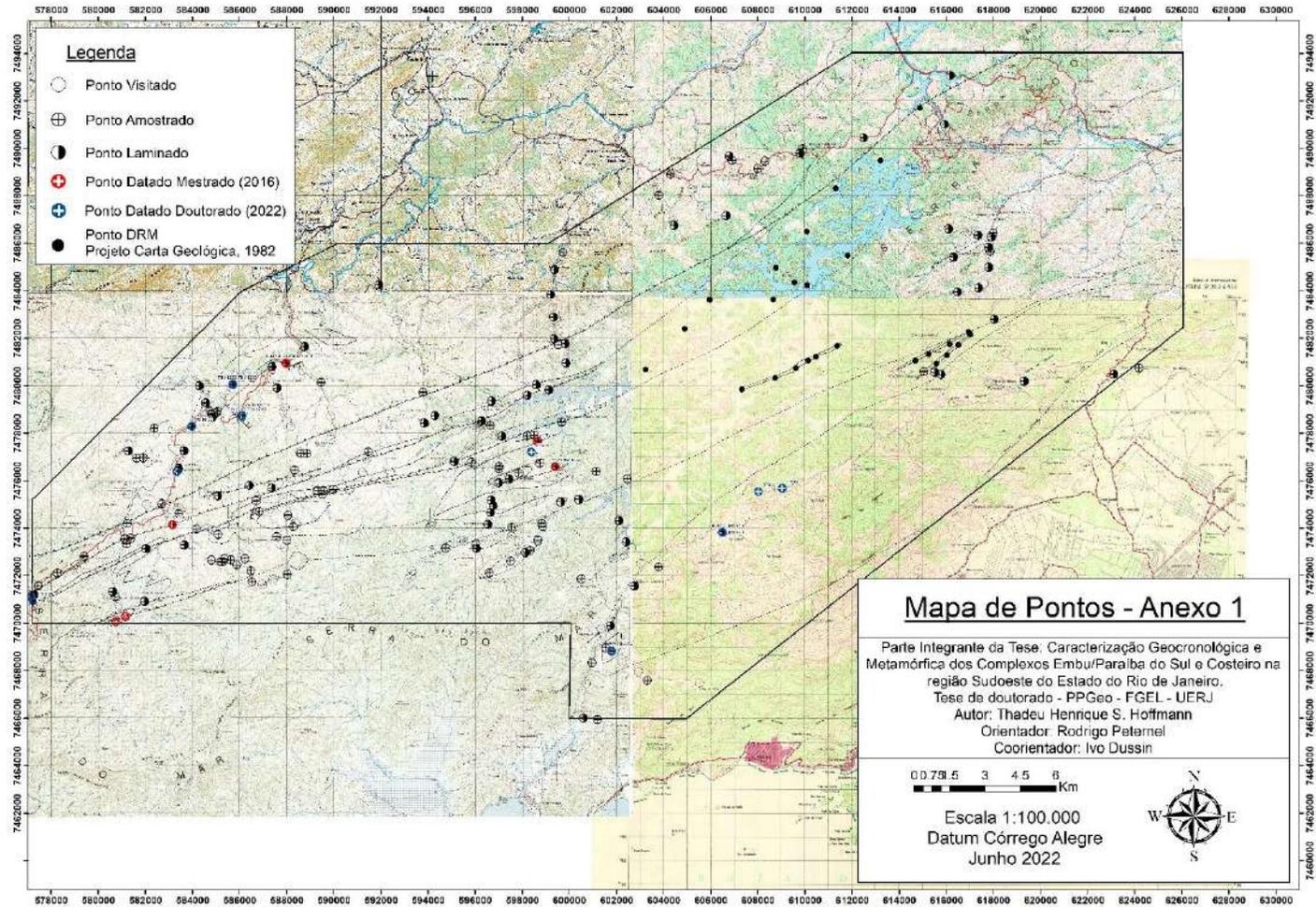
PROJETO CARTA GEOLÓGICA (DRM-RJ): Folhas Piraí, Itaguaí/Marambaia (GEOSOL – 1983); Folhas Mangaratiba e Volta Redonda (CPRM – 1983).

PROJETO RIO CLARO - RIOFINEX DO BRASIL GEOLOGIA E PESQUISAS LTDA. Relatório Final. 76p, 1977.

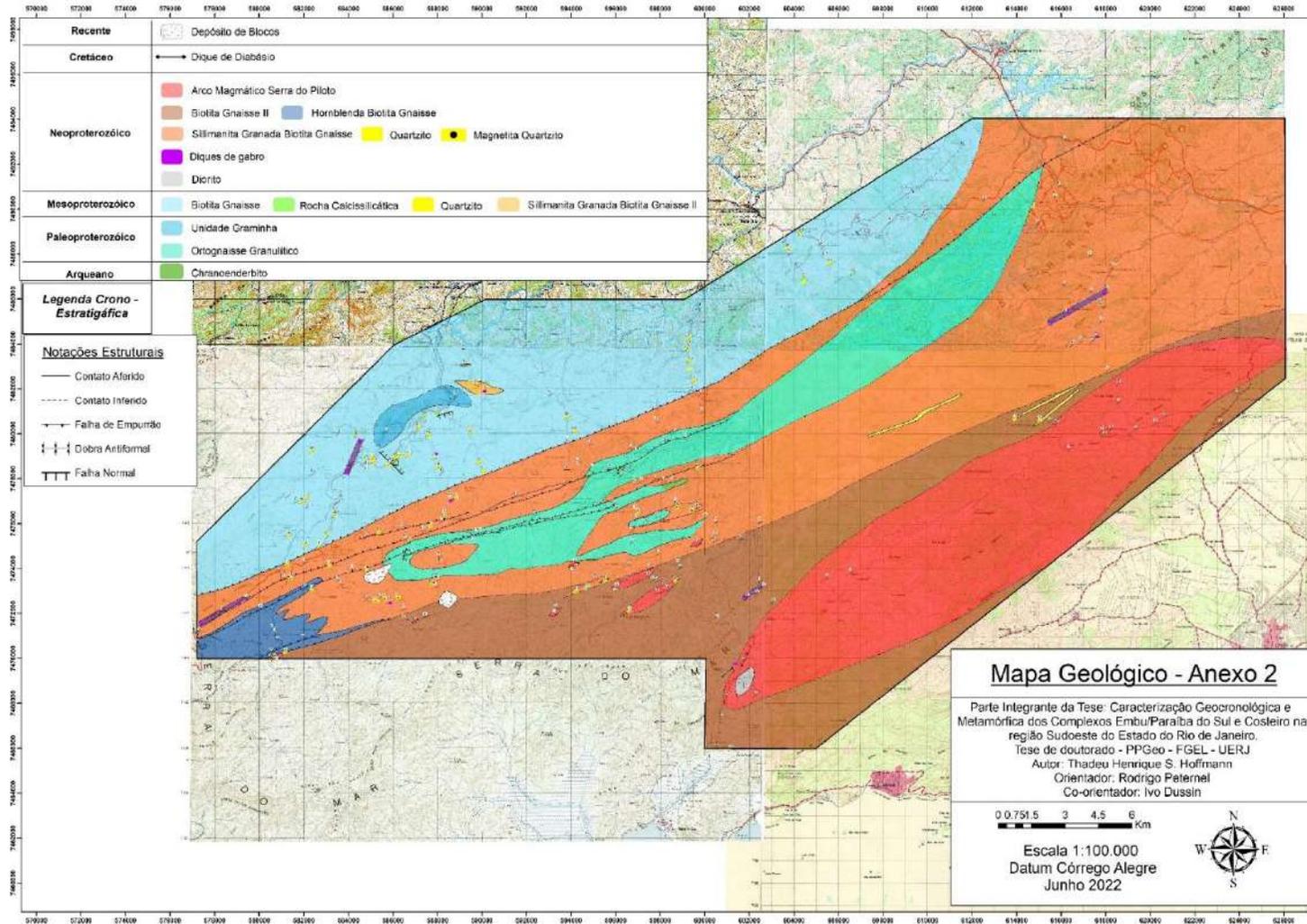
Rocha, B. C., Moraes, R., Möller, A., Cioffi, C. R., & Jercinovic, M. J. (2017). Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U Pb geochronology. *Lithos*, 277, 337–355.

- Rocha, Brenda Chung, Moraes, R., Möller, A., & Cioffi, C. R. (2018). Magmatic inheritance vs. UHT metamorphism: Zircon petrochronology of granulites and petrogenesis of charnockitic leucosomes of the Socorro–Guaxupé nappe, SE Brazil. *Lithos*, 314–315, 16–39.
- Schmitt, R. S., Trouw, R. A. J., Van Schmus, W. R., & Pimentel, M. M. (2004). Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133(1–2), 29–61.
- Trouw, R. A. J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C. C., Fontainha, M., & Kussama, H. H. (2013). A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43–57.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Nogueira, J.R.; Valladares, C.; Almeida, J.C.H.; Eirado-Silva, L.G.E.; Medeiros, S.R.; Almeida, C.G.; Miranda, A.; Ragatky, C.D.; Mendes, J.C.; Ludka, I., 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos* 15, 67–79.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C., Júnior, R. P., de Dios, F. B., Machado, N., Silva, L. G. do E., & de Almeida, J. C. H. (2012). Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research: International Geoscience Journal*, 21(2–3), 422–438.
- Tupinambá, M., Texeira, W., & Heilbron, M. (2013). Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anuario Instituto de Geociencias*, 35_2(1), 140–151.
- Vinagre, R., Trouw, R. A. J., Mendes, J. C., Geraldés, M., Távora, A., Nepomuceno, F., & de Araújo Junior, E. B. (2017). Proterozoic evolution of part of the Embu Complex, eastern São Paulo state, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 170–188.

Anexo A – Mapa de Pontos



Anexo B – Mapa Geológico



Anexo C – Tabelas de análise geocronológica

Spot number	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	% Conc ^f
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]		²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs			
THM- 18- 001A	0.0006	53	49	161	0.3	13.86	6.05	0.5336	5.59	0.92	0.1884	2.32	2756	154	2740	166	2728	63	101		101
THM- 18- 002A	0.0022	34	8	313	0.03	1.038	5.35	0.1188	3.41	0.64	0.0634	4.12	724	25	723	39	721	30	100		100
THM- 18- 003A	0.0025	37	19	378	0.05	0.867	3.88	0.1034	3.3	0.85	0.0608	2.03	634	21	634	25	633	13	100		100
THM- 18- 004A	0.0023	46	54	104	0.53	10.3087	3.65	0.4644	3.35	0.92	0.161	1.46	2459	82	2463	90	2466	36	100		100
THM- 18- 005A	0.0008	90	63	154	0.41	18.265	6.83	0.5928	6.46	0.95	0.2235	2.23	3001	194	3004	205	3006	67	100		100
THM- 18- 006A	0.0026	26	11	273	0.04	0.8302	2.74	0.1	1.44	0.53	0.0602	2.33	614	9	614	17	612	14	100		100
THM- 18- 007A	0.0033	43	25	120	0.21	11.7913	3.13	0.4949	3.01	0.96	0.1728	0.88	2592	78	2588	81	2585	23	100		100
THM- 18- 009A	0.0024	21	48	32	1.5	13.0561	6.54	0.516	5.95	0.91	0.1835	2.71	2682	160	2684	176	2685	73	100		100
THM- 18- 001B	0.0016	85	39	646	0.06	5.8038	3.98	0.3516	2.47	0.62	0.1197	3.13	1942	48	1947	78	1952	61	99		99
THM- 18- 002B	0.0008	66	109	609	0.18	0.8709	1.83	0.1036	0.99	0.54	0.0610	1.54	635	6	636	12	638	10	100		100
THM- 18- 003B	0.0018	62	152	83	1.84	13.6530	4.67	0.5272	4.47	0.96	0.1878	1.36	2730	122	2726	127	2723	37	100		100
THM- 18- 005B	0.0020	55	31	549	0.06	0.8962	3.76	0.1061	2.40	0.64	0.0613	2.89	650	16	650	24	650	19	100		100
THM- 18- 006B	0.0014	127	53	269	0.20	14.9213	3.02	0.5452	2.88	0.95	0.1985	0.90	2805	81	2810	85	2814	25	100		100
THM- 18- 007B	0.0016	34	29	322	0.09	0.7955	1.89	0.0975	1.16	0.61	0.0592	1.49	600	7	594	11	574	9	104		104
THM- 18- 008B	0.0010	64	177	580	0.30	0.8634	1.75	0.1031	1.03	0.59	0.0607	1.42	633	7	632	11	630	9	100		100
THM- 18- 009B	0.0008	133	213	301	0.71	18.5218	2.87	0.5976	2.76	0.96	0.2248	0.80	3020	83	3017	87	3015	24	100		100
THM- 18- 002C	0.0008	86	46	821	0.06	0.8430	1.83	0.1012	1.25	0.68	0.0604	1.34	621	8	621	11	619	8	100		100
THM- 18- 003C	0.0022	43	59	76	0.78	10.7372	4.17	0.4739	4.02	0.96	0.1643	1.12	2501	100	2501	104	2501	28	100		100
THM- 18- 004C	0.0014	46	117	450	0.26	0.8266	6.50	0.0995	6.00	0.92	0.0602	2.48	612	37	612	40	612	15	100		100
THM- 18- 005C	0.0016	58	91	165	0.55	8.3094	6.17	0.4248	5.44	0.88	0.1419	2.91	2282	124	2265	140	2250	66	101		101
THM- 18- 006C	0.0012	78	90	104	0.86	19.0828	4.04	0.6055	3.95	0.98	0.2286	0.87	3052	121	3046	123	3042	26	100		100
THM- 18- 007C	0.0010	80	187	202	0.92	7.5472	3.38	0.4015	3.16	0.93	0.1363	1.20	2176	69	2179	74	2181	26	100		100
THM- 18- 008C	0.0010	62	194	575	0.34	0.8251	1.69	0.0996	1.07	0.63	0.0600	1.31	612	7	611	10	605	8	101		101

Spot number	f_{206}^a						Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f
		Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	
THM- 18- 009C	0.0014	59	90	111	0.81	10.1580	5.92	0.4615	5.67	0.96	0.1596	1.73	2446	139	2449	145	2452	42	100
THM- 18- 001D	0.0033	9	19	30	0.62	10.4928	4.83	0.4704	4.37	0.90	0.1618	2.08	2485	108	2479	120	2474	51	100
THM- 18- 002D	0.0042	24	37	49	0.75	10.5053	6.79	0.4687	6.13	0.90	0.1625	2.91	2478	152	2480	168	2482	72	100
THM- 18- 003D	0.0037	13	25	140	0.18	0.8870	6.34	0.1053	2.96	0.47	0.0611	5.61	645	19	645	41	642	36	100
THM- 18- 004D	0.0042	4	7	12	0.56	10.4931	6.37	0.4676	4.92	0.77	0.1628	4.04	2473	122	2479	158	2485	100	100
THM- 18- 005D	0.0036	3	8	8	0.89	9.7541	4.66	0.4557	4.24	0.91	0.1552	1.92	2421	103	2412	112	2404	46	101
THM- 18- 006D	0.0028	6	15	16	0.97	9.1106	6.77	0.4397	5.51	0.81	0.1503	3.94	2349	129	2349	159	2349	93	100
THM- 18- 009D	0.0004	27	58	59	0.99	10.4125	4.93	0.4678	3.96	0.80	0.1614	2.93	2474	98	2472	122	2471	72	100
THM- 18- 001E	0.0024	41	67	60	1.12	13.5067	1.72	0.5230	1.56	0.91	0.1873	0.73	2712	42	2716	47	2718	20	100
THM- 18- 002E	0.0018	19	18	199	0.09	0.7820	2.35	0.0952	1.36	0.58	0.0596	1.92	586	8	587	14	588	11	100
THM- 18- 004E	0.0030	17	32	172	0.18	0.7559	2.52	0.0927	1.75	0.70	0.0592	1.81	571	10	572	14	573	10	100
THM- 18- 005E	0.0013	54	56	122	0.46	12.3299	6.56	0.5041	5.35	0.82	0.1774	3.79	2632	141	2630	172	2629	100	100
THM- 18- 006E	0.0050	5	8	14	0.58	9.6869	4.08	0.4420	3.65	0.89	0.1589	1.83	2360	86	2405	98	2444	45	97
THM- 18- 008E	0.0044	8	10	24	0.44	8.4170	6.57	0.4238	6.07	0.92	0.1440	2.50	2278	138	2277	150	2276	57	100
THM 18/ 005F	0.0029	28	23	32	0.71	21.0319	4.83	0.6242	4.77	0.99	0.2444	0.77	3127	149	3140	152	3149	24	99
THM 18/ 007F	0.0011	56	90	105	0.85	10.2366	1.76	0.4607	1.36	0.78	0.1612	1.11	2443	33	2456	43	2468	27	99
THM 18/ 008F	0.0048	22	11	68	0.15	8.9669	5.12	0.4111	4.88	0.95	0.1582	1.56	2220	108	2335	120	2436	38	91
THM 18/ 009F	0.0002	36	41	267	0.15	0.9101	3.91	0.1073	1.67	0.43	0.0615	3.53	657	11	657	26	658	23	100
THM 18/ 002G	0.0019	57	70	495	0.14	0.8377	4.32	0.1005	3.81	0.88	0.0604	2.03	618	24	618	27	619	13	100
THM 18/ 003G	0.0047	7	1	66	0.02	0.8289	6.65	0.0998	4.66	0.70	0.0603	4.74	613	29	613	41	613	29	100
THM 18/ 004G	0.0017	26	32	237	0.13	0.8885	3.25	0.1054	1.45	0.45	0.0611	2.91	646	9	646	21	644	19	100
THM 18/ 005G	0.0038	35	19	338	0.06	1.1568	4.26	0.1287	2.54	0.60	0.0652	3.42	780	20	780	33	781	27	100
THM 18/ 006G	0.0018	63	118	106	1.12	13.0157	1.97	0.5165	1.72	0.87	0.1828	0.97	2684	46	2681	53	2678	26	100

Spot number	f_{206^a}						Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f
		Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	
THM 18/ 007G	0.0044	17	37	202	0.18	1.4731	4.08	0.1532	1.72	0.42	0.0698	3.69	919	16	919	37	921	34	100
THM 18/ 008G	0.0037	21	19	228	0.08	0.8341	3.34	0.1003	2.07	0.62	0.0603	2.62	616	13	616	21	614	16	100
THM 18/ 001H	0.0015	88	150	110	1.37	16.9703	2.71	0.5783	2.54	0.94	0.2128	0.96	2942	75	2933	80	2927	28	100
THM 18/ 002H	0.0015	73	137	88	1.57	17.5153	6.25	0.5851	6.15	0.98	0.2171	1.09	2970	183	2963	185	2959	32	100
THM 18/ 003H	0.0039	31	75	57	1.30	9.8641	5.29	0.4566	5.04	0.95	0.1567	1.60	2425	122	2422	128	2420	39	100
THM 18/ 004H	0.0046	14	13	137	0.10	0.9068	3.58	0.1071	1.82	0.51	0.0614	3.08	656	12	655	23	653	20	100
THM 18/ 005H	0.0026	76	98	127	0.77	13.1762	4.43	0.5178	4.17	0.94	0.1846	1.52	2690	112	2692	119	2694	41	100
THM 18/ 006H	0.0028	36	16	360	0.05	0.8635	3.88	0.1031	3.08	0.79	0.0608	2.36	632	19	632	25	631	15	100
THM 18/ 007H	0.0010	71	153	206	0.74	8.0766	6.56	0.4144	5.18	0.79	0.1414	4.04	2235	116	2240	147	2244	91	100
THM 18/ 008H	0.0009	79	126	216	0.58	13.5933	4.87	0.5251	4.39	0.90	0.1878	2.12	2721	119	2722	133	2723	58	100
THM 18/ 009H	0.0025	32	27	270	0.10	2.0043	6.83	0.1890	2.98	0.44	0.0769	6.15	1116	33	1117	76	1119	69	100
THM 18/ 001I	0.0015	63	15	632	0.02	0.8141	2.13	0.0983	1.31	0.62	0.0601	1.67	605	8	605	13	606	10	100
THM 18/ 002I	0.0024	65	160	204	0.79	7.9570	4.30	0.4116	3.53	0.82	0.1402	2.47	2222	78	2226	96	2230	55	100
THM 18/ 003I	0.0043	29	3	76	0.04	8.6932	2.80	0.4209	2.56	0.92	0.1498	1.11	2265	58	2306	64	2343	26	97
THM 18/ 004I	0.0012	81	15	178	0.09	12.6690	3.12	0.5093	2.64	0.85	0.1804	1.65	2654	70	2655	83	2657	44	100
THM 18/ 005I	0.0023	51	69	89	0.78	10.6877	1.84	0.4744	1.69	0.92	0.1634	0.73	2503	42	2496	46	2491	18	100
THM 18/ 006I	0.0031	19	18	57	0.32	11.1696	5.06	0.4775	4.21	0.83	0.1696	2.81	2516	106	2537	129	2554	72	99
THM 18/ 007I	0.0008	8	5	90	0.05	0.8356	6.19	0.1003	2.50	0.40	0.0604	5.66	616	15	617	38	618	35	100
THM 18/ 008I	0.0022	23	32	43	0.74	12.6399	2.20	0.5106	0.93	0.42	0.1795	2.00	2659	25	2653	58	2649	53	100
THM 18/ 009I	0.0033	17	8	166	0.05	0.8636	2.82	0.1029	1.40	0.50	0.0609	2.44	631	9	632	18	634	15	100
THM 18/ 001J	0.0040	11	22	29	0.76	8.7224	5.46	0.4309	4.88	0.89	0.1468	2.45	2310	113	2309	126	2309	57	100
THM 18/ 002J	0.0019	44	68	79	0.86	10.3581	1.76	0.4648	1.03	0.59	0.1616	1.42	2461	25	2467	43	2473	35	100
THM 18/ 003J	0.0029	24	22	246	0.09	0.8214	1.68	0.0991	1.08	0.64	0.0601	1.29	609	7	609	10	607	8	100

Spot number	f_{206}^a						Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f
		Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	
THM 18/ 004J	0.0013	62	123	153	0.81	9.0403	3.95	0.4380	3.27	0.83	0.1497	2.22	2342	77	2342	93	2342	52	100
THM 18/ 005J	0.0017	61	104	129	0.80	9.9131	3.28	0.4577	3.17	0.97	0.1571	0.86	2429	77	2427	80	2425	21	100
THM 18/ 007J	0.0016	58	89	136	0.66	9.9064	3.99	0.4579	2.48	0.62	0.1569	3.13	2430	60	2426	97	2423	76	100
THM 18/ 008J	0.0017	36	37	354	0.11	0.8140	1.79	0.0984	1.20	0.67	0.0600	1.34	605	7	605	11	603	8	100
THM 18/ 009J	0.0012	64	53	119	0.45	12.7496	2.22	0.5100	1.96	0.88	0.1813	1.05	2657	52	2661	59	2665	28	100
THM 18/ 001K	0.0032	24	36	234	0.15	0.8989	3.30	0.1064	2.16	0.66	0.0613	2.49	652	14	651	21	649	16	100
THM 18/ 002K	0.0029	34	26	49	0.53	17.6864	3.94	0.5852	3.72	0.94	0.2192	1.29	2970	110	2973	117	2975	38	100
THM 18/ 004K	0.0045	21	12	213	0.06	0.8503	2.38	0.1018	1.40	0.59	0.0606	1.92	625	9	625	15	625	12	100
THM 18/ 005K	0.0036	26	40	54	0.73	10.3222	3.87	0.4681	3.72	0.96	0.1599	1.06	2475	92	2464	95	2455	26	101
THM 18/ 006K	0.0027	30	11	333	0.03	1.1309	5.13	0.1266	4.12	0.80	0.0648	3.06	769	32	768	39	767	23	100
THM 18/ 007K	0.0041	10	9	102	0.09	0.8687	4.52	0.1038	3.63	0.80	0.0607	2.69	637	23	635	29	628	17	101
THM 18/ 008K	0.0047	18	15	184	0.08	0.8633	2.60	0.1031	1.17	0.45	0.0607	2.31	633	7	632	16	629	15	101
THM 18/ 009K	0.0039	9	4	100	0.04	0.9044	6.83	0.1068	4.80	0.70	0.0614	4.86	654	31	654	45	654	32	100
THM 18/ 001L	0.0037	52	84	90	0.94	10.6286	4.16	0.4725	4.03	0.97	0.1631	1.02	2495	101	2491	104	2488	25	100
THM 18/ 002L	0.0021	36	18	341	0.05	0.7743	5.43	0.0945	5.16	0.95	0.0594	1.67	582	30	582	32	583	10	100
THM 18/ 003L	0.0022	91	75	150	0.50	13.2257	2.99	0.5147	2.88	0.96	0.1864	0.81	2677	77	2696	81	2710	22	99
THM 18/ 004L	0.0045	16	35	162	0.22	0.7690	6.04	0.0938	5.20	0.86	0.0594	3.07	578	30	579	35	583	18	99
THM 18/ 005L	0.0002	47	47	64	0.75	24.5642	2.63	0.6657	2.44	0.93	0.2676	0.98	3289	80	3291	86	3292	32	100
THM 18/ 007L	0.0031	30	29	49	0.59	12.8454	3.64	0.5131	3.30	0.91	0.1816	1.55	2670	88	2668	97	2667	41	100
THM 18/ 008L	0.0018	17	23	31	0.72	12.7149	3.78	0.5113	3.66	0.97	0.1804	0.96	2662	97	2659	101	2656	26	100
THM 18/ 009L	0.0011	7	4	94	0.04	0.8097	6.61	0.0979	5.97	0.90	0.0600	2.84	602	36	602	40	604	17	100
THM 18/ 001M	0.0015	92	117	470	0.25	0.9940	3.88	0.1148	2.76	0.71	0.0628	2.73	701	19	701	27	701	19	100
THM 18/ 002M	0.0035	11	4	106	0.03	0.8660	4.56	0.1029	3.37	0.74	0.0610	3.08	631	21	633	29	641	20	99

Spot number	f_{206}^a					Isotope ratios ^c							Ages (Ma)						% Conc ^f	
		Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/		1 s
		ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs		
THM 18/ 003M	0.0042	26	38	270	0.14	0.8790	2.60	0.1042	1.35	0.52	0.0612	2.23	639	9	640	17	645	14	99	
THM 18/ 004M	0.0031	46	26	465	0.06	0.8608	4.55	0.1028	3.95	0.87	0.0607	2.26	631	25	631	29	630	14	100	
THM 18/ 005M	0.0032	58	44	116	0.38	14.4941	5.90	0.5417	5.64	0.96	0.1941	1.72	2790	157	2783	164	2777	48	100	
THM 18/ 006M	0.0050	23	28	231	0.12	0.9676	5.55	0.1125	4.46	0.80	0.0624	3.31	687	31	687	38	687	23	100	
THM 18/ 007M	0.0025	12	7	157	0.05	0.8855	3.73	0.1051	2.14	0.57	0.0611	3.05	644	14	644	24	642	20	100	
THM 18/ 008M	0.0027	23	21	38	0.56	16.5631	2.66	0.5721	2.45	0.92	0.2100	1.05	2916	71	2910	78	2905	30	100	
THM 18/ 009M	0.0031	14	16	37	0.44	15.5575	4.09	0.5515	2.06	0.50	0.2046	3.53	2831	58	2850	116	2863	101	99	
THM 18/ 001N	0.0025	57	71	125	0.57	9.4333	3.71	0.4473	2.84	0.77	0.1530	2.38	2383	68	2381	88	2379	57	100	
THM 18/ 002N	0.0009	130	129	165	0.78	25.7109	2.52	0.6780	2.44	0.97	0.2750	0.61	3337	82	3336	84	3335	20	100	
THM 18/ 003N	0.0024	44	36	436	0.08	0.8114	2.49	0.0982	1.85	0.74	0.0599	1.68	604	11	603	15	602	10	100	
THM 18/ 004N	0.0028	29	23	287	0.08	0.7831	3.09	0.0955	1.97	0.64	0.0595	2.38	588	12	587	18	586	14	100	
THM 18/ 005N	0.0020	54	122	131	0.94	8.6874	6.42	0.4313	4.55	0.71	0.1461	4.53	2311	105	2306	148	2301	104	100	
THM 18/ 006N	0.0025	36	43	52	0.82	15.4116	4.54	0.5540	4.48	0.99	0.2017	0.76	2842	127	2841	129	2840	22	100	
THM 18/ 008N	0.0012	68	98	126	0.78	10.2407	1.33	0.4636	0.92	0.69	0.1602	0.96	2455	23	2457	33	2458	24	100	
THM 18/ 009N	0.0009	178	238	319	0.75	12.5943	2.53	0.5091	1.13	0.45	0.1794	2.27	2653	30	2650	67	2647	60	100	
THM 18/ 001O	0.0025	82	132	136	0.97	14.1520	3.88	0.5351	3.70	0.95	0.1918	1.16	2763	102	2760	107	2758	32	100	
THM 18/ 002O	0.0042	53	78	121	0.65	9.7167	6.17	0.4520	5.02	0.81	0.1559	3.59	2404	121	2408	149	2412	87	100	
THM 18/ 003O	0.0038	23	32	240	0.13	0.9273	3.34	0.1088	2.51	0.75	0.0618	2.20	666	17	666	22	667	15	100	
THM 18/ 004O	0.0032	50	56	96	0.59	9.4751	2.66	0.4514	2.46	0.92	0.1522	1.02	2402	59	2385	63	2371	24	101	
THM 18/ 006O	0.0044	28	8	278	0.03	0.8401	3.36	0.1007	2.01	0.60	0.0605	2.69	618	12	619	21	623	17	99	
THM 18/ 007O	0.0015	82	148	233	0.63	7.7213	6.18	0.4071	4.03	0.65	0.1376	4.69	2202	89	2199	136	2197	103	100	
THM 18/ 008O	0.0016	88	103	156	0.66	10.4402	5.92	0.4677	5.34	0.90	0.1619	2.54	2473	132	2475	146	2476	63	100	

Spot number	f_{206}^a					Isotope ratios ^c								Ages (Ma)						% Conc ^f
		Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s			
		ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs		
THM 40/ 001 A	0.0038	28	83	158	0.53	2.4801	6.97	0.2169	5.76	0.83	0.0829	3.92	1266	73	1266	88	1267	50	100	
THM 40/ 002 A	0.0021	51	41	122	0.34	14.5544	5.27	0.5419	4.64	0.88	0.1948	2.5	2791	129	2787	147	2783	70	100	
THM 40/ 003 A	0.003	9	24	84	0.28	0.819	2.53	0.0988	1.86	0.73	0.0601	1.72	608	11	608	15	607	10	100	
THM 40/ 004 A	0.0028	34	47	138	0.34	9.0946	5.68	0.4398	5.32	0.94	0.15	2	2350	125	2348	133	2346	47	100	
THM 40/ 005 A	0.0049	33	90	174	0.52	4.2019	6.14	0.2879	5.36	0.87	0.1058	3	1631	87	1674	103	1729	52	94	
THM 40/ 008 A	0.0006	14	17	139	0.13	0.834	1.37	0.1016	0.78	0.57	0.0595	1.13	624	5	616	8	586	7	106	
THM 40/ 001 B	0.0028	20	54	103	0.52	0.9982	4.25	0.1153	3.55	0.83	0.0628	2.35	704	25	703	30	700	16	100	
THM 40/ 002 B	0.0008	20	27	214	0.13	0.7806	4.89	0.095	4.49	0.92	0.0596	1.94	585	26	586	29	590	11	99	
THM 40/ 003 B	0.0033	69	30	236	0.13	13.7299	6.61	0.5292	6.59	1	0.1882	0.52	2738	180	2731	181	2726	14	100	
THM 40/ 005 B	0.0008	57	170	524	0.32	0.8214	1.79	0.0991	1.14	0.64	0.0601	1.38	609	7	609	11	608	8	100	
THM 40/ 006 B	0.0013	76	78	132	0.59	13.7855	1.64	0.5275	1.38	0.84	0.1895	0.89	2731	38	2735	45	2738	24	100	
THM 40/ 007 B	0.0024	39	47	78	0.6	10.7611	1.76	0.4743	1.56	0.88	0.1646	0.82	2502	39	2503	44	2503	21	100	
THM 40/ 008 B	0.002	57	74	125	0.59	10.6344	1.79	0.4721	1.56	0.87	0.1634	0.88	2493	39	2492	45	2491	22	100	
THM 40/ 004 C	0.0045	9	36	85	0.43	0.7842	4.79	0.0956	2.54	0.53	0.0595	4.07	588	15	588	28	586	24	100	
THM 40/ 005 C	0.0021	73	151	258	0.58	7.9828	2.48	0.4128	1.74	0.7	0.1403	1.77	2228	39	2229	55	2231	39	100	
THM 40/ 006 C	0.0033	22	20	231	0.09	0.7876	3.08	0.0958	1.85	0.6	0.0596	2.47	590	11	590	18	591	15	100	
THM 40/ 009 C	0.0026	34	11	354	0.03	0.8654	5.54	0.1031	4.11	0.74	0.0609	3.72	633	26	633	35	634	24	100	
THM 40/ 001 D	0.0009	37	40	112	0.36	8.4493	6.32	0.4242	5.17	0.82	0.1445	3.64	2279	118	2280	144	2281	83	100	
THM 40/ 004 D	0.0024	30	68	51	1.33	10.077	5.29	0.4595	5.12	0.97	0.1591	1.33	2437	125	2442	129	2446	33	100	
THM 40/ 007 D	0.0003	90	123	236	0.52	9.9212	1.58	0.4615	1.33	0.84	0.1559	0.86	2446	33	2427	38	2412	21	101	
THM 40/ 008 D	0.0013	87	199	152	1.31	10.3236	2.46	0.4643	1.86	0.75	0.1613	1.62	2459	46	2464	61	2469	40	100	
THM 40/ 001 E	0.0015	30	44	176	0.25	0.9935	6.03	0.115	5.88	0.97	0.0626	1.37	702	41	701	42	696	10	101	
THM 40/ 002 E	0.0011	82	141	181	0.78	9.7577	3.79	0.4529	3.64	0.96	0.1563	1.03	2408	88	2412	91	2415	25	100	

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 40/ 004 E	0.003	29	69	44	1.58	10.5844	6.06	0.4714	5.78	0.95	0.1629	1.84	2489	144	2487	151	2486	46	100
THM 40/ 005 E	0.0015	47	49	91	0.54	12.719	1.94	0.5114	1.77	0.91	0.1804	0.81	2662	47	2659	52	2657	21	100
THM 40/ 007 E	0.003	54	46	121	0.38	18.7082	3.91	0.6002	3.8	0.97	0.2261	0.96	3031	115	3027	119	3024	29	100
THM 40/ 009 E	0.0015	48	84	87	0.97	9.7009	2.3	0.452	1.83	0.8	0.1556	1.39	2404	44	2407	55	2409	33	100
THM 40/ 003 F	0.0017	20	46	172	0.27	0.8243	3.06	0.0994	2.05	0.67	0.0601	2.27	611	13	610	19	608	14	100
THM 40/ 006 F	0.0019	31	32	40	0.81	19.1584	2.07	0.5944	1.83	0.88	0.2338	0.98	3007	55	3050	63	3078	30	98
THM 40/ 007 F	0.0008	74	114	215	0.53	9.0551	3.55	0.413	3.38	0.95	0.159	1.11	2229	75	2344	83	2445	27	91
THM 40/ 008 F	0.0032	26	30	263	0.12	0.7645	2.16	0.0935	1.4	0.65	0.0593	1.65	576	8	577	12	577	10	100
THM 40/ 009 F	0.0014	41	45	210	0.21	1.034	4.22	0.1182	2.34	0.56	0.0634	3.5	720	17	721	30	723	25	100
THM 40/ 001 H	0.0024	36	54	105	0.51	10.4177	1.71	0.4689	1.43	0.84	0.1612	0.94	2479	35	2473	42	2468	23	100
THM 40/ 007 H	0.0021	15	41	141	0.29	0.8268	4.02	0.0996	2.97	0.74	0.0602	2.71	612	18	612	25	611	17	100
THM 40/ 009 H	0.0021	52	59	99	0.59	10.4132	3.66	0.4664	3.53	0.97	0.1619	0.96	2468	87	2472	91	2476	24	100
THM 40/ 001 I	0.0014	95	151	205	0.74	9.771	5.34	0.4546	4.95	0.93	0.1559	2	2416	120	2413	129	2411	48	100
THM 40/ 002 I	0.0023	63	103	131	0.78	8.7936	2.55	0.4334	2.36	0.93	0.1472	0.95	2321	55	2317	59	2313	22	100
THM 40/ 003 I	0.0039	24	43	39	1.09	10.5051	4.87	0.4677	4.6	0.94	0.1629	1.62	2474	114	2480	121	2486	40	100
THM 40/ 006 I	0.0026	52	65	111	0.59	10.1713	1.83	0.4634	1.33	0.73	0.1592	1.25	2455	33	2450	45	2447	31	100
THM 40/ 009 I	0.0019	40	20	387	0.05	0.891	2.26	0.1056	1	0.44	0.0612	2.03	647	6	647	15	645	13	100
THM-40/ 002 J	0.0029	24	67	233	0.29	0.8017	2.15	0.0971	1.73	0.81	0.0599	1.27	598	10	598	13	599	8	100
THM-40/ 003 J	0.0024	60	70	204	0.35	8.2486	7.84	0.4197	7.68	0.98	0.1425	1.59	2259	173	2259	177	2258	36	100
THM-40/ 004 J	0.005	17	32	170	0.19	0.8582	2.47	0.1044	1.92	0.78	0.0596	1.56	640	12	629	16	590	9	108
THM-40/ 006 J	0.0014	72	48	85	0.56	27.6413	1.08	0.6878	1.02	0.94	0.2915	0.37	3374	34	3406	37	3426	13	99
THM-40/ 007 J	0.0015	61	88	211	0.42	10.3092	7.13	0.4643	6.3	0.88	0.161	3.33	2459	155	2463	176	2466	82	100
THM-40/ 009 J	0.0024	35	60	71	0.85	8.6975	1.95	0.4111	1.67	0.86	0.1535	1	2220	37	2307	45	2385	24	93

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM-40/ 001 K	0.0024	37	71	386	0.18	0.862	3.95	0.1039	3.62	0.92	0.0602	1.59	637	23	631	25	610	10	104
THM-40/ 003 K	0.001	93	101	147	0.69	16.0321	1.94	0.5574	1.88	0.97	0.2086	0.47	2856	54	2879	56	2895	14	99
THM-40/ 004 K	0.0025	46	78	152	0.51	9.5084	2.76	0.4476	2.28	0.83	0.1541	1.55	2385	54	2388	66	2391	37	100
THM-40/ 006 K	0.002	48	39	105	0.37	10.0291	3.94	0.4597	3.48	0.88	0.1582	1.85	2438	85	2437	96	2437	45	100
THM-40/ 009 K	0.0034	15	44	145	0.31	0.8243	2.85	0.1002	1.52	0.53	0.0596	2.41	616	9	610	17	591	14	104
THM-40/ 002 L	0.0037	13	35	122	0.29	0.8127	3.3	0.0985	1.91	0.58	0.0598	2.69	606	12	604	20	598	16	101
THM-40/ 003 L	0.0035	26	78	106	0.74	7.7264	4.02	0.4077	3.4	0.84	0.1374	2.15	2204	75	2200	88	2195	47	100
THM-40/ 004 L	0.002	38	62	97	0.64	7.7671	6.27	0.3615	6.1	0.97	0.1558	1.42	1989	121	2204	138	2411	34	83
THM-40/ 005 L	0.0044	23	29	225	0.13	0.8808	4.21	0.1045	3.33	0.79	0.0611	2.57	641	21	641	27	643	17	100
THM-40/ 006 L	0.0017	61	114	124	0.92	10.0496	2.05	0.4589	1.9	0.93	0.1588	0.77	2435	46	2439	50	2443	19	100
THM-40/ 009 L	0.0014	52	19	536	0.04	0.7724	2.77	0.0942	2.45	0.88	0.0595	1.3	580	14	581	16	584	8	99
THM-40/ 001 M	0.0008	66	95	126	0.75	9.4454	1.95	0.426	1.73	0.89	0.1608	0.91	2288	39	2382	46	2464	22	93
THM-40/ 002 M	0.0006	116	108	141	0.77	33.9384	7.49	0.7521	7.44	0.99	0.3273	0.81	3615	269	3608	270	3604	29	100
THM-40/ 004 M	0.0008	67	84	131	0.65	9.8028	3.34	0.4533	3.25	0.98	0.1568	0.73	2410	78	2416	81	2422	18	100
THM-40/ 005 M	0.0015	22	31	226	0.14	0.7967	2.67	0.0966	1.74	0.65	0.0598	2.03	594	10	595	16	597	12	100
THM-40/ 006 M	0.0013	79	92	353	0.26	9.0472	4.41	0.439	3.46	0.78	0.1495	2.75	2346	81	2343	103	2340	64	100
THM-40/ 007 M	0.0013	52	57	500	0.11	0.8362	2.25	0.1005	1.23	0.55	0.0604	1.88	617	8	617	14	617	12	100
THM-40/ 008 M	0.0009	43	32	335	0.1	0.8234	2.9	0.0995	2.26	0.78	0.06	1.82	612	14	610	18	604	11	101
THM-40/ 009 M	0.0014	47	48	91	0.53	10.2767	2.71	0.4636	2.57	0.95	0.1608	0.87	2455	63	2460	67	2464	21	100
THM-40/ 003 N	0.0019	63	108	120	0.9	9.8725	3	0.4565	2.74	0.91	0.1569	1.22	2424	66	2423	73	2422	30	100
THM-40/ 004 N	0.0028	58	175	219	0.8	5.7141	6.41	0.3489	4.38	0.68	0.1188	4.68	1929	85	1934	124	1938	91	100
THM-40/ 007 N	0.0034	13	20	132	0.16	0.906	3.15	0.1068	2.22	0.71	0.0615	2.23	654	15	655	21	657	15	100
THM-40/ 008 N	0.0008	114	129	216	0.6	15.9114	1.49	0.5632	1.21	0.81	0.2049	0.87	2880	35	2871	43	2866	25	100

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM-40/ 009 N	0.0006	54	66	139	0.48	9.8452	5.1	0.457	4.98	0.98	0.1562	1.12	2426	121	2420	123	2415	27	100
THM-40/ 001 O	0.0008	35	74	80	0.93	9.6077	6.62	0.4499	5.48	0.83	0.1549	3.7	2395	131	2398	159	2401	89	100
THM-40/ 002 O	0.0009	75	92	157	0.58	10.3497	3.74	0.462	3.6	0.96	0.1625	1	2448	88	2467	92	2482	25	99
THM-40/ 003 O	0.0029	107	80	315	0.25	21.5744	3	0.6329	2.93	0.98	0.2472	0.66	3161	93	3165	95	3167	21	100
THM-40/ 005 O	0.0042	26	31	43	0.72	10.6181	5.75	0.471	5.6	0.97	0.1635	1.3	2488	139	2490	143	2492	32	100
THM-40/ 006 O	0.0022	12	27	125	0.22	0.8131	5.36	0.0983	2.83	0.53	0.06	4.55	604	17	604	32	603	27	100
THM-40/ 007 O	0.0047	23	28	61	0.46	9.276	8.4	0.4436	7.87	0.94	0.1517	2.94	2367	186	2366	199	2365	69	100
THM-40/ 008 O	0.0027	24	26	165	0.16	1.1677	8.58	0.1295	6.47	0.75	0.0654	5.64	785	51	786	67	788	44	100
THM-40/ 005 P	0.0014	28	29	259	0.11	0.8046	4	0.0975	3.71	0.93	0.0599	1.52	599	22	599	24	599	9	100
THM-40/ 006 P	0.0005	55	119	103	1.16	9.694	4.43	0.4513	4.31	0.97	0.1558	1.04	2401	103	2406	107	2411	25	100
THM-40/ 007 P	0.0004	39	49	62	0.79	12.4582	2.55	0.5051	2.39	0.94	0.1789	0.89	2635	63	2640	67	2643	24	100
THM-40/ 008 P	0.0017	31	53	55	0.97	10.0393	4.51	0.4567	4.44	0.98	0.1594	0.8	2425	108	2438	110	2450	19	99
THM-40/ 009 P	0.0002	70	223	604	0.37	0.813	3.19	0.0983	2.85	0.89	0.06	1.44	604	17	604	19	603	9	100
THM-40/ 001 Q	0.0007	116	86	204	0.42	12.340	4.93	0.5056	4.71	0.95	0.18	1.49	2638	124	2631	130	2625	39	100
THM-40/ 002 Q	0.0041	29	70	236	0.30	0.893	5.44	0.1056	4.77	0.88	0.06	2.62	647	31	648	35	650	17	100
THM-40/ 004 Q	0.0017	80	83	117	0.71	13.433	4.25	0.5216	4.14	0.98	0.19	0.94	2706	112	2711	115	2714	26	100
THM-40/ 005 Q	0.0025	25	50	213	0.23	0.810	3.37	0.0980	2.81	0.83	0.06	1.86	602	17	603	20	603	11	100
THM-40/ 008 Q	0.0006	97	85	141	0.60	14.489	6.06	0.5392	5.99	0.99	0.19	0.93	2780	166	2782	169	2784	26	100
THM-40/ 001 R	0.0009	87	110	150	0.73	9.833	2.89	0.4392	2.81	0.97	0.16	0.68	2347	66	2419	70	2480	17	95
THM-40/ 002 R	0.0008	111	130	210	0.62	10.349	2.76	0.4674	2.50	0.91	0.16	1.16	2472	62	2467	68	2462	28	100
THM-40/ 004 R	0.0010	58	58	130	0.44	9.971	1.64	0.4532	1.48	0.90	0.16	0.71	2410	36	2432	40	2451	17	98
THM-40/ 005 R	0.0009	105	69	126	0.55	24.449	2.75	0.6572	2.69	0.98	0.27	0.60	3256	88	3286	91	3305	20	99
THM-40/ 006 R	0.0017	83	155	163	0.95	9.793	2.82	0.4538	2.62	0.93	0.16	1.04	2412	63	2416	68	2418	25	100

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM-40/ 007 R	0.0015	62	62	106	0.59	10.458	3.02	0.4673	2.72	0.90	0.16	1.32	2472	67	2476	75	2480	33	100
THM 40/ 002 G	0.0021	18	34	166	0.21	0.773	2.49	0.0944	1.44	0.58	0.06	2.04	581	8	582	15	583	12	100
THM 40/ 003 G	0.0013	49	73	129	0.57	11.501	4.38	0.4885	4.25	0.97	0.17	1.08	2564	109	2565	112	2565	28	100
THM 40/ 004 G	0.0035	23	34	213	0.16	0.788	2.13	0.0959	1.32	0.62	0.06	1.67	590	8	590	13	590	10	100
THM 40/ 005 G	0.0005	107	127	227	0.56	10.030	1.39	0.4537	1.20	0.86	0.16	0.70	2412	29	2438	34	2459	17	98
THM 40/ 006 G	0.0010	87	59	153	0.39	17.568	3.44	0.5837	2.26	0.66	0.22	2.59	2964	67	2966	102	2968	77	100
THM 40/ 009 G	0.0012	61	58	121	0.48	10.021	1.01	0.4525	0.72	0.72	0.16	0.70	2406	17	2437	25	2462	17	98

Spot number	f_{206}^a						Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f
		Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	
THM 97Q/ 001 A	0.0022	31	76	204	0.37	1.2341	6.67	0.1364	6.55	0.98	0.0656	1.24	824	54	816	54	794	10	104
THM 97Q/ 002 A	0.0021	41	94	283	0.33	1.2243	6.51	0.1341	5.75	0.88	0.0662	3.04	811	47	812	53	814	25	100
THM 97Q/ 003 A	0.0007	50	146	325	0.45	1.2677	3.16	0.1401	3.02	0.95	0.0656	0.94	845	26	831	26	794	8	106
THM 97Q/ 004 A	0.0036	18	27	162	0.16	0.8712	3.62	0.1036	2.89	0.80	0.0610	2.18	636	18	636	23	638	14	100
THM 97Q/ 005 A	0.0044	60	117	437	0.27	1.3082	4.22	0.1409	3.68	0.87	0.0673	2.06	850	31	849	36	848	17	100
THM 97Q/ 006 A	0.0045	29	72	192	0.38	1.2608	6.14	0.1388	5.74	0.93	0.0659	2.18	838	48	828	51	802	18	104
THM 97Q/ 007 A	0.0021	26	62	171	0.36	1.2456	4.62	0.1369	4.42	0.96	0.0660	1.34	827	37	821	38	807	11	103
THM 97Q/ 008 A	0.0035	13	81	103	0.78	0.8356	3.50	0.1011	3.21	0.92	0.0599	1.39	621	20	617	22	602	8	103
THM 97Q/ 009 A	0.0023	22	46	177	0.26	1.0180	5.73	0.1170	5.20	0.91	0.0631	2.42	713	37	713	41	712	17	100
THM 97Q/ 001 B	0.0018	27	61	176	0.35	1.3730	4.47	0.1479	3.68	0.82	0.0673	2.54	889	33	877	39	848	22	105
THM 97Q/ 002 B	0.0017	31	82	249	0.33	0.9533	2.80	0.1122	2.36	0.84	0.0616	1.50	686	16	680	19	661	10	104
THM 97Q/ 004 B	0.0007	40	45	390	0.12	0.8113	2.28	0.0980	2.00	0.88	0.0600	1.10	603	12	603	14	604	7	100
THM 97Q/ 006 B	0.0023	13	33	108	0.30	1.1227	4.81	0.1257	4.35	0.91	0.0648	2.03	763	33	764	37	767	16	100
THM 97Q/ 007 B	0.0013	24	18	238	0.08	0.8229	6.52	0.0991	6.39	0.98	0.0602	1.29	609	39	610	40	611	8	100
THM 97Q/ 008 B	0.0013	79	23	786	0.03	0.8929	6.82	0.1058	6.54	0.96	0.0612	1.95	648	42	648	44	646	13	100
THM 97Q/ 009 B	0.0017	17	27	177	0.15	0.8003	2.77	0.0970	2.20	0.80	0.0598	1.68	597	13	597	17	597	10	100
THM 97Q/ 001 C	0.0039	27	81	219	0.37	1.2567	4.88	0.1346	4.56	0.93	0.0677	1.74	814	37	826	40	860	15	95
THM 97Q/ 002 C	0.0009	26	72	182	0.40	1.1990	2.76	0.1327	2.55	0.93	0.0655	1.05	803	21	800	22	792	8	101
THM 97Q/ 003 C	0.0024	13	82	113	0.72	0.8172	2.71	0.0987	2.25	0.83	0.0600	1.52	607	14	606	16	605	9	100
THM 97Q/ 004 C	0.0034	15	103	135	0.76	0.8146	4.96	0.0985	4.30	0.87	0.0600	2.46	605	26	605	30	604	15	100
THM 97Q/ 005 C	0.0093	27	76	184	0.41	1.1522	3.54	0.1283	3.33	0.94	0.0651	1.22	778	26	778	28	779	9	100
THM 97Q/ 006 C	0.0007	37	100	253	0.39	1.1615	4.63	0.1291	4.47	0.97	0.0652	1.21	783	35	783	36	782	9	100
THM 97Q/ 007 C	0.0031	47	204	345	0.59	1.2527	4.57	0.1365	4.02	0.88	0.0665	2.17	825	33	825	38	823	18	100

Spot number	f_{206}^a						Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
		Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/		1 s
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs		
THM 97Q/ 008 C	0.0022	23	45	238	0.19	0.8059	2.38	0.0975	1.89	0.79	0.0600	1.45	600	11	600	14	602	9	100	
THM 97Q/ 001 D	0.0010	37	172	347	0.50	0.8273	2.33	0.0997	1.92	0.82	0.0602	1.33	613	12	612	14	610	8	100	
THM 97Q/ 002 D	0.0009	32	97	224	0.43	1.0754	3.83	0.1212	3.59	0.94	0.0644	1.34	737	26	741	28	754	10	98	
THM 97Q/ 003 D	0.0014	26	46	250	0.19	0.8262	2.11	0.0994	1.71	0.81	0.0603	1.24	611	10	612	13	613	8	100	
THM 97Q/ 004 D	0.0048	56	250	391	0.64	1.2477	3.02	0.1359	2.75	0.91	0.0666	1.25	822	23	822	25	825	10	100	
THM 97Q/ 005 D	0.0010	60	221	542	0.41	0.8309	2.36	0.0998	1.92	0.81	0.0604	1.37	613	12	614	14	617	8	100	
THM 97Q/ 006 D	0.0010	45	135	301	0.45	1.2239	3.51	0.1354	3.29	0.94	0.0656	1.21	819	27	812	28	792	10	103	
THM 97Q/ 007 D	0.0019	34	116	318	0.36	0.8209	2.55	0.0987	2.17	0.85	0.0603	1.34	607	13	609	16	616	8	99	
THM 97Q/ 009 D	0.0012	25	39	248	0.16	0.8287	1.95	0.0998	1.58	0.81	0.0602	1.14	614	10	613	12	611	7	100	
THM 97Q/ 001 E	0.0024	30	48	297	0.16	0.8434	5.49	0.1011	4.79	0.87	0.0605	2.70	621	30	621	34	621	17	100	
THM 97Q/ 002 E	0.0008	62	231	392	0.59	1.1977	4.61	0.1322	4.47	0.97	0.0657	1.14	801	36	800	37	797	9	100	
THM 97Q/ 003 E	0.0027	38	117	241	0.48	1.2526	5.43	0.1366	4.84	0.89	0.0665	2.47	825	40	825	45	823	20	100	
THM 97Q/ 005 E	0.0012	35	60	331	0.18	0.8253	2.18	0.0993	1.78	0.81	0.0603	1.27	610	11	611	13	613	8	100	
THM 97Q/ 008 E	0.0044	24	77	181	0.42	1.2756	3.62	0.1384	3.32	0.92	0.0668	1.45	836	28	835	30	833	12	100	
THM 97Q/ 009 E	0.0038	32	59	253	0.23	1.1976	6.13	0.1319	5.80	0.95	0.0659	1.99	799	46	799	49	802	16	100	
THM 97Q/ 001 F	0.0013	30	63	211	0.30	1.2358	4.65	0.1363	4.40	0.95	0.0657	1.52	824	36	817	38	798	12	103	
THM 97Q/ 002 F	0.0039	72	91	512	0.18	1.2141	5.86	0.1316	5.59	0.96	0.0669	1.73	797	45	807	47	834	14	96	
THM 97Q/ 003 F	0.0045	40	80	332	0.24	1.2224	5.89	0.1349	4.68	0.80	0.0657	3.57	816	38	811	48	798	28	102	
THM 97Q/ 004 F	0.0036	51	141	311	0.45	1.3929	6.76	0.1474	6.53	0.97	0.0685	1.74	886	58	886	60	885	15	100	
THM 97Q/ 006 F	0.0012	23	33	216	0.15	0.8105	3.80	0.0979	3.62	0.95	0.0600	1.15	602	22	603	23	605	7	100	
THM 97Q/ 007 F	0.0063	49	122	397	0.31	1.0419	5.53	0.1173	4.23	0.77	0.0644	3.56	715	30	725	40	756	27	95	
THM 97Q/ 008 F	0.0022	33	73	335	0.22	0.8895	3.11	0.1047	2.67	0.86	0.0616	1.60	642	17	646	20	661	11	97	
THM 97Q/ 009 F	0.0013	35	87	242	0.36	1.1410	6.12	0.1273	5.93	0.97	0.0650	1.53	772	46	773	47	774	12	100	

Spot number	f_{206}^a	Isotope ratios ^c					Ages (Ma)						% Conc ^f						
		Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/		1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]		²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs
THM 97Q/ 001 G	0.0022	41	144	268	0.54	1.2651	4.71	0.1375	3.36	0.71	0.0667	3.30	831	28	830	39	829	27	100
THM 97Q/ 002 G	0.0023	52	136	351	0.39	1.3529	4.10	0.1457	3.88	0.95	0.0674	1.33	877	34	869	36	849	11	103
THM 97Q/ 003 G	0.0012	48	78	257	0.30	2.8620	5.87	0.2422	4.16	0.71	0.0857	4.14	1398	58	1372	81	1331	55	105
THM 97Q/ 004 G	0.0009	52	160	360	0.45	1.1920	3.76	0.1318	3.56	0.95	0.0656	1.21	798	28	797	30	794	10	100
THM 97Q/ 005 G	0.0008	48	63	469	0.13	0.8239	2.58	0.0997	2.26	0.88	0.0600	1.25	612	14	610	16	602	8	102
THM 97Q/ 006 G	0.0012	27	70	192	0.37	1.1846	1.89	0.1314	1.56	0.83	0.0654	1.06	796	12	793	15	787	8	101
THM 97Q/ 007 G	0.0007	50	107	364	0.29	1.2183	5.85	0.1348	5.71	0.98	0.0655	1.27	815	47	809	47	791	10	103
THM 97Q/ 008 G	0.0036	13	82	112	0.73	0.8452	3.44	0.1012	3.04	0.88	0.0606	1.62	622	19	622	21	624	10	100
THM 97Q/ 009 G	0.0011	37	124	270	0.46	1.0987	2.56	0.1232	2.29	0.90	0.0647	1.14	749	17	753	19	763	9	98
THM 97Q/ 002 H	0.0012	33	70	192	0.36	1.1307	3.53	0.1265	3.08	0.87	0.0648	1.73	768	24	768	27	769	13	100
THM 97Q/ 004 H	0.0028	21	167	161	1.04	0.8267	2.65	0.0996	2.33	0.88	0.0602	1.26	612	14	612	16	610	8	100
THM 97Q/ 005 H	0.0014	34	123	250	0.49	1.0681	6.94	0.1214	6.77	0.98	0.0638	1.51	738	50	738	51	736	11	100
THM 97Q/ 006 H	0.0019	19	106	151	0.70	0.8777	1.97	0.1054	1.65	0.84	0.0604	1.07	646	11	640	13	618	7	104
THM 97Q/ 007 H	0.0010	38	97	236	0.41	1.1728	5.92	0.1300	5.78	0.98	0.0654	1.26	788	46	788	47	788	10	100
THM 97Q/ 008 H	0.0028	26	80	186	0.43	1.0825	4.71	0.1199	4.53	0.96	0.0655	1.28	730	33	745	35	789	10	93
THM 97Q/ 009 H	0.0038	57	190	433	0.44	1.2574	6.50	0.1368	5.70	0.88	0.0666	3.13	827	47	827	54	827	26	100
THM 97Q/ 001 I	0.0018	24	65	180	0.36	1.1291	2.11	0.1268	1.69	0.80	0.0646	1.27	770	13	767	16	760	10	101
THM 97Q/ 002 I	0.0024	16	99	145	0.68	0.8176	1.98	0.0990	1.55	0.78	0.0599	1.23	608	9	607	12	600	7	101
THM 97Q/ 003 I	0.0016	41	99	278	0.36	1.2279	3.48	0.1347	2.70	0.78	0.0661	2.19	814	22	813	28	811	18	100
THM 97Q/ 004 I	0.0017	27	74	196	0.38	1.1703	2.40	0.1300	1.96	0.82	0.0653	1.39	788	15	787	19	784	11	100
THM 97Q/ 005 I	0.0024	24	74	167	0.45	1.2312	2.52	0.1353	2.08	0.82	0.0660	1.43	818	17	815	21	807	12	101
THM 97Q/ 006 I	0.0014	30	88	212	0.41	1.1654	5.59	0.1293	5.29	0.95	0.0654	1.79	784	41	784	44	787	14	100
THM 97Q/ 007 I	0.0010	38	92	354	0.26	0.8816	3.32	0.1058	3.16	0.95	0.0604	1.02	648	20	642	21	619	6	105

Spot number	f_{206}^a	Isotope ratios ^c					Ages (Ma)						% Conc ^f						
		Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/		1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]		²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs
THM 97Q/ 008 I	0.0017	52	174	347	0.50	1.2012	2.71	0.1325	2.11	0.78	0.0658	1.71	802	17	801	22	799	14	100
THM 97Q/ 009 I	0.0013	24	39	240	0.16	0.8111	1.96	0.0981	1.50	0.77	0.0600	1.26	603	9	603	12	603	8	100
THM 97Q/ 001 J	0.0036	30	104	270	0.39	1.0566	5.52	0.1202	4.79	0.87	0.0637	2.75	732	35	732	40	733	20	100
THM 97Q/ 002 J	0.0020	26	78	178	0.44	1.2108	2.63	0.1332	2.27	0.86	0.0659	1.33	806	18	806	21	804	11	100
THM 97Q/ 003 J	0.0026	23	41	225	0.18	0.8425	3.16	0.1011	2.75	0.87	0.0604	1.56	621	17	621	20	618	10	100
THM 97Q/ 004 J	0.0032	44	104	301	0.35	1.2258	3.86	0.1345	3.36	0.87	0.0661	1.91	813	27	812	31	810	15	100
THM 97Q/ 005 J	0.0019	46	108	341	0.32	1.1215	6.28	0.1256	6.07	0.97	0.0648	1.62	763	46	764	48	767	12	100
THM 97Q/ 006 J	0.0013	37	221	328	0.67	0.8071	2.42	0.0979	2.00	0.82	0.0598	1.37	602	12	601	15	597	8	101
THM 97Q/ 007 J	0.0020	38	129	266	0.49	1.1836	3.37	0.1308	3.10	0.92	0.0656	1.30	792	25	793	27	795	10	100
THM 97Q/ 009 J	0.0025	34	83	254	0.33	1.1889	6.26	0.1314	6.12	0.98	0.0656	1.33	796	49	795	50	794	11	100
THM 97Q/ 001 K	0.0019	30	98	291	0.34	0.8446	2.49	0.1013	2.00	0.80	0.0605	1.48	622	12	622	15	620	9	100
THM 97Q/ 002 K	0.0025	23	85	224	0.38	0.8405	2.00	0.1010	1.62	0.81	0.0604	1.18	620	10	619	12	617	7	100
THM 97Q/ 003 K	0.0038	22	51	173	0.30	1.1581	2.46	0.1295	2.19	0.89	0.0649	1.13	785	17	781	19	770	9	102
THM 97Q/ 004 K	0.0013	42	115	307	0.37	1.1938	3.02	0.1326	2.77	0.92	0.0653	1.19	802	22	798	24	784	9	102
THM 97Q/ 005 K	0.0018	22	48	171	0.28	1.0924	3.46	0.1233	2.90	0.84	0.0642	1.89	750	22	750	26	750	14	100
THM 97Q/ 006 K	0.0015	33	200	290	0.69	0.8112	2.76	0.0982	2.34	0.85	0.0599	1.47	604	14	603	17	601	9	100
THM 97Q/ 007 K	0.0011	29	108	274	0.39	0.8155	2.73	0.0985	2.43	0.89	0.0601	1.25	605	15	606	17	606	8	100
THM 97Q/ 008 K	0.0008	33	95	220	0.43	1.1763	3.77	0.1303	3.57	0.95	0.0655	1.21	790	28	790	30	789	10	100
THM 97Q/ 009 K	0.0021	30	51	287	0.18	0.8331	3.41	0.1001	2.84	0.83	0.0604	1.88	615	17	615	21	617	12	100
THM 97Q/ 001 L	0.0014	44	118	370	0.32	1.0462	3.36	0.1183	3.00	0.89	0.0641	1.52	721	22	727	24	746	11	97
THM 97Q/ 004 L	0.0012	38	92	264	0.35	1.1917	3.03	0.1324	2.72	0.90	0.0653	1.35	801	22	797	24	784	11	102
THM 97Q/ 005 L	0.0014	37	135	235	0.58	1.0671	6.96	0.1207	6.77	0.97	0.0641	1.60	735	50	737	51	745	12	99
THM 97Q/ 006 L	0.0056	27	51	222	0.23	1.2697	3.10	0.1377	2.35	0.76	0.0669	2.03	831	20	832	26	834	17	100

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f		
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s	%
						[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs		abs	abs
THM 97Q/ 007 L	0.0005	79	90	251	0.36	5.1524	6.54	0.3294	5.30	0.81	0.1134	3.83	1836	97	1845	121	1855	71	99	
THM 97Q/ 008 L	0.0012	46	119	306	0.39	1.2656	3.07	0.1392	2.51	0.82	0.0659	1.76	840	21	830	25	805	14	104	
THM 97Q/ 009 L	0.0010	40	113	385	0.29	0.8189	3.70	0.0989	3.37	0.91	0.0600	1.53	608	20	607	22	605	9	100	

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c							Ages (Ma)						% Conc ^f
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	
AFC 29 B 01	0.0025	10	7	95	0.07	0.8203	2.72	0.0990	2.18	0.80	0.0601	1.63	608	13	608	17	608	10	100
AFC 29 B 02	0.0016	17	111	128	0.86	0.8634	1.79	0.1031	1.06	0.59	0.0608	1.45	632	7	632	11	630	9	100
AFC 29 B 03	0.0017	23	44	56	0.77	4.8342	1.41	0.3187	1.07	0.76	0.1100	0.92	1783	19	1791	25	1800	17	99
AFC 29 B 04	0.0010	25	90	224	0.40	0.8407	1.44	0.1009	0.92	0.64	0.0604	1.11	620	6	620	9	619	7	100
AFC 29 B 05	0.0006	44	122	410	0.30	0.8372	1.92	0.1011	1.62	0.85	0.0600	1.02	621	10	618	12	605	6	103
AFC 29 B 06	0.0005	44	90	419	0.22	0.8141	1.50	0.0988	1.09	0.72	0.0598	1.04	607	7	605	9	595	6	102
AFC 29 B 07	0.0030	9	11	77	0.15	0.8549	2.74	0.1042	1.70	0.62	0.0595	2.14	639	11	627	17	585	13	109
AFC 29 B 08	0.0026	12	97	81	1.19	0.8573	2.66	0.1025	2.04	0.77	0.0606	1.71	629	13	629	17	626	11	100
AFC 29 B 09	0.0058	6	4	23	0.18	5.3844	5.98	0.3398	4.17	0.70	0.1149	4.28	1886	79	1882	113	1879	80	100
AFC 29 A 01	0.0027	39	246	287	0.86	1.0093	2.53	0.1164	1.90	0.75	0.0629	1.67	710	13	709	18	705	12	101
AFC 29 A 02	0.0023	13	82	104	0.79	0.8800	1.96	0.1051	1.57	0.80	0.0607	1.18	644	10	641	13	629	7	102
AFC 29 A 03	0.0017	17	102	130	0.79	1.0212	6.71	0.1171	2.97	0.44	0.0633	6.02	714	21	714	48	717	43	100
AFC 29 A 04	0.0008	40	65	366	0.18	0.8269	1.59	0.0999	1.31	0.82	0.0600	0.91	614	8	612	10	605	5	101
AFC 29 A 05	0.0020	21	88	184	0.48	0.8857	2.74	0.1054	2.47	0.90	0.0609	1.18	646	16	644	18	637	8	101
AFC 29 A 06	0.0023	16	123	113	1.09	0.8790	3.76	0.1044	3.26	0.87	0.0611	1.87	640	21	640	24	641	12	100
AFC 29 A 07	0.0028	13	84	105	0.80	0.8685	1.95	0.1036	1.06	0.54	0.0608	1.63	636	7	635	12	631	10	101
AFC 29 A 08	0.0009	25	122	207	0.59	0.8916	1.37	0.1062	0.98	0.72	0.0609	0.95	651	6	647	9	635	6	102
AFC 29 A 09	0.0012	23	135	186	0.73	0.8713	1.56	0.1043	0.84	0.54	0.0606	1.32	639	5	636	10	626	8	102

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 112/001A	0.0001	143	153	1264	0.12	0.8019	4.85	0.0971	4.68	0.97	0.0599	1.26	598	28	598	29	599	8	100
THM 112/002A	0.0012	124	147	1113	0.13	0.8075	5.04	0.0977	4.88	0.97	0.06	1.24	601	29	601	30	602	7	100
THM 112/003A	0.0007	109	112	1025	0.11	0.7994	5.17	0.0969	4.96	0.96	0.0598	1.45	596	30	597	31	597	9	100
THM 112/004A	0.0034	86	100	825	0.12	0.8184	3.74	0.0987	3.25	0.87	0.0601	1.85	607	20	607	23	609	11	100
THM 112/005A	0.0015	93	65	842	0.08	0.8595	2.34	0.1023	2.02	0.86	0.0609	1.18	628	13	630	15	637	8	99
THM 112/006A	0.0007	115	124	1132	0.11	0.8233	5.74	0.0992	5.57	0.97	0.0602	1.38	610	34	610	35	610	8	100
THM 112/007A	0.001	123	190	1279	0.15	0.8546	4.09	0.1022	3.63	0.89	0.0606	1.88	628	23	627	26	626	12	100
THM 112/009A	0.0005	113	128	1094	0.12	0.8277	6.51	0.0997	6.33	0.97	0.0602	1.5	612	39	612	40	612	9	100
THM 112/001B	0.0013	90	104	834	0.13	0.8243	4.17	0.0992	3.97	0.95	0.0602	1.25	610	24	610	25	612	8	100
THM 112/002B	0.0007	140	186	1279	0.15	0.8448	5.32	0.1018	5.18	0.97	0.0602	1.23	625	32	622	33	610	7	102
THM 112/003B	0.0013	68	63	636	0.10	0.9343	6.95	0.1095	5.43	0.78	0.0619	4.34	670	36	670	47	671	29	100
THM 112/004B	0.0014	103	129	954	0.14	0.8726	4.62	0.1039	4.48	0.97	0.0609	1.15	637	29	637	29	636	7	100
THM 112/005B	0.0012	85	113	774	0.15	0.8891	2.03	0.1055	1.67	0.82	0.0611	1.17	646	11	646	13	644	8	100
THM 112/006B	0.0007	79	100	743	0.13	0.8131	3.15	0.0982	2.83	0.90	0.0600	1.39	604	17	604	19	605	8	100
THM 112/007B	0.0022	39	40	417	0.10	0.8722	6.79	0.1038	6.06	0.89	0.0609	3.06	637	39	637	43	637	20	100
THM 112/008B	0.0032	23	48	319	0.15	0.8405	4.88	0.1009	4.60	0.94	0.0604	1.65	620	29	619	30	618	10	100
THM 112/009B	0.0009	63	128	733	0.17	0.8051	5.63	0.0976	5.39	0.96	0.0598	1.60	600	32	600	34	598	10	100
THM 112/001C	0.0030	24	137	218	0.63	0.8835	6.74	0.1049	6.53	0.97	0.0611	1.69	643	42	643	43	642	11	100
THM 112/002C	0.0013	54	102	646	0.16	0.8182	6.49	0.0988	6.31	0.97	0.0601	1.48	607	38	607	39	606	9	100
THM 112/003C	0.0006	70	89	720	0.12	0.8349	5.95	0.1004	5.81	0.98	0.0603	1.25	617	36	616	37	614	8	100
THM 112/004C	0.0009	68	73	669	0.11	0.8320	1.58	0.1001	1.00	0.64	0.0603	1.22	615	6	615	10	613	7	100
THM 112/005C	0.0016	64	73	638	0.12	0.8735	2.50	0.1040	2.00	0.80	0.0609	1.50	638	13	637	16	635	10	100
THM 112/006C	0.0011	62	55	635	0.09	0.8153	2.75	0.0984	2.39	0.87	0.0601	1.36	605	14	605	17	606	8	100

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f		
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs	%
THM 112/007C	0.0012	88	105	890	0.12	0.8341	5.81	0.1003	5.60	0.96	0.0603	1.54	616	35	616	36	615	9	100	
THM 112/008C	0.0021	42	309	363	0.85	0.8567	4.10	0.1023	3.53	0.86	0.0607	2.08	628	22	628	26	629	13	100	
THM 112/009C	0.0029	105	170	1077	0.16	0.9253	5.92	0.1087	5.45	0.92	0.0618	2.31	665	36	665	39	666	15	100	
THM 112/001D	0.0012	70	83	757	0.11	0.8102	4.58	0.0979	4.37	0.95	0.0600	1.39	602	26	603	28	604	8	100	
THM 112/002D	0.0019	50	209	504	0.41	0.8702	6.58	0.1037	6.41	0.97	0.0608	1.51	636	41	636	42	634	10	100	
THM 112/003D	0.0030	67	79	680	0.12	0.9775	4.14	0.1133	3.55	0.86	0.0626	2.13	692	25	692	29	693	15	100	
THM 112/004D	0.0018	64	77	659	0.12	0.8181	6.28	0.0987	6.07	0.97	0.0601	1.60	607	37	607	38	607	10	100	
THM 112/006D	0.0013	94	152	1012	0.15	0.8301	6.89	0.0999	6.74	0.98	0.0602	1.43	614	41	614	42	612	9	100	
THM 112/007D	0.0022	86	64	914	0.07	0.9795	6.50	0.1136	5.69	0.88	0.0626	3.13	693	39	693	45	693	22	100	
THM 112/008D	0.0022	67	83	659	0.13	0.8594	6.97	0.1027	6.77	0.97	0.0607	1.64	630	43	630	44	628	10	100	
THM 112/009D	0.0044	78	87	749	0.12	0.9313	3.92	0.1094	2.64	0.67	0.0618	2.91	669	18	668	26	666	19	100	

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 60_1 (A) 01	0.0021	31	176	248	0.71	0.8615	3.17	0.1032	2.69	0.85	0.0606	1.67	633	17	631	20	624	10	101
THM 60_1 (A) 02	0.0024	54	339	424	0.80	0.8571	2.94	0.1024	2.40	0.82	0.0607	1.70	628	15	629	18	630	11	100
THM 60_1 (A) 03	0.0030	27	190	213	0.89	0.8425	3.49	0.1010	2.94	0.84	0.0605	1.89	620	18	621	22	622	12	100
THM 60_1 (A) 04	0.0046	21	72	180	0.40	0.8946	2.53	0.1053	1.93	0.76	0.0616	1.64	645	12	649	16	661	11	98
THM 60_1 (A) 05	0.0030	31	216	251	0.86	0.8571	4.62	0.1022	4.34	0.94	0.0608	1.58	628	27	629	29	632	10	99
THM 60_1 (A) 06	0.0021	32	163	257	0.64	0.8705	3.01	0.1039	2.56	0.85	0.0607	1.59	638	16	636	19	630	10	101
THM 60_1 (A) 08	0.0044	16	44	138	0.32	0.8420	2.90	0.1013	1.85	0.64	0.0603	2.23	622	12	620	18	614	14	101
THM 60_1 (A) 09	0.0030	39	232	317	0.73	0.8659	3.78	0.1038	3.42	0.90	0.0605	1.61	637	22	633	24	621	10	102
THM 60_1 (B) 01	0.0032	51	215	387	0.56	0.8566	2.60	0.1026	1.93	0.74	0.0605	1.75	630	12	628	16	623	11	101
THM 60_1 (B) 02	0.0022	73	352	550	0.64	0.8727	2.71	0.1042	2.15	0.79	0.0607	1.65	639	14	637	17	630	10	102
THM 60_1 (B) 03	0.0055	29	234	203	1.15	0.8328	3.28	0.0996	2.64	0.80	0.0606	1.95	612	16	615	20	627	12	98
THM 60_1 (B) 04	0.0018	83	340	613	0.56	0.9057	2.61	0.1072	2.09	0.80	0.0613	1.57	657	14	655	17	648	10	101
THM 60_1 (B) 05	0.0100	18	88	129	0.68	0.8216	4.38	0.0989	3.41	0.78	0.0602	2.74	608	21	609	27	612	17	99
THM 60_1 (B) 06	0.0030	50	294	368	0.80	0.8541	2.97	0.1025	2.35	0.79	0.0604	1.81	629	15	627	19	618	11	102
THM 60_1 (B) 07	0.0032	40	208	285	0.73	0.8989	2.36	0.1069	1.79	0.76	0.0610	1.54	655	12	651	15	639	10	102
THM 60_1 (B) 08	0.0040	44	176	329	0.54	0.8371	2.58	0.1009	1.87	0.72	0.0602	1.79	620	12	618	16	610	11	102
THM 60_1 (B) 09	0.0029	46	168	362	0.46	0.9086	3.50	0.1071	2.27	0.65	0.0615	2.67	656	15	656	23	658	18	100
THM 60_1 (C) 01	0.0053	24	145	173	0.83	0.8505	3.23	0.1016	2.37	0.73	0.0607	2.20	624	15	625	20	630	14	99
THM 60_1 (C) 02	0.0047	49	300	340	0.88	0.8493	3.95	0.1015	3.37	0.85	0.0607	2.06	623	21	624	25	628	13	99
THM 60_1 (C) 03	0.0030	51	142	410	0.35	0.8762	2.76	0.1050	2.32	0.84	0.0605	1.51	643	15	639	18	623	9	103
THM 60_1 (C) 04	0.0023	52	220	407	0.54	0.8961	2.69	0.1073	2.09	0.78	0.0606	1.69	657	14	650	18	624	11	105
THM 60_1 (C) 05	0.0055	28	165	210	0.79	0.8576	4.21	0.1028	3.33	0.79	0.0605	2.57	631	21	629	26	622	16	101

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 60_1 (C) 06	0.0046	36	300	247	1.21	0.8595	3.89	0.1032	3.31	0.85	0.0604	2.04	633	21	630	24	618	13	102
THM 60_1 (C) 07	0.0037	38	186	302	0.62	0.8885	3.38	0.1066	2.72	0.80	0.0604	2.01	653	18	646	22	620	12	105
THM 60_1 (C) 08	0.0050	17	78	141	0.56	0.8645	4.45	0.1030	3.43	0.77	0.0608	2.83	632	22	633	28	634	18	100
THM 60_1 (C) 09	0.0050	23	70	195	0.36	0.8412	3.10	0.1015	2.32	0.75	0.0601	2.06	623	14	620	19	608	13	102
THM 60_1 (D) 01	0.0026	49	955	308	3.10	0.8457	3.69	0.1017	3.12	0.84	0.0603	1.98	624	19	622	23	616	12	101
THM 60_1 (D) 02	0.0024	103	1284	860	1.49	0.8639	5.44	0.1031	5.12	0.94	0.0608	1.83	632	32	632	34	632	12	100
THM 60_1 (D) 03	0.0051	24	400	161	2.49	0.8618	3.43	0.1032	2.90	0.84	0.0606	1.84	633	18	631	22	625	12	101
THM 60_1 (D) 04	0.0048	32	440	233	1.89	0.8461	3.33	0.1019	2.62	0.78	0.0602	2.07	626	16	622	21	611	13	102
THM 60_1 (D) 05	0.0021	39	183	314	0.58	0.8336	3.21	0.1008	2.28	0.71	0.0600	2.26	619	14	616	20	604	14	102
THM 60_1 (D) 06	0.0046	24	314	191	1.64	0.8335	4.10	0.1002	3.40	0.83	0.0604	2.29	615	21	616	25	616	14	100
THM 60_1 (D) 07	0.0045	26	309	192	1.61	0.8317	4.28	0.0999	3.44	0.81	0.0604	2.54	614	21	615	26	618	16	99
THM 60_1 (D) 08	0.0020	49	592	374	1.58	0.8469	2.75	0.1019	2.19	0.80	0.0603	1.66	625	14	623	17	614	10	102
THM 60_1 (D) 09	0.0028	34	411	266	1.55	0.8698	2.95	0.1046	2.24	0.76	0.0603	1.92	641	14	635	19	614	12	104
THM 60_1 (E) 01	0.0041	46	732	318	2.30	0.8229	3.40	0.0991	2.70	0.79	0.0602	2.08	609	16	610	21	611	13	100
THM 60_1 (E) 02	0.0044	54	996	353	2.82	0.8594	3.34	0.1020	2.84	0.85	0.0611	1.77	626	18	630	21	643	11	97
THM 60_1 (E) 03	0.0053	22	242	170	1.42	0.8434	5.49	0.1005	4.84	0.88	0.0609	2.59	617	30	621	34	634	16	97
THM 60_1 (E) 04	0.0027	24	158	203	0.78	0.8518	2.66	0.1024	2.02	0.76	0.0603	1.72	628	13	626	17	616	11	102
THM 60_1 (E) 05	0.0055	13	38	116	0.33	0.8383	3.18	0.1018	2.28	0.72	0.0597	2.21	625	14	618	20	593	13	105
THM 60_1 (E) 06	0.0052	28	321	212	1.51	0.8697	3.44	0.1042	2.42	0.70	0.0605	2.45	639	15	635	22	623	15	103
THM 60_1 (E) 07	0.0051	24	310	169	1.84	0.8407	3.63	0.1007	2.83	0.78	0.0605	2.28	619	18	620	23	622	14	99
THM 60_1 (E) 08	0.0032	24	167	200	0.83	0.8621	3.16	0.1036	2.12	0.67	0.0603	2.35	636	13	631	20	616	14	103
THM 60_1 (E) 09	0.0040	19	99	153	0.64	0.8784	3.10	0.1052	2.19	0.71	0.0606	2.19	645	14	640	20	624	14	103

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 60 (2) B 01	0.0034	36	50	113	0.44	6.4480	3.27	0.3705	1.62	0.50	0.1262	2.84	2032	33	2039	67	2046	58	99
THM 60 (2) B 02	0.0028	31	110	269	0.41	0.9119	2.63	0.1074	2.22	0.84	0.0616	1.41	657	15	658	17	660	9	100
THM 60 (2) B 03	0.0029	33	238	248	0.96	0.8576	3.19	0.1024	2.47	0.78	0.0607	2.01	629	16	629	20	630	13	100
THM 60 (2) B 04	0.0014	14	121	97	1.25	0.8861	3.61	0.1052	2.46	0.68	0.0611	2.64	645	16	644	23	642	17	100
THM 60 (2) B 05	0.0037	34	173	251	0.69	1.0232	5.85	0.1170	5.60	0.96	0.0634	1.69	713	40	715	42	723	12	99
THM 60 (2) B 06	0.0028	21	151	171	0.88	0.8256	2.42	0.0993	2.03	0.84	0.0603	1.32	610	12	611	15	615	8	99
THM 60 (2) B 07	0.0041	21	97	175	0.55	0.9983	6.03	0.1153	5.89	0.98	0.0628	1.26	704	41	703	42	701	9	100
THM 60 (2) B 09	0.0068	19	132	149	0.88	0.9707	2.08	0.1119	1.39	0.67	0.0629	1.56	684	9	689	14	706	11	97
THM 60 (2) C 01	0.0052	22	122	191	0.64	0.8757	3.00	0.1042	2.72	0.91	0.0610	1.26	639	17	639	19	638	8	100
THM 60 (2) C 02	0.0028	57	365	473	0.77	0.8913	3.64	0.1055	3.30	0.91	0.0613	1.54	647	21	647	24	648	10	100
THM 60 (2) C 03	0.0021	27	329	191	1.72	0.9241	3.54	0.1087	2.48	0.70	0.0617	2.52	665	17	665	24	663	17	100
THM 60 (2) C 04	0.0041	22	114	190	0.60	0.8829	4.02	0.1049	3.52	0.88	0.0610	1.94	643	23	643	26	641	12	100
THM 60 (2) C 05	0.0038	18	129	140	0.92	0.8660	3.55	0.1029	2.77	0.78	0.0610	2.22	631	17	633	22	640	14	99
THM 60 (2) C 06	0.0039	36	166	344	0.48	0.8955	6.87	0.1054	5.91	0.86	0.0616	3.50	646	38	649	45	662	23	98
THM 60 (2) C 08	0.0052	48	150	462	0.32	0.8799	3.19	0.1047	2.93	0.92	0.0609	1.27	642	19	641	20	637	8	101
THM 60 (2) C 09	0.0027	62	467	491	0.95	0.8725	2.87	0.1035	2.58	0.90	0.0611	1.25	635	16	637	18	644	8	99
THM 60 (3) D 01	0.0037	39	317	324	0.98	1.1928	3.01	0.1318	2.69	0.89	0.0656	1.34	798	21	797	24	795	11	100
THM 60 (3) D 02	0.0040	12	167	87	1.92	0.8600	3.81	0.1024	2.60	0.68	0.0609	2.79	629	16	630	24	635	18	99
THM 60 (3) D 03	0.0050	36	226	304	0.74	0.8391	3.21	0.1003	2.64	0.82	0.0607	1.83	616	16	619	20	628	12	98
THM 60 (3) D 04	0.0051	13	92	104	0.88	0.8881	3.47	0.1050	2.55	0.74	0.0613	2.35	644	16	645	22	650	15	99
THM 60 (3) D 05	0.0025	26	374	178	2.10	0.8229	2.89	0.0991	2.43	0.84	0.0602	1.57	609	15	610	18	612	10	100
THM 60 (3) D 06	0.0015	28	370	213	1.73	0.8490	2.65	0.1011	2.08	0.78	0.0609	1.65	621	13	624	17	637	11	98
THM 60 (3) D 07	0.0049	11	144	79	1.82	0.8347	3.71	0.0998	2.38	0.64	0.0607	2.84	613	15	616	23	628	18	98
THM 60 (3) D 09	0.0036	48	397	378	1.05	0.8122	4.20	0.0976	3.83	0.91	0.0604	1.74	600	23	604	25	616	11	97

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
TR-04 (A) 01	0.0022	43	234	243	0.96	1.1759	2.35	0.1305	1.60	0.68	0.0653	1.72	791	13	789	19	785	14	101
TR-04 (A) 02	0.0019	36	58	139	0.42	3.3441	6.46	0.2600	3.80	0.59	0.0933	5.22	1490	57	1491	96	1494	78	100
TR-04 (A) 03	0.0011	57	112	543	0.21	0.7995	3.13	0.0975	2.62	0.84	0.0595	1.71	600	16	597	19	585	10	102
TR-04 (A) 05	0.0013	29	104	174	0.60	1.1389	2.31	0.1290	1.63	0.71	0.0641	1.63	782	13	772	18	743	12	105
TR-04 (A) 06	0.0006	87	124	224	0.55	6.7543	2.06	0.3841	1.85	0.90	0.1275	0.91	2096	39	2080	43	2064	19	102
TR-04 (A) 07	0.0020	39	263	293	0.90	0.8607	2.06	0.1035	1.48	0.72	0.0603	1.43	635	9	631	13	615	9	103
TR-04 (A) 08	0.0025	23	159	160	0.99	0.8374	2.37	0.1007	1.39	0.59	0.0603	1.92	618	9	618	15	616	12	100
TR-04 (A) 09	0.0023	42	150	267	0.56	1.1981	2.90	0.1320	2.37	0.82	0.0659	1.68	799	19	800	23	802	13	100
TR-04 (B) 01	0.0026	29	306	205	1.49	0.8918	2.55	0.1056	1.69	0.67	0.0613	1.90	647	11	647	16	649	12	100
TR-04 (B) 02	0.0032	28	358	192	1.87	0.8394	2.44	0.1009	1.71	0.70	0.0603	1.74	620	11	619	15	616	11	101
TR-04 (B) 03	0.0029	32	146	205	0.71	1.2074	2.33	0.1328	1.55	0.67	0.0659	1.73	804	12	804	19	804	14	100
TR-04 (B) 04	0.0014	34	326	261	1.25	0.8495	2.53	0.1015	1.72	0.68	0.0607	1.85	623	11	624	16	630	12	99
TR-04 (B) 05	0.0039	31	80	214	0.37	1.4683	2.29	0.1521	1.40	0.61	0.0700	1.81	913	13	917	21	928	17	98
TR-04 (B) 06	0.0021	74	206	229	0.90	5.3770	1.31	0.3389	0.99	0.76	0.1151	0.85	1881	19	1881	25	1881	16	100
TR-04 (B) 07	0.0009	59	70	519	0.13	0.9431	1.90	0.1094	1.48	0.78	0.0625	1.20	669	10	675	13	692	8	97
TR-04 (B) 08	0.0041	34	181	149	1.21	2.6538	3.60	0.2258	3.12	0.87	0.0853	1.79	1312	41	1316	47	1321	24	99
TR-04 (B) 09	0.0040	11	78	87	0.90	0.8420	3.68	0.1009	1.94	0.53	0.0605	3.13	620	12	620	23	622	19	100
TR-04 (C) 01	0.0046	9	47	61	0.77	0.8731	6.88	0.1045	4.66	0.68	0.0606	5.06	641	30	637	44	625	32	102
TR-04 (C) 02	0.0049	7	26	34	0.77	1.6309	6.30	0.1645	4.98	0.79	0.0719	3.87	982	49	982	62	984	38	100
TR-04 (C) 03	0.0020	49	56	439	0.13	0.8798	2.63	0.1053	1.84	0.70	0.0606	1.87	645	12	641	17	626	12	103
TR-04 (C) 04	0.0011	117	209	301	0.69	4.7861	1.87	0.3220	1.46	0.78	0.1078	1.17	1800	26	1782	33	1762	21	102
TR-04 (C) 05	0.0012	85	40	841	0.05	0.8444	2.24	0.1022	1.69	0.75	0.0600	1.47	627	11	622	14	602	9	104

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
TR-04 © 06	0.0049	18	79	111	0.71	1.2055	3.27	0.1333	1.95	0.60	0.0656	2.63	807	16	803	26	793	21	102
TR-04 © 07	0.0009	112	146	377	0.39	3.4967	1.89	0.2687	1.55	0.82	0.0944	1.08	1534	24	1526	29	1516	16	101
TR-04 © 08	0.0029	29	17	261	0.06	1.1972	3.14	0.1336	2.08	0.66	0.0650	2.35	808	17	799	25	775	18	104
TR-04 © 09	0.0025	19	137	143	0.96	0.8876	3.63	0.1057	1.70	0.47	0.0609	3.20	648	11	645	23	636	20	102
TR-04 (D) 01	0.0041	14	50	109	0.46	0.8587	3.72	0.1027	2.98	0.80	0.0606	2.23	630	19	629	23	625	14	101
TR-04 (D) 02	0.0018	73	85	443	0.19	1.4904	4.27	0.1545	3.87	0.91	0.0700	1.81	926	36	926	40	927	17	100
TR-04 (D) 03	0.0022	47	95	98	0.97	5.1548	1.98	0.3390	1.63	0.82	0.1103	1.12	1882	31	1845	37	1804	20	104
TR-04 (D) 04	0.0040	18	41	117	0.35	1.2658	3.18	0.1391	2.23	0.70	0.0660	2.26	840	19	830	26	806	18	104
TR-04 (D) 05	0.0014	60	61	254	0.24	2.3439	2.39	0.2136	2.01	0.84	0.0796	1.28	1248	25	1226	29	1187	15	105
TR-04 (D) 06	0.0013	150	125	275	0.45	12.8813	1.66	0.5170	1.47	0.89	0.1807	0.77	2686	40	2671	44	2659	20	101
TR-04 (D) 07	0.0017	48	99	188	0.53	2.2668	2.39	0.2092	1.91	0.80	0.0786	1.44	1225	23	1202	29	1161	17	105
TR-04 (D) 08	0.0016	52	52	257	0.20	1.7444	2.51	0.1715	1.63	0.65	0.0738	1.91	1020	17	1025	26	1035	20	99
TR-04 (D) 09	0.0021	13	59	101	0.59	0.8972	4.32	0.1061	2.86	0.66	0.0613	3.24	650	19	650	28	650	21	100
TR-04 (E) 01	0.0043	25	139	178	0.78	0.8757	4.50	0.1036	3.74	0.83	0.0613	2.51	636	24	639	29	649	16	98
TR-04 (E) 02	0.0014	61	230	477	0.48	0.8800	3.91	0.1051	3.53	0.90	0.0607	1.69	644	23	641	25	629	11	102
TR-04 (E) 03	0.0048	11	29	87	0.33	0.9304	4.76	0.1095	3.85	0.81	0.0616	2.79	670	26	668	32	660	18	101
TR-04 (E) 05	0.0030	30	32	78	0.42	4.5188	2.63	0.3074	2.17	0.82	0.1066	1.49	1728	37	1734	46	1742	26	99
TR-04 (E) 06	0.0009	76	89	197	0.45	4.9345	2.58	0.3214	2.23	0.87	0.1114	1.29	1796	40	1808	47	1822	23	99
TR-04 (E) 07	0.0047	24	27	196	0.14	1.0955	5.08	0.1236	4.38	0.86	0.0643	2.59	751	33	751	38	751	19	100
TR-04 (E) 08	0.0020	38	9	362	0.03	0.8906	4.03	0.1059	3.40	0.84	0.0610	2.17	649	22	647	26	638	14	102
TR-04 (E) 09	0.0015	76	52	130	0.40	10.8568	2.08	0.4662	1.67	0.80	0.1689	1.25	2467	41	2511	52	2547	32	97
TR-04 (F) 01	0.0032	16	40	104	0.39	1.2389	3.33	0.1370	2.26	0.68	0.0656	2.45	828	19	818	27	793	19	104

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
TR-04 (F) 02	0.0041	22	54	143	0.38	1.2625	3.08	0.1389	2.46	0.80	0.0659	1.85	839	21	829	26	803	15	104
TR-04 (F) 03	0.0029	32	73	277	0.26	0.8490	3.82	0.1020	2.93	0.77	0.0604	2.45	626	18	624	24	617	15	101
TR-04 (F) 04	0.0036	24	83	204	0.41	0.8227	4.86	0.0995	4.30	0.88	0.0600	2.26	612	26	610	30	602	14	102
TR-04 (F) 05	0.0045	19	50	169	0.30	0.8135	3.35	0.0987	2.54	0.76	0.0597	2.18	607	15	604	20	595	13	102
TR-04 (F) 06	0.0046	16	45	130	0.34	0.8468	4.12	0.1010	3.40	0.83	0.0608	2.33	620	21	623	26	633	15	98
TR-04 (F) 07	0.0018	42	111	272	0.41	1.1668	5.41	0.1299	4.90	0.91	0.0651	2.29	788	39	785	42	778	18	101
TR-04 (F) 08	0.0050	13	43	103	0.42	0.8178	4.74	0.0989	3.07	0.65	0.0600	3.61	608	19	607	29	603	22	101
TR-04 (F) 09	0.0026	37	35	247	0.14	1.2178	2.68	0.1349	2.21	0.82	0.0655	1.52	816	18	809	22	790	12	103
TR-04 (G) 01	0.0037	22	104	176	0.59	0.8223	3.77	0.0992	2.86	0.76	0.0601	2.46	610	17	609	23	608	15	100
TR-04 (G) 02	0.0028	42	258	275	0.94	0.8373	3.24	0.1011	2.66	0.82	0.0601	1.85	621	17	618	20	606	11	102
TR-04 (G) 04	0.0020	35	144	282	0.51	0.8248	2.97	0.1000	2.45	0.83	0.0598	1.68	614	15	611	18	597	10	103
TR-04 (G) 05	0.0042	19	93	137	0.68	0.8754	3.30	0.1048	2.36	0.71	0.0606	2.31	642	15	638	21	625	14	103
TR-04 (G) 06	0.0046	22	95	164	0.58	0.8688	4.18	0.1040	2.44	0.58	0.0606	3.40	638	16	635	27	624	21	102
TR-04 (G) 07	0.0036	27	65	225	0.29	0.8487	3.97	0.1021	3.46	0.87	0.0603	1.95	626	22	624	25	615	12	102
TR-04 (G) 08	0.0044	21	105	164	0.64	0.8276	3.83	0.1004	3.14	0.82	0.0598	2.19	617	19	612	23	595	13	104
TR-04 (G) 09	0.0045	17	83	119	0.70	0.9177	3.67	0.1080	2.53	0.69	0.0616	2.65	661	17	661	24	661	18	100
TR-04 (H) 01	0.0029	28	111	261	0.42	0.8120	3.24	0.0982	2.33	0.72	0.0600	2.26	604	14	604	20	603	14	100
TR-04 (H) 03	0.0010	38	137	382	0.36	0.8227	2.32	0.0994	1.55	0.67	0.0600	1.73	611	9	610	14	604	10	101
TR-04 (H) 04	0.0035	16	86	103	0.83	1.1845	3.00	0.1314	2.00	0.67	0.0654	2.24	796	16	793	24	787	18	101
TR-04 (H) 05	0.0024	35	136	261	0.52	1.0973	2.89	0.1241	2.16	0.75	0.0642	1.93	754	16	752	22	747	14	101
TR-04 (H) 06	0.0022	70	1396	467	2.99	0.8487	2.70	0.1021	1.94	0.72	0.0603	1.88	627	12	624	17	613	12	102
TR-04 (H) 07	0.0019	64	562	444	1.27	0.9483	2.35	0.1108	1.60	0.68	0.0621	1.73	678	11	677	16	676	12	100

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
TR-04 (H) 08	0.0030	26	255	219	1.17	0.8109	3.30	0.0982	2.64	0.80	0.0599	1.98	604	16	603	20	599	12	101
TR-04 (H) 09	0.0042	19	167	150	1.12	0.9339	6.25	0.1106	5.98	0.96	0.0612	1.83	676	40	670	42	647	12	104
TR-04 (I) 01	0.0026	30	99	157	0.63	2.2081	2.04	0.2013	1.21	0.59	0.0796	1.64	1182	14	1184	24	1186	19	100
TR-04 (I) 02	0.0036	24	89	217	0.41	1.0230	3.79	0.1179	1.98	0.52	0.0629	3.23	719	14	715	27	706	23	102
TR-04 (I) 03	0.0048	19	207	143	1.45	0.8898	2.62	0.1052	1.84	0.70	0.0613	1.86	645	12	646	17	650	12	99
TR-04 (I) 04	0.0023	27	92	181	0.51	1.4453	2.70	0.1520	1.80	0.67	0.0690	2.01	912	16	908	25	898	18	102
TR-04 (I) 05	0.0033	26	66	238	0.28	0.9412	2.81	0.1094	1.62	0.57	0.0624	2.30	669	11	674	19	688	16	97
TR-04 (I) 06	0.0028	28	63	54	1.17	7.4724	3.80	0.4076	3.56	0.94	0.1330	1.33	2204	78	2170	83	2138	29	103
TR-04 (I) 07	0.0013	71	77	698	0.11	0.8108	2.19	0.0984	1.37	0.62	0.0598	1.72	605	8	603	13	596	10	101
TR-04 (I) 08	0.0028	37	402	283	1.42	0.8807	2.37	0.1052	1.58	0.67	0.0607	1.77	645	10	641	15	629	11	102
TR-04 (I) 09	0.0026	32	360	245	1.47	0.8822	2.22	0.1053	1.53	0.69	0.0607	1.62	646	10	642	14	630	10	102
TR-04 (J) 01	0.0011	54	218	299	0.73	1.6937	3.97	0.1689	3.30	0.83	0.0727	2.20	1006	33	1006	40	1007	22	100
TR-04 (J) 02	0.0017	42	47	183	0.25	2.5674	2.68	0.2254	2.28	0.85	0.0826	1.41	1310	30	1291	35	1260	18	104
TR-04 (J) 03	0.0021	38	119	168	0.71	2.2626	2.34	0.2074	1.58	0.67	0.0791	1.73	1215	19	1201	28	1175	20	103
TR-04 (J) 04	0.0038	17	145	151	0.96	0.8694	3.06	0.1044	2.21	0.72	0.0604	2.12	640	14	635	19	619	13	103
TR-04 (J) 05	0.0016	39	641	289	2.22	0.8968	2.23	0.1067	1.60	0.72	0.0610	1.56	653	10	650	15	639	10	102
TR-04 (J) 06	0.0019	65	967	478	2.02	0.9030	3.02	0.1068	2.15	0.71	0.0613	2.12	654	14	653	20	650	14	101
TR-04 (J) 07	0.0044	35	157	116	1.36	3.5309	2.40	0.2694	1.97	0.82	0.0951	1.37	1538	30	1534	37	1530	21	101
TR-04 (J) 08	0.0038	62	58	580	0.10	1.0933	2.76	0.1236	1.49	0.54	0.0641	2.32	751	11	750	21	746	17	101
TR-04 (J) 09	0.0039	15	191	109	1.75	0.9152	2.76	0.1083	1.90	0.69	0.0613	2.01	663	13	660	18	650	13	102

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 s [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 s abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 s abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb		1 s abs
TR- 05 (A) 01	0.0028	23	0	233	0.00	0.8454	1.81	0.1008	1.24	0.68	0.0609	1.32	619	8	622	11	634	8	98
TR- 05 (A) 02	0.0012	81	91	212	0.43	5.6390	2.86	0.3474	2.65	0.93	0.1177	1.08	1922	51	1922	55	1922	21	100
TR- 05 (A) 03	0.0032	33	232	271	0.86	0.8378	2.44	0.1003	2.02	0.83	0.0606	1.37	616	12	618	15	625	9	98
TR- 05 (A) 04	0.0051	12	35	84	0.41	1.1879	1.79	0.1295	1.35	0.75	0.0665	1.18	785	11	795	14	824	10	95
TR- 05 (A) 05	0.0043	20	33	54	0.61	5.0489	2.07	0.3284	1.72	0.83	0.1115	1.15	1831	31	1828	38	1824	21	100
TR- 05 (A) 06	0.0014	7	2	81	0.02	0.9796	3.65	0.1128	1.67	0.46	0.0630	3.25	689	12	693	25	707	23	98
TR- 05 (A) 08	0.0031	32	283	240	1.18	0.9796	3.59	0.1129	3.31	0.92	0.0629	1.40	689	23	693	25	706	10	98
TR- 05 (A) 09	0.0033	16	96	140	0.69	0.8118	2.92	0.0976	2.40	0.82	0.0603	1.67	601	14	603	18	614	10	98
TR- 05 (B) 01	0.0037	32	214	229	0.93	0.8842	1.72	0.1058	1.14	0.66	0.0606	1.29	648	7	643	11	626	8	103
TR- 05 (B) 02	0.0021	56	222	452	0.49	0.8757	2.03	0.1051	1.52	0.75	0.0604	1.35	644	10	639	13	619	8	104
TR- 05 (B) 04	0.0011	100	93	931	0.10	0.9158	2.18	0.1075	1.68	0.77	0.0618	1.39	658	11	660	14	667	9	99
TR- 05 (B) 05	0.0023	53	353	393	0.90	0.8476	3.78	0.1015	3.43	0.91	0.0605	1.59	623	21	623	24	623	10	100
TR- 05 (B) 06	0.0025	42	207	345	0.60	0.8606	3.08	0.1035	1.88	0.61	0.0603	2.44	635	12	630	19	614	15	103
TR- 05 (B) 07	0.0037	32	44	310	0.14	0.8333	3.50	0.1006	3.11	0.89	0.0601	1.61	618	19	615	22	606	10	102
TR- 05 (B) 08	0.0046	34	34	84	0.41	5.5593	2.62	0.3440	2.38	0.91	0.1172	1.09	1906	45	1910	50	1914	21	100

Spot number	f^{206a}	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 259 (A) 1	0.001 6	112	766	612	1.25	1.2755	3.56	0.1385	2.97	0.83	0.0668	1.96	836	25	835	30	832	16	100
THM 259 (A) 2	0.003 1	65	322	386	0.83	1.3064	3.40	0.1408	2.97	0.88	0.0673	1.64	849	25	849	29	847	14	100
THM 259 (A) 4	0.002 0	61	187	116	1.61	7.0033	2.12	0.3753	1.95	0.92	0.1353	0.84	2055	40	2112	45	2168	18	95
THM 259 (A) 5	0.002 6	32	98	228	0.43	1.1328	2.88	0.1265	2.48	0.86	0.0650	1.45	768	19	769	22	773	11	99
THM 259 (A) 6	0.002 2	48	289	313	0.93	1.1866	3.82	0.1308	3.53	0.92	0.0658	1.48	792	28	794	30	800	12	99
THM 259 (A) 7	0.002 2	55	132	374	0.35	1.4163	2.31	0.1484	1.85	0.80	0.0692	1.38	892	16	896	21	905	12	99
THM 259 (A) 8	0.002 2	58	348	376	0.92	1.1741	3.35	0.1300	2.93	0.88	0.0655	1.62	788	23	789	26	790	13	100
THM 259 (A) 9	0.001 2	61	9	614	0.02	0.8344	2.68	0.0988	2.34	0.87	0.0613	1.31	607	14	616	17	649	8	94
THM 259 (B) 1	0.003 5	44	101	295	0.34	1.3062	2.56	0.1397	2.15	0.84	0.0678	1.40	843	18	848	22	863	12	98
THM 259 (B) 2	0.004 2	74	212	445	0.48	1.5420	2.39	0.1565	1.95	0.81	0.0715	1.40	937	18	947	23	971	14	97
THM 259 (B) 3	0.001 8	71	98	509	0.19	1.1895	2.63	0.1317	2.13	0.81	0.0655	1.54	798	17	796	21	791	12	101
THM 259 (B) 4	0.002 3	114	679	633	1.07	1.2749	2.27	0.1389	1.94	0.85	0.0666	1.18	838	16	835	19	825	10	102
THM 259 (B) 5	0.003 3	69	390	384	1.02	1.2786	3.31	0.1387	2.99	0.90	0.0669	1.42	837	25	836	28	833	12	101
THM 259 (B) 6	0.002 4	66	454	372	1.22	1.2002	2.69	0.1322	2.11	0.78	0.0659	1.68	800	17	801	22	802	13	100
THM 259 (B) 7	0.002 6	68	247	440	0.56	1.2335	2.85	0.1350	2.50	0.88	0.0663	1.36	816	20	816	23	815	11	100

THM 259 (B) 8	0.001 4	49	216	290	0.74	1.1746	3.12	0.1296	2.72	0.87	0.0657	1.54	785	21	789	25	798	12	98
THM 259 (B) 9	0.003 6	55	113	390	0.29	1.4861	2.14	0.1545	1.64	0.77	0.0698	1.37	926	15	925	20	922	13	100
THM 259 (C) 1	0.004 1	57	379	338	1.12	1.4963	5.99	0.1553	5.79	0.97	0.0699	1.53	930	54	929	56	925	14	101
THM 259 (C) 2	0.004 2	83	319	566	0.56	1.3159	3.19	0.1405	2.67	0.84	0.0679	1.75	848	23	853	27	866	15	98
THM 259 (C) 3	0.004 5	55	178	354	0.50	1.2175	2.81	0.1328	2.36	0.84	0.0665	1.52	804	19	809	23	821	13	98
THM 259 (C) 4	0.001 2	99	36	744	0.05	1.2223	2.86	0.1345	2.10	0.73	0.0659	1.94	814	17	811	23	803	16	101

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 259 (C) 6	0.0011	78	84	574	0.15	1.1767	2.8 3	0.1305	2.28	0.81	0.0654	1.6 7	791	18	790	22	786	13	101
THM 259 (C) 7	0.0017	75	54	682	0.08	0.9766	2.0 0	0.1130	1.62	0.81	0.0627	1.1 8	690	11	692	14	698	8	99
THM 259 (C) 8	0.0044	83	559 106	470	1.19	1.4091	2.4 3	0.1479	2.03	0.83	0.0691	1.3 5	889	18	893	22	901	12	99
THM 259 (C) 9	0.0041	85	1	627	1.69	1.2580	2.8 1	0.1369	2.25	0.80	0.0666	1.6 8	827	19	827	23	826	14	100
THM 259 (D) 1	0.0047	86	401	485	0.83	1.6236	7.0 1	0.1657	4.31	0.61	0.0711	5.5 4	988	43	979	69	960	53	103
THM 259 (D) 2	0.0022	78	181	134	1.35	7.8857	2.8 9	0.4166	2.76	0.96	0.1373	0.8 4	2245	62	2218	64	2193	18	102
THM 259 (D) 3	0.0042	73	166	485	0.34	1.2992	1.6 8	0.1399	1.29	0.76	0.0674	1.0 8	844	11	845	14	849	9	99
THM 259 (D) 4	0.0008	135	49	959	0.05	1.2207	6.9 9	0.1344	6.83	0.98	0.0659	1.5 1	813	56	810	57	802	12	101
THM 259 (D) 5	0.0034	87	598	509	1.17	1.3973	2.4 4	0.1465	1.95	0.80	0.0692	1.4 6	881	17	888	22	904	13	97
THM 259 (D) 6	0.0028	104	97	735	0.13	1.2368	7.3 4	0.1340	7.21	0.98	0.0670	1.4 0	810	58	817	60	837	12	97
THM 259 (D) 8	0.0034	120	780	699	1.12	1.2615	3.3 6	0.1368	2.43	0.72	0.0669	2.3 3	827	20	829	28	834	19	99
THM 259 (D) 9	0.0029	54	37	154	0.24	7.0805	1.4 5	0.3815	1.11	0.77	0.1346	0.9 2	2083	23	2122	31	2159	20	97

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 174 G 01	0.0042	113	54	1059	0.05	0.9455	2.69	0.1099	2.34	0.87	0.0624	1.33	672	16	676	18	687	9	98

THM 174 G 02	0.0056	49	28	501	0.06	0.8690	2.98	0.1005	2.67	0.90	0.0627	1.32	617	16	635	19	698	9	88
THM 174 G 03	0.0029	55	9	529	0.02	0.9879	3.51	0.1143	2.49	0.71	0.0627	2.49	698	17	698	25	697	17	100
THM 174 G 04	0.0461	42	154	398	0.39	1.2419	8.10	0.0956	4.10	0.51	0.0942	6.98	589	24	820	66	1513	106	39
THM 174 G 05	0.0293	74	145	685	0.21	1.1879	8.86	0.1052	8.11	0.92	0.0819	3.57	645	52	795	70	1243	44	52
THM 174 G 06	0.0041	75	83	737	0.11	1.2731	2.53	0.1375	1.51	0.59	0.0671	2.04	831	13	834	21	842	17	99
THM 174 G 07	0.0026	70	46	629	0.07	1.4940	2.47	0.1512	1.89	0.76	0.0717	1.59	908	17	928	23	976	16	93
THM 174 G 08	0.0047	80	58	724	0.08	1.6585	7.49	0.1604	5.51	0.74	0.0750	5.07	959	53	993	74	1069	54	90
THM 174 G 09	0.0011	65	30	629	0.05	0.9799	2.40	0.1131	1.88	0.78	0.0629	1.49	691	13	694	17	703	10	98

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 181Q/ 002 A	0.0022	51	56	193	0.29	5.1256	3.54	0.3304	3.27	0.92	0.1125	1.37	1840	60	1840	65	1841	25	100
THM 181Q/ 003 A	0.0016	29	32	74	0.43	5.997	1.86	0.3592	1.61	0.87	0.1211	0.92	1978	32	1975	37	1972	18	100
THM 181Q/ 004 A	0.0009	83	169	164	1.03	7.3741	0.93	0.3942	0.72	0.78	0.1357	0.58	2142	15	2158	20	2173	13	99
THM 181Q/ 005 A	0.0017	30	46	69	0.66	6.7114	2.43	0.3787	2.19	0.9	0.1285	1.06	2070	45	2074	50	2078	22	100
THM 181Q/ 007 A	0.0016	25	111	83	1.34	2.8514	1.44	0.2367	1.06	0.74	0.0874	0.97	1370	15	1369	20	1368	13	100
THM 181Q/ 008 A	0.0019	28	44	78	0.57	4.7993	2.15	0.3185	1.96	0.91	0.1093	0.87	1782	35	1785	38	1787	16	100
THM 181Q/ 009 A	0.0006	66	67	194	0.35	4.5357	1.47	0.3087	1.27	0.86	0.1066	0.76	1734	22	1738	26	1741	13	100
THM 181Q/ 001 B	0.0027	34	47	86	0.54	5.9145	4.06	0.3559	3.86	0.95	0.1205	1.25	1962	76	1963	80	1964	25	100
THM 181Q/ 002 B	0.0043	32	68	73	0.92	9.6195	6.68	0.4522	6.09	0.91	0.1543	2.75	2405	146	2399	160	2394	66	100
THM 181Q/ 003 B	0.0015	56	94	137	0.68	5.6853	1.40	0.3495	1.01	0.73	0.1180	0.96	1932	20	1929	27	1926	18	100
THM 181Q/ 004 B	0.0011	75	127	208	0.61	4.8495	1.99	0.3201	1.77	0.89	0.1099	0.89	1790	32	1794	36	1798	16	100
THM 181Q/ 005 B	0.0012	55	72	249	0.29	3.2844	5.78	0.2574	2.08	0.36	0.0925	5.39	1477	31	1477	85	1479	80	100
THM 181Q/ 006 B	0.0010	54	112	144	0.78	4.6196	1.48	0.3129	1.10	0.74	0.1071	0.99	1755	19	1753	26	1750	17	100
THM 181Q/ 007 B	0.0030	21	36	45	0.80	6.5521	2.91	0.3740	2.51	0.86	0.1271	1.48	2048	51	2053	60	2058	30	100
THM 181Q/ 008 B	0.0049	7	19	30	0.61	2.2785	5.87	0.2053	4.92	0.84	0.0805	3.19	1204	59	1206	71	1209	39	100

THM 181Q/009 B	0.0010	65	61	163	0.37	6.0665	1.54	0.3605	1.19	0.78	0.1220	0.97	1985	24	1985	31	1986	19	100
THM 181Q/001 C	0.0008	70	90	232	0.39	3.0792	1.45	0.2476	1.11	0.76	0.0902	0.93	1426	16	1428	21	1430	13	100
THM 181Q/002 C	0.0006	56	86	127	0.68	6.1717	1.30	0.3643	0.96	0.74	0.1229	0.88	2003	19	2000	26	1998	18	100
THM 181Q/003 C	0.0017	30	40	113	0.35	6.1002	2.67	0.3610	2.24	0.84	0.1226	1.46	1987	44	1990	53	1994	29	100
THM 181Q/004 C	0.0005	49	51	215	0.24	2.9110	2.95	0.2399	1.94	0.66	0.0880	2.22	1386	27	1385	41	1383	31	100
THM 181Q/005 C	0.0004	67	76	161	0.47	5.9289	2.49	0.3567	2.38	0.96	0.1205	0.73	1967	47	1965	49	1964	14	100
THM 181Q/006 C	0.0007	56	69	133	0.52	5.9449	1.66	0.3561	1.46	0.88	0.1211	0.80	1964	29	1968	33	1972	16	100
THM 181Q/007 C	0.0012	28	37	63	0.58	6.6482	1.31	0.3746	1.03	0.79	0.1287	0.80	2051	21	2066	27	2081	17	99

Spot number	f_{206}^a					Isotope ratios ^c								Ages (Ma)						Conc ^f
		Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	
		ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	%	
THM 181Q/ 009 C	0.0009	43	47	108	0.43	5.9113	3.38	0.3554	3.27	0.97	0.1206	0.86	1961	64	1963	66	1965	17	100	
THM 181Q/ 001 D	0.0021	16	26	40	0.65	5.4438	2.58	0.3413	2.37	0.92	0.1157	1.03	1893	45	1892	49	1891	20	100	
THM 181Q/ 002 D	0.0005	110	77	289	0.27	5.7948	2.27	0.3515	2.11	0.93	0.1196	0.84	1942	41	1946	44	1950	16	100	
THM 181Q/ 003 D	0.0016	49	73	118	0.62	5.9854	2.99	0.3583	2.89	0.97	0.1212	0.76	1974	57	1974	59	1974	15	100	
THM 181Q/ 004 D	0.0013	80	100	227	0.44	6.0469	1.82	0.3604	1.72	0.94	0.1217	0.60	1984	34	1983	36	1981	12	100	
THM 181Q/ 006 D	0.0020	25	50	64	0.78	4.8812	2.35	0.3220	2.04	0.87	0.1099	1.16	1800	37	1799	42	1798	21	100	
THM 181Q/ 007 D	0.0005	104	134	273	0.49	5.7178	2.09	0.3497	1.94	0.93	0.1186	0.76	1933	38	1934	40	1935	15	100	
THM 181Q/ 008 D	0.0005	107	126	257	0.49	6.2652	2.72	0.3664	2.62	0.96	0.1240	0.75	2013	53	2014	55	2015	15	100	
THM 181Q/ 009 D	0.0004	167	520	309	1.68	6.5954	1.55	0.3768	1.42	0.91	0.1269	0.63	2061	29	2059	32	2056	13	100	
THM 181Q/ 001 E	0.0009	40	39	94	0.41	5.9777	3.78	0.3589	3.63	0.96	0.1208	1.05	1977	72	1973	75	1968	21	100	
THM 181Q/ 002 E	0.0031	26	41	71	0.57	5.8467	6.28	0.3548	6.10	0.97	0.1195	1.50	1957	119	1953	123	1949	29	100	
THM 181Q/ 003 E	0.0011	29	39	64	0.60	6.7726	2.28	0.3821	1.92	0.84	0.1285	1.22	2086	40	2082	47	2078	25	100	
THM 181Q/ 004 E	0.0010	29	23	71	0.32	7.4422	2.36	0.3984	2.19	0.93	0.1355	0.88	2162	47	2166	51	2170	19	100	
THM 181Q/ 005 E	0.0010	57	70	144	0.49	5.7941	1.91	0.3518	1.72	0.90	0.1194	0.83	1943	33	1946	37	1948	16	100	
THM 181Q/ 006 E	0.0023	24	32	92	0.35	2.9800	1.90	0.2465	1.40	0.74	0.0877	1.29	1420	20	1403	27	1376	18	103	
THM 181Q/ 007 E	0.0007	58	62	166	0.37	5.6845	2.66	0.3490	2.49	0.94	0.1181	0.93	1930	48	1929	51	1928	18	100	
THM 181Q/ 008 E	0.0014	10	31	40	0.78	2.6030	3.19	0.2234	1.51	0.47	0.0845	2.81	1300	20	1301	41	1304	37	100	
THM 181Q/ 009 E	0.0018	74	78	252	0.31	6.3324	4.62	0.3690	2.53	0.55	0.1244	3.87	2025	51	2023	94	2021	78	100	
THM 181Q/ 001 F	0.0008	36	55	99	0.56	5.7807	2.23	0.3523	1.95	0.87	0.1190	1.09	1945	38	1944	43	1941	21	100	
THM 181Q/ 002 F	0.0004	119	157	295	0.53	5.8787	6.64	0.3549	6.59	0.99	0.1202	0.74	1958	129	1958	130	1958	14	100	
THM 181Q/ 003 F	0.0017	33	62	96	0.65	4.6891	4.40	0.3157	4.08	0.93	0.1077	1.63	1768	72	1765	78	1762	29	100	
THM 181Q/ 004 F	0.0015	58	125	128	0.97	5.9212	2.86	0.3554	2.66	0.93	0.1208	1.04	1961	52	1964	56	1968	20	100	
THM 181Q/ 005 F	0.0026	19	51	60	0.86	3.3803	3.00	0.2614	2.69	0.90	0.0938	1.32	1497	40	1500	45	1504	20	100	

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 181Q/ 006 F	0.0004	64	135	157	0.86	5.4564	1.34	0.3424	0.99	0.74	0.1156	0.91	1898	19	1894	25	1889	17	100
THM 181Q/ 007 F	0.0010	71	106	186	0.57	4.9028	2.06	0.3235	1.85	0.90	0.1099	0.90	1807	33	1803	37	1798	16	100
THM 181Q/ 008 F	0.0012	41	52	98	0.53	6.0316	1.35	0.3605	1.02	0.75	0.1213	0.89	1985	20	1980	27	1976	18	100
THM 181Q/ 009 F	0.0004	63	69	151	0.46	6.0586	1.10	0.3624	0.64	0.58	0.1212	0.90	1994	13	1984	22	1975	18	101
THM 181Q/ 002 G	0.0027	17	26	48	0.54	4.4996	2.78	0.3081	2.36	0.85	0.1059	1.47	1731	41	1731	48	1731	26	100
THM 181Q/ 003 G	0.0035	15	22	41	0.53	4.7900	1.86	0.3187	1.48	0.80	0.1090	1.13	1783	26	1783	33	1783	20	100
THM 181Q/ 004 G	0.0013	42	33	153	0.22	5.4208	2.34	0.3402	1.75	0.75	0.1156	1.55	1888	33	1888	44	1889	29	100
THM 181Q/ 005 G	0.0026	16	22	47	0.47	4.6033	3.30	0.3111	2.81	0.85	0.1073	1.73	1746	49	1750	58	1754	30	100
THM 181Q/ 006 G	0.0022	14	31	33	0.92	4.9512	5.28	0.3247	5.15	0.97	0.1106	1.19	1812	93	1811	96	1809	22	100
THM 181Q/ 007 G	0.0042	6	13	14	0.92	6.1692	6.08	0.3647	5.50	0.91	0.1227	2.57	2004	110	2000	122	1996	51	100
THM 181Q/ 009 G	0.0013	26	41	69	0.59	5.1921	1.94	0.3423	1.69	0.87	0.1100	0.96	1898	32	1851	36	1800	17	105
THM 181Q/ 001 H	0.0025	24	24	74	0.33	5.2905	3.38	0.3356	2.54	0.75	0.1143	2.23	1866	47	1867	63	1869	42	100
THM 181Q/ 002 H	0.0013	38	54	101	0.53	4.9276	2.81	0.3243	2.63	0.94	0.1102	0.97	1811	48	1807	51	1803	18	100
THM 181Q/ 003 H	0.0007	91	124	225	0.55	6.3449	4.69	0.3689	4.52	0.96	0.1247	1.25	2024	92	2025	95	2025	25	100
THM 181Q/ 004 H	0.0004	148	65	413	0.16	5.8479	3.05	0.3549	2.92	0.96	0.1195	0.88	1958	57	1954	60	1949	17	100
THM 181Q/ 005 H	0.0013	44	66	105	0.63	5.9038	2.48	0.3556	2.33	0.94	0.1204	0.85	1961	46	1962	49	1962	17	100
THM 181Q/ 006 H	0.0010	53	66	127	0.52	6.6022	1.09	0.3759	0.62	0.57	0.1274	0.90	2057	13	2060	22	2062	18	100
THM 181Q/ 007 H	0.0007	94	122	257	0.47	4.8537	3.16	0.3213	3.00	0.95	0.1096	0.98	1796	54	1794	57	1792	18	100
THM 181Q/ 008 H	0.0014	46	79	119	0.66	4.5757	1.24	0.3110	0.78	0.63	0.1067	0.96	1746	14	1745	22	1744	17	100
THM 181Q/ 009 H	0.0015	54	67	127	0.52	6.0630	1.18	0.3612	0.92	0.77	0.1218	0.75	1988	18	1985	23	1982	15	100
THM 181Q/ 001 I	0.0006	91	155	200	0.78	6.0256	1.61	0.3585	1.45	0.90	0.1219	0.70	1975	29	1980	32	1984	14	100
THM 181Q/ 002 I	0.0018	27	33	69	0.47	5.9517	2.69	0.3581	2.46	0.91	0.1206	1.09	1973	49	1969	53	1964	21	100
THM 181Q/ 003 I	0.0006	56	41	136	0.30	6.5519	1.10	0.3743	0.72	0.65	0.1269	0.84	2050	15	2053	23	2056	17	100

Spot number	f_{206}^a					Isotope ratios ^c								Ages (Ma)						%
		Pb	Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	
		ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	Conc ^f	
THM 181Q/ 004 I	0.0009	64	90	160	0.56	5.5952	0.96	0.3435	0.80	0.83	0.1181	0.54	1904	15	1915	18	1928	10	99	
THM 181Q/ 005 I	0.0007	79	128	187	0.69	5.9851	1.36	0.3589	1.09	0.80	0.1210	0.81	1977	21	1974	27	1970	16	100	
THM 181Q/ 006 I	0.0015	21	20	198	0.10	0.8873	5.69	0.1053	5.30	0.93	0.0611	2.07	645	34	645	37	644	13	100	
THM 181Q/ 007 I	0.0005	89	85	257	0.33	5.1435	2.51	0.3316	2.23	0.89	0.1125	1.15	1846	41	1843	46	1840	21	100	
THM 181Q/ 008 I	0.0010	55	86	123	0.70	7.0194	6.14	0.3885	6.04	0.98	0.1310	1.11	2116	128	2114	130	2112	23	100	
THM 181Q/ 009 I	0.0018	52	61	191	0.32	2.9860	2.76	0.2436	2.61	0.94	0.0889	0.91	1405	37	1404	39	1402	13	100	
THM 181Q/ 001 J	0.0012	47	41	87	0.48	10.0056	2.68	0.4578	2.52	0.94	0.1585	0.91	2430	61	2435	65	2440	22	100	
THM 181Q/ 002 J	0.0023	29	65	101	0.64	2.9197	3.25	0.2396	2.83	0.87	0.0884	1.58	1385	39	1387	45	1391	22	100	
THM 181Q/ 004 J	0.0009	94	164	264	0.62	6.2650	7.24	0.3637	7.15	0.99	0.1249	1.12	2000	143	2014	146	2028	23	99	
THM 181Q/ 005 J	0.0012	45	98	112	0.87	4.8229	2.52	0.3193	2.27	0.90	0.1095	1.10	1786	41	1789	45	1792	20	100	
THM 181Q/ 006 J	0.0016	62	72	162	0.44	5.4524	5.98	0.3416	4.71	0.79	0.1157	3.69	1895	89	1893	113	1892	70	100	
THM 181Q/ 007 J	0.0032	26	59	86	0.69	4.7006	4.01	0.3134	3.03	0.75	0.1088	2.64	1758	53	1767	71	1779	47	99	
THM 181Q/ 008 J	0.0050	18	30	41	0.73	6.0533	4.07	0.3607	3.63	0.89	0.1217	1.84	1985	72	1984	81	1982	37	100	
THM 181Q/ 009 J	0.0016	39	66	146	0.45	2.9489	2.42	0.2411	2.08	0.86	0.0887	1.23	1392	29	1395	34	1398	17	100	
THM 181Q/ 002 K	0.0044	23	71	131	0.54	2.4431	1.52	0.2170	1.10	0.73	0.0817	1.05	1266	14	1255	19	1237	13	102	
THM 181Q/ 003 K	0.0023	44	117	142	0.83	4.6134	4.28	0.3125	4.14	0.97	0.1071	1.08	1753	73	1752	75	1750	19	100	
THM 181Q/ 004 K	0.0016	79	365	294	1.24	5.3429	3.08	0.3350	2.61	0.85	0.1157	1.64	1863	49	1876	58	1890	31	99	
THM 181Q/ 005 K	0.0036	27	60	60	1.00	5.3704	3.06	0.3395	2.75	0.90	0.1147	1.34	1884	52	1880	57	1875	25	100	
THM 181Q/ 006 K	0.0023	34	34	121	0.28	4.1429	5.56	0.2944	3.71	0.67	0.1021	4.14	1663	62	1663	92	1662	69	100	
THM 181Q/ 008 K	0.0044	46	110	174	0.63	4.7681	6.91	0.3176	3.94	0.57	0.1089	5.68	1778	70	1779	123	1781	101	100	
THM 181Q/ 009 K	0.0044	16	2	167	0.01	0.8307	2.88	0.1000	2.05	0.71	0.0602	2.03	614	13	614	18	612	12	100	
THM 181Q/ 001 L	0.0029	53	50	141	0.35	6.2196	5.93	0.3655	5.76	0.97	0.1234	1.41	2008	116	2007	119	2006	28	100	
THM 181Q/ 002 L	0.0033	26	32	57	0.56	7.1998	3.22	0.3929	2.92	0.91	0.1329	1.36	2136	62	2136	69	2137	29	100	

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 181Q/ 003 L	0.0012	70	28	197	0.14	5.0473	2.12	0.3279	1.87	0.88	0.1116	0.99	1828	34	1827	39	1826	18	100
THM 181Q/ 004 L	0.0021	67	158	167	0.95	4.8778	1.39	0.3215	1.12	0.80	0.1100	0.83	1797	20	1798	25	1800	15	100
THM 181Q/ 005 L	0.0006	143	42	455	0.09	4.5973	3.19	0.3115	2.99	0.94	0.1071	1.10	1748	52	1749	56	1750	19	100
THM 181Q/ 006 L	0.0036	34	80	85	0.95	4.8251	3.46	0.3202	3.07	0.89	0.1093	1.60	1791	55	1789	62	1788	29	100
THM 181Q/ 007 L	0.0021	34	37	77	0.48	7.3231	4.64	0.3971	4.11	0.89	0.1338	2.14	2155	89	2152	100	2148	46	100
THM 181Q/ 008 L	0.0025	32	49	73	0.68	6.6781	2.30	0.3795	2.06	0.90	0.1276	1.01	2074	43	2070	48	2066	21	100
THM 181Q/ 009 L	0.0025	44	66	118	0.56	4.5846	4.80	0.3105	4.61	0.96	0.1071	1.34	1743	80	1746	84	1750	24	100
THM 181Q/ 001 M	0.0022	35	53	81	0.66	5.9766	3.07	0.3585	2.89	0.94	0.1209	1.06	1975	57	1972	61	1970	21	100
THM 181Q/ 002 M	0.0047	29	26	67	0.39	6.9809	3.29	0.3862	3.01	0.91	0.1311	1.34	2105	63	2109	69	2113	28	100
THM 181Q/ 004 M	0.0012	99	155	212	0.73	6.8191	3.38	0.3832	3.25	0.96	0.1291	0.94	2091	68	2088	71	2085	20	100
THM 181Q/ 006 M	0.0013	77	126	260	0.48	3.0603	2.69	0.2467	2.44	0.91	0.0900	1.13	1421	35	1423	38	1425	16	100
THM 181Q/ 007 M	0.0016	17	5	173	0.03	0.8461	4.40	0.1015	2.96	0.67	0.0605	3.26	623	18	623	27	621	20	100
THM 181Q/ 008 M	0.0018	51	51	135	0.38	6.6491	6.94	0.3784	6.57	0.95	0.1275	2.25	2069	136	2066	143	2063	46	100
THM 181Q/ 009 M	0.0009	88	122	205	0.59	5.7949	1.96	0.3525	1.75	0.89	0.1192	0.90	1947	34	1946	38	1945	17	100

Spot number	f_{206}^a					Isotope ratios ^c							Ages (Ma)					% Conc ^f	
		Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		
		ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb		abs
THM 181BQ/001A	0.0013	41	68	127	0.53	5.3675	5.94	0.3388	5.75	0.97	0.1149	1.47	1881	108	1880	112	1878	28	100
THM 181BQ/002A	0.0017	48	63	145	0.43	4.6578	4.91	0.3134	4.77	0.97	0.1078	1.15	1758	84	1760	86	1762	20	100
THM 181BQ/003A	0.0017	26	32	59	0.55	6.8789	2.78	0.3849	2.59	0.93	0.1296	1	2099	54	2096	58	2093	21	100
THM 181BQ/004A	0.0005	119	380	211	1.8	6.7122	1.27	0.3788	1.04	0.82	0.1285	0.73	2071	21	2074	26	2078	15	100
THM 181BQ/005A	0.002	35	60	107	0.56	4.5797	1.91	0.3116	1.7	0.89	0.1066	0.87	1749	30	1746	33	1742	15	100
THM 181BQ/006A	0.0008	57	106	154	0.69	4.8066	5.18	0.3201	5.07	0.98	0.1089	1.07	1790	91	1786	93	1781	19	100
THM 181BQ/007A	0.0006	94	94	225	0.42	6.5496	1.5	0.3742	1.3	0.87	0.127	0.75	2049	27	2053	31	2056	15	100
THM 181BQ/008A	0.0009	68	139	145	0.96	6.6288	2.07	0.3763	1.85	0.9	0.1278	0.92	2059	38	2063	43	2068	19	100
THM 181BQ/009A	0.0007	69	107	138	0.77	6.5881	2.67	0.3755	2.51	0.94	0.1272	0.92	2055	52	2058	55	2060	19	100
THM 181BQ/001B	0.0009	60	110	144	0.76	5.9664	6.82	0.3574	6.73	0.99	0.1211	1.10	1970	133	1971	134	1972	22	100
THM 181BQ/002B	0.0018	39	51	180	0.28	4.3118	3.47	0.3003	3.24	0.93	0.1041	1.23	1693	55	1696	59	1699	21	100
THM 181BQ/003B	0.0014	45	34	114	0.30	5.9068	1.33	0.3562	1.00	0.75	0.1203	0.88	1964	20	1962	26	1960	17	100
THM 181BQ/004B	0.0004	170	75	311	0.24	13.6593	3.44	0.5262	2.83	0.82	0.1883	1.95	2726	77	2726	94	2727	53	100
THM 181BQ/005B	0.0014	39	48	100	0.48	5.5741	2.72	0.3455	2.49	0.92	0.1170	1.09	1913	48	1912	52	1911	21	100
THM 181BQ/006B	0.0029	26	37	101	0.36	2.9629	2.19	0.2425	1.54	0.70	0.0886	1.56	1400	22	1398	31	1395	22	100
THM 181BQ/007B	0.0017	52	109	130	0.84	5.1062	2.63	0.3305	2.34	0.89	0.1121	1.20	1841	43	1837	48	1833	22	100
THM 181BQ/008B	0.0026	19	28	48	0.59	6.2699	4.00	0.3625	3.79	0.95	0.1254	1.29	1994	76	2014	81	2035	26	98
THM 181BQ/009B	0.0016	33	42	78	0.53	5.8218	2.11	0.3522	1.92	0.91	0.1199	0.87	1945	37	1950	41	1954	17	100
THM 181BQ/001C	0.0021	45	63	101	0.63	5.7167	2.38	0.3504	2.19	0.92	0.1183	0.92	1936	42	1934	46	1931	18	100
THM 181BQ/002C	0.0015	56	65	137	0.48	5.5773	2.25	0.3445	2.02	0.90	0.1174	0.97	1908	39	1913	43	1917	19	100
THM 181BQ/003C	0.0024	45	76	121	0.63	5.1037	3.06	0.3272	2.81	0.92	0.1131	1.21	1825	51	1837	56	1850	22	99
THM 181BQ/004C	0.0021	28	27	63	0.42	7.0243	2.39	0.3871	2.14	0.90	0.1316	1.06	2109	45	2115	51	2120	22	100
THM 181BQ/005C	0.0012	52	111	136	0.81	4.6808	1.42	0.3140	1.04	0.73	0.1081	0.97	1760	18	1764	25	1768	17	100

Spot number	f_{206}^a					Isotope ratios ^c							Ages (Ma)						% Conc ^f
		Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		
		ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	
THM 181BQ/006C	0.0029	32	72	76	0.94	6.9793	4.97	0.3872	4.84	0.97	0.1307	1.12	2110	102	2109	105	2108	24	100
THM 181BQ/007C	0.0010	98	132	268	0.49	5.2735	2.33	0.3348	2.14	0.92	0.1143	0.93	1861	40	1865	44	1868	17	100
THM 181BQ/008C	0.0033	13	11	66	0.17	7.4433	3.14	0.4002	2.68	0.85	0.1349	1.64	2170	58	2166	68	2163	35	100
THM 181BQ/009C	0.0032	33	67	88	0.76	4.8276	2.73	0.3196	2.46	0.90	0.1095	1.19	1788	44	1790	49	1792	21	100
THM 181BQ/001D	0.0042	19	49	58	0.84	4.7062	3.13	0.3147	2.90	0.93	0.1085	1.17	1764	51	1768	55	1774	21	99
THM 181BQ/002D	0.0048	12	18	31	0.58	6.4676	3.64	0.3747	2.64	0.72	0.1252	2.52	2052	54	2042	74	2031	51	101
THM 181BQ/003D	0.0043	16	15	43	0.34	5.8222	4.21	0.3538	3.17	0.75	0.1194	2.77	1953	62	1950	82	1947	54	100
THM 181BQ/007D	0.0011	27	44	88	0.49	5.8149	3.34	0.3518	3.07	0.92	0.1199	1.32	1943	60	1949	65	1954	26	99
THM 181BQ/008D	0.0005	90	52	321	0.16	5.6495	4.30	0.3480	3.46	0.81	0.1178	2.54	1925	67	1924	83	1922	49	100
THM 181BQ/009D	0.0003	194	161	572	0.28	5.7787	2.45	0.3525	2.23	0.91	0.1189	1.01	1946	43	1943	48	1940	20	100
THM 181BQ/001E	0.0032	29	40	73	0.55	6.2880	3.37	0.3683	3.13	0.93	0.1238	1.26	2021	63	2017	68	2012	25	100
THM 181BQ/002E	0.0014	54	106	138	0.76	5.6387	1.52	0.3447	1.21	0.79	0.1186	0.93	1909	23	1922	29	1936	18	99
THM 181BQ/003E	0.0029	25	24	42	0.58	14.1827	6.01	0.5360	5.61	0.93	0.1919	2.14	2767	155	2762	166	2759	59	100
THM 181BQ/004E	0.0047	15	22	35	0.63	6.9070	6.70	0.3841	6.47	0.97	0.1304	1.74	2095	136	2100	141	2104	37	100
THM 181BQ/005E	0.0020	48	52	140	0.37	4.8255	1.88	0.3201	1.51	0.80	0.1093	1.12	1790	27	1789	34	1788	20	100
THM 181BQ/006E	0.0045	25	32	61	0.52	5.7635	1.45	0.3471	1.13	0.78	0.1204	0.91	1921	22	1941	28	1963	18	98
THM 181BQ/007E	0.0047	28	14	92	0.15	5.1698	6.66	0.3327	5.71	0.86	0.1127	3.41	1851	106	1848	123	1843	63	100
THM 181BQ/008E	0.0043	20	24	49	0.48	6.9898	2.96	0.3883	2.46	0.83	0.1306	1.65	2115	52	2110	63	2106	35	100
THM 181BQ/009E	0.0037	27	52	84	0.62	4.9675	6.79	0.3247	6.59	0.97	0.1110	1.66	1812	119	1814	123	1815	30	100
THM 181BQ/001F	0.0046	8	5	21	0.22	7.2869	6.21	0.3954	5.99	0.96	0.1336	1.63	2148	129	2147	133	2146	35	100
THM 181BQ/002F	0.0023	29	38	77	0.49	5.7778	4.67	0.3515	4.40	0.94	0.1192	1.56	1942	85	1943	91	1944	30	100
THM 181BQ/003F	0.0038	29	35	78	0.46	5.2135	1.99	0.3356	1.55	0.78	0.1127	1.25	1865	29	1855	37	1843	23	101
THM 181BQ/004F	0.0013	29	40	100	0.40	3.3548	3.03	0.2609	2.80	0.93	0.0932	1.15	1495	42	1494	45	1493	17	100

Spot number	f_{206}^a					Isotope ratios ^c							Ages (Ma)					% Conc ^f	
		Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s		
		ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb		abs
THM 181BQ/005F	0.0017	47	36	150	0.24	5.4541	5.27	0.3418	4.98	0.95	0.1157	1.71	1895	94	1893	100	1891	32	100
THM 181BQ/006F	0.0040	15	14	31	0.45	13.2127	5.38	0.5236	4.99	0.93	0.1830	2.02	2714	135	2695	145	2680	54	101
THM 181BQ/007F	0.0049	13	20	30	0.68	7.0905	3.07	0.3910	2.49	0.81	0.1315	1.80	2128	53	2123	65	2118	38	100
THM 181BQ/009F	0.0047	6	12	19	0.61	6.2502	6.55	0.3666	5.67	0.87	0.1236	3.27	2013	114	2012	132	2009	66	100
THM 181BQ/001G	0.0010	74	92	183	0.50	5.9511	1.19	0.3575	0.82	0.69	0.1207	0.86	1970	16	1969	23	1967	17	100
THM 181BQ/002G	0.0004	67	74	160	0.46	6.6421	2.01	0.3830	1.87	0.93	0.1258	0.72	2090	39	2065	41	2040	15	102
THM 181BQ/004G	0.0018	28	31	88	0.36	5.4814	5.03	0.3431	2.25	0.45	0.1159	4.49	1902	43	1898	95	1893	85	100
THM 181BQ/005G	0.0012	47	37	111	0.33	10.3420	3.30	0.4671	1.56	0.47	0.1606	2.90	2471	39	2466	81	2462	71	100
THM 181BQ/006G	0.0044	35	38	97	0.39	5.7547	3.24	0.3516	3.01	0.93	0.1187	1.21	1942	58	1940	63	1937	23	100
THM 181BQ/007G	0.0016	53	85	152	0.56	4.8370	2.46	0.3201	2.28	0.93	0.1096	0.94	1790	41	1791	44	1793	17	100
THM 181BQ/008G	0.0023	26	44	71	0.62	4.7634	5.02	0.3183	4.11	0.82	0.1085	2.88	1782	73	1778	89	1775	51	100
THM 181BQ/009G	0.0016	38	52	86	0.60	7.2900	1.99	0.3949	1.75	0.88	0.1339	0.95	2145	38	2148	43	2150	20	100
THM 181BQ/001H	0.0021	46	89	101	0.88	6.4057	3.41	0.3704	3.16	0.92	0.1254	1.30	2031	64	2033	69	2035	26	100
THM 181BQ/002H	0.0012	124	59	492	0.12	5.1769	5.39	0.3319	4.78	0.89	0.1131	2.49	1847	88	1849	100	1850	46	100
THM 181BQ/004H	0.0013	76	130	184	0.71	5.4026	1.20	0.3401	0.85	0.71	0.1152	0.85	1887	16	1885	23	1883	16	100
THM 181BQ/005H	0.0025	54	61	176	0.34	5.0792	5.92	0.3288	4.32	0.73	0.1120	4.04	1833	79	1833	108	1833	74	100
THM 181BQ/006H	0.0021	43	31	105	0.29	7.2947	1.44	0.3966	1.07	0.74	0.1334	0.97	2154	23	2148	31	2143	21	100
THM 181BQ/007H	0.0017	55	42	133	0.32	6.8088	1.85	0.3813	1.51	0.82	0.1295	1.06	2082	31	2087	39	2091	22	100
THM 181BQ/008H	0.0010	29	72	79	0.92	4.9588	2.58	0.3239	2.12	0.82	0.1110	1.48	1809	38	1812	47	1816	27	100

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 162G A 01	0.0007	55	54	119	0.45	6.8184	1.37	0.3819	1.22	0.89	0.1295	0.62	2085	25	2088	29	2091	13	100
THM 162G A 02	0.0005	73	64	163	0.39	6.7199	1.30	0.3768	1.19	0.91	0.1294	0.53	2061	25	2075	27	2089	11	99
THM 162G A 03	0.0004	65	52	136	0.38	6.8650	1.95	0.3842	1.87	0.96	0.1296	0.54	2096	39	2094	41	2092	11	100
THM 162G A 04	0.0010	33	35	74	0.48	6.5816	1.44	0.3705	1.22	0.85	0.1288	0.76	2032	25	2057	30	2082	16	98
THM 162G A 05	0.0005	68	49	161	0.30	6.7167	1.04	0.3771	0.92	0.88	0.1292	0.49	2063	19	2075	22	2087	10	99
THM 162G A 06	0.0004	66	58	135	0.43	6.8164	5.54	0.3825	5.50	0.99	0.1292	0.66	2088	115	2088	116	2088	14	100
THM 162G A 07	0.0005	59	31	184	0.17	6.3166	6.79	0.3669	6.14	0.90	0.1249	2.90	2015	124	2021	137	2027	59	99
THM 162G A 08	0.0002	74	52	179	0.29	6.6848	4.60	0.3787	4.55	0.99	0.1280	0.68	2070	94	2071	95	2071	14	100
THM 162G A 09	0.0011	59	26	146	0.17	6.7364	1.43	0.3793	1.30	0.91	0.1288	0.60	2073	27	2077	30	2082	13	100
THM 162G B 01	0.0005	76	42	171	0.25	6.7938	2.49	0.3825	2.38	0.95	0.1288	0.75	2088	50	2085	52	2082	16	100
THM 162G B 02	0.0003	91	74	211	0.35	6.9264	4.88	0.3885	4.78	0.98	0.1293	0.95	2116	101	2102	103	2088	20	101
THM 162G B 03	0.0007	53	33	123	0.26	6.6853	1.41	0.3772	1.28	0.91	0.1286	0.58	2063	26	2071	29	2078	12	99
THM 162G B 04	0.0016	18	19	38	0.50	6.8676	1.58	0.3847	1.33	0.84	0.1295	0.85	2098	28	2094	33	2091	18	100
THM 162G B 05	0.0012	33	23	76	0.30	6.7212	1.02	0.3771	0.80	0.78	0.1293	0.64	2063	16	2075	21	2088	13	99
THM 162G B 06	0.0006	57	43	127	0.33	6.8292	1.08	0.3852	0.89	0.82	0.1286	0.62	2100	19	2090	23	2079	13	101
THM 162G B 07	0.0016	27	21	60	0.34	6.7740	1.40	0.3806	1.13	0.81	0.1291	0.82	2079	24	2082	29	2086	17	100
THM 162G B 08	0.0013	28	20	61	0.33	6.8431	2.09	0.3844	1.94	0.93	0.1291	0.78	2097	41	2091	44	2086	16	101
THM 162G B 09	0.0021	20	20	43	0.47	6.7700	1.61	0.3784	1.29	0.80	0.1297	0.96	2069	27	2082	33	2095	20	99
THM 162G C 01	0.0005	113	74	258	0.29	6.7834	5.80	0.3814	5.77	1.00	0.1290	0.56	2083	120	2084	121	2084	12	100
THM 162G C 02	0.0006	56	46	123	0.37	6.8520	1.59	0.3860	1.48	0.93	0.1288	0.58	2104	31	2092	33	2081	12	101
THM 162G C 03	0.0011	27	24	56	0.43	6.9039	1.50	0.3872	1.27	0.85	0.1293	0.80	2110	27	2099	31	2089	17	101

Spot number	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 s abs
THM 162G C 04	0.0005	57	44	125	0.36	6.6555	1.39	0.3740	1.23	0.89	0.1291	0.63	2048	25	2067	29	2085	13	98
THM 162G C 05	0.0007	44	38	93	0.41	6.8591	1.21	0.3858	1.04	0.86	0.1290	0.62	2103	22	2093	25	2084	13	101
THM 162G C 06	0.0008	57	47	123	0.38	6.8651	2.34	0.3865	2.24	0.96	0.1288	0.66	2107	47	2094	49	2082	14	101
THM 162G C 08	0.0008	41	8	106	0.08	6.3988	1.65	0.3695	1.40	0.85	0.1256	0.87	2027	28	2032	34	2037	18	100
THM 162G C 09	0.0041	107	86	217	0.40	7.5187	2.84	0.4049	2.10	0.74	0.1347	1.92	2191	46	2175	62	2160	41	101
THM 162G D 01	0.0020	24	21	50	0.41	6.9503	3.53	0.3888	3.46	0.98	0.1297	0.72	2117	73	2105	74	2093	15	101
THM 162G D 02	0.0006	72	48	154	0.31	6.9721	1.48	0.3916	1.39	0.94	0.1291	0.51	2130	30	2108	31	2086	11	102
THM 162G D 03	0.0019	35	25	90	0.28	6.3662	6.23	0.3688	5.72	0.92	0.1252	2.47	2024	116	2028	126	2031	50	100
THM 162G D 05	0.0025	26	15	60	0.25	6.7548	5.30	0.3810	5.12	0.97	0.1286	1.39	2081	107	2080	110	2079	29	100
THM 162G D 06	0.0007	89	67	196	0.34	6.8625	1.98	0.3857	1.91	0.96	0.1291	0.53	2103	40	2094	41	2085	11	101
THM 162G D 07	0.0012	72	48	156	0.31	7.0229	1.80	0.3939	1.67	0.93	0.1293	0.66	2141	36	2114	38	2089	14	102
THM 162G D 08	0.0019	29	23	65	0.36	6.6138	1.67	0.3732	1.53	0.92	0.1285	0.67	2045	31	2061	34	2078	14	98
THM 162G D 09	0.0011	54	39	121	0.32	6.7846	1.23	0.3810	0.97	0.79	0.1291	0.76	2081	20	2084	26	2086	16	100
THM 162G E 02	0.0049	34	28	92	0.31	6.7660	3.02	0.3800	2.93	0.97	0.1291	0.72	2076	61	2081	63	2086	15	100
THM 162G E 03	0.0007	40	30	90	0.34	6.6312	1.56	0.3742	1.41	0.90	0.1285	0.66	2049	29	2064	32	2078	14	99
THM 162G E 04	0.0005	75	29	198	0.15	6.7949	1.70	0.3844	1.58	0.93	0.1282	0.62	2097	33	2085	35	2074	13	101
THM 162G E 05	0.0038	11	10	25	0.39	6.4870	2.25	0.3685	1.65	0.73	0.1277	1.54	2022	33	2044	46	2066	32	98
THM 162G E 06	0.0015	33	31	77	0.40	6.8133	2.19	0.3823	2.03	0.93	0.1293	0.80	2087	42	2087	46	2088	17	100
THM 162G E 07	0.0023	19	15	43	0.34	6.6877	1.56	0.3761	1.21	0.78	0.1290	0.98	2058	25	2071	32	2084	20	99
THM 162G E 08	0.0010	31	33	66	0.50	6.9600	1.46	0.3893	1.31	0.90	0.1297	0.63	2120	28	2106	31	2093	13	101
THM 162G E 09	0.0007	45	46	97	0.47	6.8957	1.09	0.3871	0.87	0.80	0.1292	0.65	2109	18	2098	23	2087	13	101

Sample id	Ratios c						Ages b					
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)	Rho	% conc d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s%
THM 16 A 03	6.65	4.65	0.38	3.89	0.84	101	2034.3	70.6	2065.2	36.0	2096.2	175
THM 16 A 08	6.64	4.40	0.38	3.88	0.88	101	2058.8	70.5	2067.0	36.1	2075.3	175
THM 16 B 01	6.74	4.98	0.39	4.29	0.86	101	2052.4	70.2	2078.4	36.0	2104.7	194
THM 16 B 02	6.56	4.63	0.37	4.17	0.90	100	2059.2	70.5	2055.7	36.0	2052.1	186
THM 16 B 07	5.95	5.01	0.35	4.32	0.86	98	2007.7	69.5	1968.1	34.8	1930.7	181
THM 16 B 09	6.75	4.72	0.39	4.27	0.90	102	2049.2	71.0	2080.4	36.3	2112.1	195
THM 16 D 03	6.06	5.11	0.36	4.73	0.93	99	1999.2	68.2	1985.6	34.2	1972.6	204
THM 16 D 04	6.18	5.09	0.36	4.70	0.92	100	2012.3	68.8	2001.7	34.6	1991.5	205
THM 16 D 05	6.28	5.07	0.37	4.70	0.93	101	1991.2	68.0	2016.5	34.2	2041.3	209
THM 16 D 07	6.17	5.15	0.36	4.77	0.93	99	2020.0	69.0	2000.9	34.7	1982.5	207
THM 16 D 08	6.37	5.09	0.37	4.70	0.92	100	2023.7	68.8	2028.5	34.8	2033.3	208
THM 16 D 13	5.99	5.10	0.35	4.71	0.92	98	2009.6	70.0	1974.8	35.1	1941.8	200
THM 16 E 02	6.34	5.09	0.36	4.70	0.92	99	2044.3	69.5	2024.8	35.3	2005.6	81
THM 16 E 10	6.15	5.24	0.36	4.85	0.92	100	2008.0	70.7	1997.5	35.5	1987.5	83
THM 16 E 13	6.02	5.16	0.35	4.75	0.92	98	2022.0	70.6	1979.3	35.4	1938.8	80