

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia

Mariana de Souza Carvalho

Caracterização geoquímica e geocronológica da Suíte São Bento dos Torres na região de Ibertioga – MG: implicações geotectônicas

> Rio de Janeiro 2021

Mariana de Souza Carvalho

Caracterização geoquímica e geocronológica da Suíte São Bento dos Torres na região de Ibertioga – MG: implicações geotectônicas

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

Orientadora: Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron Coorientadora: Nely Palermo

> Rio de Janeiro 2021

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

C331c	Carvalho, Mariana de Souza. Caracterização geoquímica e geocronológica da Suíte São Bento dos Torres na região de Ibertioga – MG: implicações geotectônicas / Mariana de Souza Carvalho. – 2021. 106 f. : il.
	Orientadora: Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron Coorientador : Nely Palermo. Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. Bibliografia.
	1. Geologia estratigráfica – São Bento dos Torres (MG) – Teses. 2. Magmatismo – São Bento dos Torres (MG) – Teses. 3. Tectônica de placas – São Bento dos Torres (MG) – Teses. 4. Orogenia – Minas e mineração – Teses. I. Heilbron, Monica da Costa Pereira Lavalle. II. Palermo, Nely. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.
	CDU 551.24(815.1)
	Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo CRB7: 5265

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

Г

٦

Mariana de Souza Carvalho

Caracterização geoquímica e geocronológica da Suíte São Bento dos Torres na região de Ibertioga – MG: implicações geotectônicas

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

Aprovada em 30 de novembro de 2021.

Orientador: Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientadora: Nely Palermo Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:_

Prof. Dr. Claudio de Morisson Valeriano Faculdade de Geologia-UERJ

Prof. Dr. Samuel Moreira Bersan Faculdade de Geologia-UERJ

Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila Universidade Federal do Rio de Janeiro-UFRJ

Prof. Dr.Elton Dantas Universidade de Brasilia-UNB

> Rio de Janeiro 2021

RESUMO

CARVALHO, Mariana de Souza. **Caracterização geoquímica e geocronológica da Suíte São Bento dos Torres na região de Ibertioga – MG**: implicações geotectônicas. 2021. 105 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

A acreção diacrônica de fragmentos crustais argueanos levou a amalgamação do Paleocontinente São Francisco na Orogênse Minas. Nesse contexto de interações entre diversos arcos magmáticos e microplacas, dados obtidos neste trabalho nos leva a sugerir que a resultante das forças de tração (slab pull) da litosfera oceânica na subducção com o Complexo Mantigueira (2,2-2,1 Ga) a leste, associado a amalgamação a oeste à margem do Paleocontinente São Francisco (2,1 Ga), levou a uma tectônica extensional no Bloco Piedade com a geração de um intenso magmatismo bimodal intraplaca representado pela Suite São Bento dos Torres aqui descrita (2,08 Ga). Os dados petrográficos investigados dessa Suite mostram dois grupos de rochas metabásicas, tipificados por metagabros e anfibolitos, associados a metadiorito, biotita gnaisse e hornblenda-biotita gnaisse. Os metagabros possuem texturas ígneas preservadas com núcleos de piroxênio religuiar e reações de substituição indicando um metamorfismo progressivo superposto a partir das bordas. Os anfibolitos apresentam paragênese de fáceis epidoto-anfibolito com actinolita acicular, hornblenda com pleocroísmo verde azulado e coronas de epidoto. Em relação aos metagranitoides, as paragêneses encontradas também indicam mineralogia e texturas de fáceis anfibolito, sendo as fases máficas representadas por biotita e anfibólio, com piroxênio ausente. Análises geoquímicas mostram uma afinidade toleítica para os metagrabros e metadioritos, sendo um grupo com assinatura NMORB e dois grupos com assinatura EMORB, estes últimos se diferenciando no grau de fracionamento e conteúdo de terras raras leves. A variabilidade composicional sugere a fusão de domínios distintos, com participação de um componente astenosférico e do manto sublitosférico enriquecido, propiciado por processos distensivos que levaram à ascensão da astenosfera. Os metagranitoides foram separados em dois grupos, ambos com alto índice de peraluminosidade e assinaturas que sugerem fusão parcial de litologias crustais, com a presença de significante contribuição de um protólito sedimentar para o Grupo 4 e um componente ígneo para o Grupo 5. Apresentam ENd(t) fortemente negativo (-8 a -11) e altas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(i) (0,71375 a 0,73620), compatível coma evolução isotópica do Bloco Piedade. Possivelmente a colocação dos magmas básicos na base da crosta gerou condições para a fusão crustal e geração dos granitoides agui estudados. Análises geocronológicas de U-Pb em zircão mostram idades de 2078±4 Ma e 2080±4,9 Ma para a cristalização dos litotipos toleíticos. O modelo tectônico ora proposto representa os estágios finais da colisão entre o Paleocontinente São Francisco, os arcos magmáticos Sideriano-Riaciano registrados no Cinturão Mineiro e o Bloco Piedade, estimada em 2.1 Ga, ao mesmo tempo que representa o estágio pré-colisional com relação ao Complexo Mantiqueira, com colisão estimada em 2,05 Ga.

Palavras-chave: São Bento dos Torres. Magmatismo bimodal intraplaca. Orogênese Minas

ABSTRACT

CARVALHO, Mariana de Souza. **Geochemical and geochronological** caracterization of São Bento dos Torres Suite in Ibertioga region – MG: geotectonic implications. 2021. 105 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

The diachronic accretion of archaean crustal fragments led to the amalgamation of the São Francisco Paleocontinent in the Minas Orogeny. In this context of interactions between magmatic arcs and microplates, our data suggests that the slab pull forces of the oceanic lithosphere in the subduction with the Mantiqueira Complex (2.2-2.1 Ga) to the east, associated with westward amalgamation at the margin of the São Francisco Paleocontinent (2.1 Ga), ledto an extensional tectonic in Piedade Block with the generation of an intraplate bimodal magmatism represented by the São Bento dos Torres Suite (2.08 Ga). The petrographic data investigated from this Suite shows two groups of metabasic rocks, typified by metagabbro and amphibolites, associated with metadiorite, biotite gnaisse and hornblende-biotite gnaisse. The metagabros have preserved igneous textures with reliquiar pyroxene cores and replacement reactions indicating a progressive superimposed metamorphism from the edges. Anyybolite has epidote-amphibolite paragenesis with acicular crystals of actinolite, hornblende with bluish green pleochroism and coronas of epidote. The metagranitoides paragenesis also indicates mineralogy and textures of amphibolite facies, with mafic phases represented by biotite and amphibole, and pyroxene absent. Geochemical analyses show a toleitic affinity for metagrabros and metadiorites, being a group with NMORB signature and two EMORB-signed groups, the latter differing in the degree of fractionation and content of light rare earths. Compositional variability suggests the partial melts of distinct domains, with the participation of an astenospheric component and the enriched sublithospheric mantle, driving by distensional processes that led to the rise of the asthenosphere. The metagranitoids were separated into two groups, both with high peraluminousness and signatures suggesting partial melt of crustal lithologies, with a contribution of a sedimentary protolith to Group 4 and an igneous component to Group 5. They present strongly negative Nd(t) (-8 to -11) and high 87Sr/86Sr(i) ratios (0.71375 to 0.73620), compatible with the isotopic evolution of the Piedade Block. Possibly the placement of the basic magmas at the base of the crust generated conditions for partial melt of the crust and generation of the granitoids studied here. U-Pb geochronological analyses on zircon show ages of 2078±4Ma and 2080±4.9Ma for the crystallization of the toleitic lithotypes. The tectonic model now proposed represents the final stages of the collision between the Paleocontinent São Francisco the Siderian-Riacian magmatic arcs recorded in the Mineiro Belt and the Piedade Block, estimated at 2.1Ga, while representing the pre-collisional stage of the Mantiqueira Complex, with collision estimated at 2.05 Ga.

Key words: São Bento dos Torres. Intraplate magmatism. Minas Orogeny.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da Suíte São Bento dos Torres	13
Figura 2 –	Unidades que integram o Cráton São Francisco	21
Figura 3 –	Colisão diacrônica Paleoproterozoica dos sistemas orogênicos	
	Minas-Bahia	23
Figura 4 –	Mapa Geológico da borda sul do Cráton São Francisco	28
Figura 5 –	Classificação química das rochas da Suíte São Bento dos	
	Torres	33
Figura 6 –	Diagramas spider dos litotipos básicos da Suíte São Bento dos	
	Torres	35
Figura 7 –	Diagramas classificatórios de ambiência tectônica	36
Figura 8 –	Diagrama classificatório de ambiência tectônica	37
Figura 9 –	Diagrama classificatório de afinidade geoquímica	38
Figura 10 –	Diagramas spider dos litotipos ácidos e intermediários da Suíte	
	São Bento dos Torres	39
Figura 11 –	Mapa litológico da área de estudo	42
Figura 12 –	Diagrama Streckeisen (1976) para classificação de rochas	
	ígneas	43
Figura 13 –	Aspectos de campo do anfibolito estudado	44
Figura 14 –	Aspectos petrográficos dos anfibolitos estudos	46
Figura 15 –	Aspectos de campo dos metagabros estudados	47
Figura 16 –	Aspectos petrográficos dos metagabros estudados	49
Figura 17 –	Aspectos petrográficos dos metagabros estudados	50
Figura 18 –	Aspectos mascroscópicos dos metagranitoides estudados	51
Figura 19 –	Aspectos petrográficos dos metagranitoides estudados	53
Figura 20 –	Classificação química das rochas estudadas da Suíte São	
	Bento dos Torres	61
Figura 21 –	Diagrama spider das rochas toleíticas estudadas da Suíte São	
	Bento dos Torres	63
Figura 22 –	Diagrama multielementar normalizado para NMORB	66
Figura 23 –	Diagramas binários de elementos maiores utilizando MgO	67

	como índice de diferenciação	
Figura 24 –	Diagramas binários de elementos-traço utilizando MgO como	
	índice de diferenciação	68
Figura 25 –	Diagramas classificatórios de ambiência tectônica	69
Figura 26 –	Diagramas spider dos metagranitoides estudados da Suíte São	
	Bento dos Torres	71
Figura 27 –	Diagrama classificatório de afinidade geoquímica	72
Figura 28 –	Imagem de Catodoluminescência (CL) da amostra MAJF-61A	74
Figura 29 –	Diagrama concordia e gráfico em barras para as idades	
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtidas para a amostra MAJF-61A	75
Figura 30 –	Imagens de catoluminescência (CL) da amostra MAJF-61B	76
Figura 31 –	Diagrama concordia e gráfico em barras para as idades	
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtidas para a amostra MAJF-61B	77
Figura 32 –	Evolução isotópica de Nd e Sr para as rochas da Suíte São	
	Bento dos Torres	79
Figura 33 –	Diagrama ،Nd (t) vs. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial	80
Figura 34 –	Diagramas multielementar comparando as rochas toleíticas da	
	Suite São Bento dos Torres aqui estudadas com dados da	
	bibliografia para a mesma Suite	82
Figura 35 –	Diagramas multielementar comparando as rochas toleíticas da	
	Suite São Bento dos Torres com outros exemplos de	
	magmatismo intraplaca continental	83
Figura 36 –	Diagrama geoquímico comparando diferentes exemplos de	
	magmatismo básico intraplaca	84
Figura 37 –	Diagramas petrogrenéticos para os metagranitoides estudados	
	da Suite São Bento dos Torres	86
Figura 38 –	Modelo tectônico para o magmatismo bimodal da Suite São	
	Bento dos Torres	89

LISTA DE TABELAS

Amostras coletadas e métodos correspondentes	17
Composição química de rocha total e razões das amostras da	31
Suíte São Bento dos Torres	
Análise química e razões de elementos maiores (%) em	
peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas	
metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas	
como grupo 1	54
Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso,	
traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da	
Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 2	56
Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso,	
traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da	
Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 3	58
Análise química e razões de elementos maiores (%) em	
peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas	
Metagranitoides da Suite São Bento dos Torres, classificadas	
como grupos 4 e 5	60
Parâmetros geoquímicos dos grupos de rochas estudadas	63
Dados isotópicos Nd e Sr	79
	Amostras coletadas e métodos correspondentes Composição química de rocha total e razões das amostras da Suíte São Bento dos Torres Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 1 Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 2 Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 2 Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 3 Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas Metagranitoides da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupos 4 e 5 Parâmetros geoquímicos dos grupos de rochas estudadas Dados isotópicos Nd e Sr

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	10
1	OBJETIVO E METODOLOGIA	12
1.1	Objetivo	12
1.2	Localização da área de estudo	12
1.3	Materiais e métodos	13
1.3.1	Pesquisa bibliográfica	13
1.3.2	Mapeamento geológico e coleta de amostras	14
1.3.3	Estudo petrográfico	14
1.3.4	Geoquímica elementar em rocha total	15
1.3.5	Geoquímica isotópica Sm-Nd e Sr	16
1.3.6	Geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão	16
2	GEOLOGIA REGIONAL	20
2.1	Cráton do São Francisco	20
2.2	Segmentos orogênicos paleoproterozoicos: o orógeno Minas-Bahia	22
2.2.1	Segmento Bahia	22
2.2.2	Segmento Minas	25
2.2.2.1	Cinturão Mineiro	26
2.2.2.2	Complexos Piedade e Mantiqueira	26
3	ESTADO DA ARTE DA SUITE SÃO BENTO DOS TORRES	29
3.1	Unidades litológicas da suíte São Bento dos Torres	29
3.2	Litogeoquímica da suíte São Bento dos Torres	30
3.2.1	Litotipos básicos	33
3.2.2	Litotipos ácidos e intermediários	37
3.3	Contexto Geotectônico	39
4	RESULTADOS	41
4.1	Geologia da área de estudo	41
4.1.1	Litotipos básicos e intermediários	43
4.1.2	Rochas metagranitoides	50
4.2	Litogeoquímica	54
4.2.1	Toleíticas	62

4.2.2	Calcioalcalinas	69
4.3	Geocronologia U-Pb	72
4.3.1	MAJF-61A – Metadiorito	73
4.3.2	MAJF-61B – Anfibolito	75
4.4	Isótopos Sm-Nd e Sr	77
5	DISUCUSSÕES	81
5.1	Redefinindo a Suíte São Bento dos Torres e sua petrogênese	81
5.2	Construindo um modelo tectônico	87
5.3	Superposição Brasiliana	89
	CONCLUSÕES	92
	REFERÊNCIAS	94
	APÊNDICE – Dados analíticos U-Pb	100

INTRODUÇÃO

Rochas básicas são fundamentais para o estudo dos processos litosféricos profundos, suas origens magmáticas e condições de ambientes tectônicos passados (GILL, 2014). O magmatismo básico atua nos processos de transferência de massa e de energia dos níveis profundos aos mais rasos do interior da Terra, dessa forma, são bons mensageiros do manto, contribuindo diretamente para o conhecimento de sua evolução.

Magmas básicos são gerados em uma variedade de ambientes tectônicos, porém com características geoquímicas específicas em cada um deles (WILSON, 1989). Essa propensão a uma geoquímica indicativa do ambiente talvez seja pela história petrogenética mais simples, quando comparada àquela dos granitos e andesitos. Uma vez que o manto é menos heterogêneo na composição de elementos maiores e traços do que a crosta continental, a geoquímica das rochas básicas torna- se então mais sensível à adição de fluidos que podem ser diagnósticos da configuração daquele ambiente.

Em ambientes orogênicos, o magmatismo produzido pela subducção em estágios pré a sin-colisionais é largamente relatado com efeitos na placa superior, ou em estágios pós-colisionais como produto do colapso gravitacional. No entanto, estudos recentes (CONRAD AND LITHGOW-BERTELLONI, 2002; CAPITANIO *et al.*, 2009; DAN *et al.*, 2020; GUN *et al.*, 2021) vem mostrando que as forças de tração resultantes da subducção (*slab pull*) transmitem tensões através da placa podendo causar extensão na placa inferior durante a subducção. O magmatismo gerado por tais movimentos de extensão é uma fase pouco explorada de atividade tectônica no sistema subducção-colisão e trazem uma nova contextualização para o magmatismo intraplaca.

A presente pesquisa se propõe investigar um conjunto de rochas metabásicas originalmente incluídas na Suíte São Bento dos Torres (VIANA,1991; PINTO,1991), localizadas na região de Ibertioga, no sul do Estado de Minas Gerais. Tectonicamente, a região está inserida no Bloco Piedade (BRUNO *et al.*, 2020, 2021), bordejando o setor meridional do Cráton São Francisco.

No Bloco Piedade, os magmatismos TTG e sanuktóide entre 2,71 Ga e 2,69 Ga representam a parte preservada do orógeno que formou este bloco neoarqueano (BRUNO *et al.*, 2020). Ambos são o produto provável da subducção da crosta máfica sob um microcontinente mais antigo, como sugerido por zircão herdado e assinaturas isotópicas de Nd-Sr típicas de magmas contaminados (BRUNO *et al.*, 2020). A geração de rochas máficas alcalinas intraplaca em ca. 2,5 Ga sugere um regime tectônico extensional durante este período, apoiando a presença de uma massa continental estável (BRUNO *et al.*, 2020).

Nos modelos propostos para o sistema acrescionário paleoproterozoico da Orogenia Minas (ALKMIM E TEIXEIRA, 2017; BARBOSA E BARBOSA, 2017; TEIXEIRA *et al.*, 2017), os quais descrevem o Bloco Piedade (SILVA *et al.*, 2002; BRUNO *et al.*, 2020, 2021), ele é interpretado como estável no decorrer desse sistema, não se comportando como margem ativa dos arcos do Cinturão Mineiro (AVILA *et al.*, 2010, 2014; TEIXEIRA *et al.*, 2015) e do Complexo Mantiqueira (HEILBRON *et al.*, 2010; HEILBRON *et al.*, 2017b). Dessa forma, é enquadrado então como placa inferior para as colisões.

A Suite São Bento dos Torres, foco dessa pesquisa, é intrusiva no Bloco Piedade e composta por litotipos básicos de composição gabroica e texturas ígneas preservadas, com superposição metamórfica em fácies epidoto anfibolito, associadas a metagranitoides leucocráticos homogêneos. Dados geocronológicos e geoquímicos trazidos pela presente pesquisa permitem uma nova abordagem tectônica para as rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres dentro desse sistema acrescionário paleoproterozoico.

Esta tese está organizada em 6 capítulos que abrangem no Capítulo 1 informações introdutórias sobre o escopo do trabalho; em seguida, no capítulo 2, o contexto geológico regional da área abordando os segmentos orogênicos paleoproterozoicos da borda sul e nordeste do Cráton São Francisco. O capítulo 3 trazuma compilação bibliográfica sobre a Suite São Bento dos Torres e no capítulo 4 são apresentados os resultados obtidos por essa pesquisa. No capítulo 5 são apresentadas as interpretações geológicas que os dados obtidos permitiram realizar, tais como a redefinição da Suite São Bento dos Torres e uma nova hipótese para o modelo tectônico. Por fim, o capítulo 6 apresenta as conclusões obtidas.

1 **OBJETIVO E METODOLOGIA**

1.1. Objetivo

A presente pesquisa tem como objetivo estudar as rochas da Suíte São Bento das Torres procurando obter dados que favoreçam o entendimento da evolução paleoproterozoica na margem sul do Cráton São Francisco, principalmente relacionado ao magmatismo de fases distensivas em um sistema acrescionáriocolisional.

Serão trabalhadas hipóteses de evolução crustal à luz dos modelos geotectônicos atuais para o segmento Minas do orógeno Minas-Bahia buscando responder ao questionamento: qual o papel do magmatismo intraplaca na história evolutiva do orógeno Minas-Bahia? O objetivo será alcançado através da caracterização e interpretação química, petrográfica e geocronológica das rochas da Suíte São Bento dos Torres.

1.2. Localização da área de estudo

As rochas da Suíte São Bento dos Torres ocorrem no sul do Estado de Minas Gerais, na região da Serra da Mantiqueira, tendo as cidades de Barbacena, Ibertioga, Santos Dumont, Aracitaba, Conceição do Formoso e Santa Rita do Ibitipoca como balizadoras da unidade mapeada, compreendendo uma faixa de aproximadamente 115 km segundo a direção NE-SW (em verde na figura 1).

Como descrito na literatura e nos mapas publicados (VIANA,1991; PINTO,1991; BRANDALISE E VIANA,1993), as rochas da suíte São Bento dos Torres ocorrem em dois corpos principais, com cerca de 80 Km². Para o presente trabalho será dado enfoque ao corpo situado a oeste (polígono vermelho na figura 1), a sul da cidade de Barbacena.



Figura 1 - Localização da Suíte São Bento dos Torres.

Legenda: a) Mapa de localização com a indicação em verde da Suite São Bento dos Torres cartografada em trabalhos anteriores e polígono em vermelho demarcando a área de estudo da presente pesquisa; b) Mapa de localização dentro do contexto geotectônico regional, à sul do Craton São Francisco (polígono vermelho). Linha tracejada representa o limite do então paleocontinente São Francisco. c) Mapa de localização no contexto geotectônico regional inserido no Bloco Piedade.

Fonte: Modificado de Pinto (1995) e Bruno et al. (2021).

1.3. Materiais e métodos

O desenvolvimento da pesquisa foi dividida em seis etapas de trabalho, descritas a seguir.

1.3.1. Pesquisa bibliográfica

Levantamento bibliográfico de teses, artigos em periódicos, relatórios da CPRM, mapas geológicos e demais materiais que contemplassem a Suíte São Bentodos Torres. Nesta etapa também foram compilados trabalhos que abordavam o contexto geotectônico do embasamento do Cráton São Francisco, dentre outros documentos de cunho regional.

1.3.2. Mapeamento geológico e coleta de amostras

Com base nos corpos previamente cartografados em trabalhos anteriores (VIANA,1991; PINTO,1991; PINTO,1995; BRANDALISE E VIANA,1993), decidiuse focar o estudo mais detalhado nas ocorrências de rocha da Suíte São Bento dos Torres na região de Ibertioga, por questões de logística, as quais cobrem uma área de aproximadamente 80 Km². Foram realizadas três etapas de campo onde foram descritos 115 afloramentos rochosos e coletadas as amostras destinadas à análise petrográfica, litogeoquímica e isotópica, conforme sintetizado na Tabela 1. Destacase que a região é intensamente afetada por processos intempéricos, não sendo muito abundantes afloramentos de rocha fresca.

A base cartográfica utilizada foram as folhas Ibertioga (IBGE 1976, SF-23-X-C-III-3, Carta do Brasil, escala 1:50.000) e Bias Fortes (IBGE 1976, SF-23-X-C-VI-1, Carta do Brasil, escala 1:50.000). Além das cartas geológicas Folha Barbacena (CPRM 1991, SF-23-X-C-III, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, escala 1:100.000) e Folha Lima Duarte (CPRM 1991, SF-23-X-C-VI, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, escala 1:100.000).

1.3.3. Estudo petrográfico

Um total de 58 lâminas polidas foram preparadas no Laboratório de Preparaçãode Amostras da Universidade do Estado do Rio de Janeiro–LGPA/UERJ e as descrições realizadas no laboratório de petrografia da faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (FGEL) através do microscópio Zeiss Axiosxope A1 de luz transmitida e refletida, utilizando-se da contagem modal por visada para a estimativa dos minerais. De acordo com as paragêneses encontradas, os litotipos puderam ser classificados em anfibolito, metagabro, biotita gnaisse e hornblenda-biotita gnaisse.

1.3.4. Geoquímica elementar em rocha total

Um total de 32 amostras (Tabela 1) foram preparadas no LGPA-UERJ. Os procedimentos de preparação da amostra envolveram o corte em serra, britagem manual, quarteamento, moagem, pulverização, pesagem e acondicionamento. Em seguida foram enviadas para análise de rocha total à Actlabs - Activation LaboratoriesLtd (Ontário, Canadá).

O corte em serra foi realizado com objetivo de obter uma parte interna mais preservada de ações intempéricas. Em seguida, a britagem manual foi realizada comajuda de um martelo para cominuir as amostras em fragmentos menores. Com a amostra fragmentada, fez-se uma homogeneização e quarteamento. Com o volume reduzido, realizou-se a pulverização da amostra através de um moinho de bolas de carbeto de tungstênio até a fração de 200 # (mesh). O pó resultante da moagem foi então pesado e uma alíquota de 15 g acondicionada em um pequeno pote de plástico para envio ao laboratório de análise.

O laboratório utilizado para análise química de elementos maiores, traços e terras raras foi o ACTLABs (Activation Labs) em Ontario, Canadá. O método aplicado foi o de fusão e digestão total em ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) para elementos maiores e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Scpetrometry) para elementos-traço, incluindo os elementos terras raras.

Os dados foram processados no programa GCDkit (Geochemical Data Toolkit; JANOUSEK *et al.*, 2006) utilizado em plataforma R e serão apresentados no capítulo 4 deste relatório.

1.3.5. Geoquímica isotópica Sm-Nd e Sr

Na etapa de preparação descrita no item anterior, 8 amostras (Tabela 1) tiveram uma alíquota do quarteamento separada para envio ao LAGIR (Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos) da Faculdade de Geologia da UERJ paraanálise dos isótopos de Sm, Nd e Sr.

No LAGIR, alíquotas de até 50 g da amostra pulverizada são incialmente misturadas a um marcador isotópico misto enriquecido em ¹⁴⁹Sm e ¹⁵⁰Nd, e a digestãoquímica é realizada com soluções de ácido fluorídrico (HF) 48% e ácido nítrico 6M (HNO3) em chapa aquecedora (130°) por 3 dias, em seguida com ácido clorídrico (HCl) por dois dias, e submetida a extração dos elementos por cromatografia líquida.

A primeira fase é a extração do Sr e elementos terras raras (ETR) através de uma coluna de troca catiônica preenchida com resina BIORAD AG50W-X8. O Sr é separado com HCI 2,5M e os ETR com HCI 6M.

A segunda fase é a extração de Nd e Sm realizada em outra coluna utilizando-se a resina Eichrom LN-spec. As concentrações de Sm, Nd e Sr de cada amostra sãodepositados sobre filamentos de Re com arranjo duplo, juntamente com H₃PO₄ 1N.

As razões isotópicas são obtidas através do espectrômetro de massa multicoletor TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer) TRITON – ThermoFisher. As razões isotópicas são reportadas com um erro padrão absoluto de 2 sigma (2σ). Os valores obtidos são normalizados a partir das razões naturais constantes: ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219; ¹⁴⁷Sm/¹⁵²Sm = 0.5608; ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.3752. Para análises de Sr também é utilizada a correção de interferência isobárica de Rb com ⁸⁷Sr/⁸⁵Rb = 0,3860.

1.3.6. Geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão

Essa etapa foi realizada em 2 amostras cedidas por trabalhos anteriores do grupo de pesquisa Tektos-Let da Faculdade de Geologia da UERJ.

As amostras passaram por lavagem com água corrente para evitar contaminação, secagem a banho de luz e cominuição em britador de mandíbulas e moinho de discos. Após secagem a amostra foi submetida a separação densimétrica com bromofórmio, de onde obteve-se dois concentrados de minerais pesados que foram submetidos a separação magnética com imã de mão.

Na amostra MAJF-61A foram obtidos 175 grãos, enquanto na amostra MAJF- 61B somou-se 76 grãos, os quais foram montados em resina epóxi, polida, limpa e recoberta com uma película de carbono para imageamento por catodo luminescência-CL e *Backscattered* por microscopia eletrônica de varredura (Zeiss EVO MA 10), com aceleração de voltagem de 20 Kv e 182 vezes de magnificação.

As análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG)na Universidade Federal de Ouro Preto utilizando o espectômetro Thermo-Finnigan Element II acoplado a um laser CETAC LSX-213 G2 (λ = 213 nm) Nd:YAG com célula de ablação Helix. Os dados foram adquiridos em modo peak jumping usando um spot size de 15 µm. Os dados brutos foram corrigidos para sinal de background, Pb comum, fracionamento elementar induzido pelo laser, discriminação instrumental de massa, efracionamento elementar de Pb/U, dependente do tempo, usando um programa de planilha in-house do MS Excel. A correção de Pb comum foi baseada no modelo de composição de Pb (STACEY AND KRAMERS, 1975). O fracionamento elementar induzido pelo laser e a discriminação instrumental de massa foram corrigidos via normalização pelos padrões GJ-1 de idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 608±0,5 Ma (JACKSON et al., 2004), Pleisovice de idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 338.3±1.2 Ma (SLÁMA et al., 2008) e BB(Blueberry Zircon) com idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 562.9 ± 2.3 Ma (SANTOS et al., 2017), analisados juntamente com as amostras, exatamente sob as mesmas condições. Os resultados isotópicos U-Pb obtidos foram processados no software Isoplot 4.15(LUDWIG, 2008) para construção do diagrama concórdia e cálculo das idades. Os dados analíticos obtidos, tanto das amostras como dos padrões, encontram-se no apêndice A deste documento.

Amostra	Litotipo	Petrografia	Litogeoquímica	Geocronologia	lsótopos Sm-Nd Sr
GM-04A	Metagabro	Х	Х		
GM-09	Metagabro	Х	Х		
GM-10A	Anfibolito	Х	х		
GM-10B	Metagabro	Х			
GM-10C	Metagabro	Х			
GM-10D	Metagabro	Х			
GM-10E	Anfibolito	Х			
GM-11	Metagabro	Х			
GM-12A	Metagabro	Х			
GM-14	Metagabro	Х	х		
GM-15A	Metagabro	Х			
GM-15B	Metagabro	Х	х		х
GM-17A	Metagabro	Х	х		
GM-17B	Metagabro	Х			
GM-20	Metagranitoide	Х	х		
GM-21A	Metagranitoide	Х	х		Х
GM-21B	Metagranitoide	Х	х		
GM-21C	Anfibolito	Х	х		
GM-22	Metagranitoide	Х			
GM-24	Metagranitoide	Х			
GM-25	Metagranitoide	Х			
GM-26	Metagranitoide	Х	х		х
GM-27A	Metaganitóide	Х			
GM-27B	Metaganitóide	Х			
GM-28A	Metagabro	Х	х		
GM-28C	Metagranitoide	Х	х		
GM-31	Metagranitoide	Х			
GM-33	Metagranitoide	Х			
GM-35	Metagranitoide	Х	х		
GM-38	Metagranitoide	Х	х		Х
GM-41A	Metagabro	Х	х		Х
GM-41B	Metagabro	Х			
GM-41C	Anfibolito	Х	х		
GM-42	Anfibolito	Х	х		
GM-43	Metagabro	Х	х		
GM-47	Anfibolito	Х	х		
GM-48	Metagranitoide	Х	х		
GM-49A	Anfibolito	Х			
GM-49B	Anfibolito	Х	х		
GM-50A	Anfibolito	Х	х		
GM-53A	Metagranitoide	Х			

Tabela 1 - Amostras coletadas e métodos correspondentes.(continua)

Amostra	Litotipo	Petrografia	Litogeoquímica	Geocronologia	Isótopos Sm-NdSr
GM-53B	Metagabro	х			
GM-55	Anfibolito	х			
GM-58A	Metagranitoide	х	Х		Х
GM-58B	Metagabro	х	Х		
GM-61	Anfibolito	х			
GM-62	Anfibolito	х			
GM-65	Anfibolito	х	Х		
GM-69	Anfibolito	х	Х		
GM-77	Metagabro	х			
GN-82B	Anfibolito	х	Х		
GM-84	Metagranitoide	х			
GM-85	Metagranitoide	х			
GM-86	Metagranitoide	х			
GM-87	Anfibolito	х	Х		
GM-90	Metagabro	х	Х		
MAJF-61A	Metadiorito	х	х	х	Х
MAJF-61B	Anfibolito	Х	х	Х	х

Tabela 1 - Amostras coletadas e métodos correspondentes.(conclusão)

Fonte: A Autora, 2020.

2 GEOLOGIA REGIONAL

As rochas foco dessa pesquisa inserem-se no contexto acrescionário do Paleocontinente São Francisco-Congo, o qual foi parcialmente retrabalhado pelos sistemas orogênicos do Neoproterozoico (Brasiliano - Pan Africano). O Paleocontinente São Francisco-Congo é o termo usado para caracterizar a paleoplaca formada pela amalgamação de núcleos arqueanos e arcos magmáticos durante o Paleoproterozoico (Sideriano a Orosiriano) (NOCE *et al.*, 2007; AVILA *et al.*, 2008; HEILBRON 2010, 2017; BRUNO *et al.*, 2020, MOREIRA *et al.*, 2018; CUTTS *et al.*, 2018).

2.1 Craton do São Francisco

Juntamente com outros 4 crátons (Amazonas, São Luís, Paranapanema e Rio de La Plata) (ALMEIDA, *et al.*, 1981, 2000; SCHOBBENHAUS E BRITO NEVES, 2003), o Cráton do São Francisco (CSF) integra a Plataforma Sul Americana, estando localizado na sua porção centro-leste. Suas rochas registram processos de evolução crustal relacionadas à orógenos colisionais que datam desde o Arqueano ao Neoproterozoico, fazendo dele um importante laboratório.

O CSF representa um fragmento de litosfera continental consolidado anteriormente ao Ciclo Orogênico Brasiliano, e durante o qual não sofreu significativas deformações e metamorfismo (ALMEIDA, 1977). Dessa forma, ele é visto atualmente como o bloco que foi preservado da Orogênese Brasiliana durante as etapas de amalgamação do Gondwana, entre o Neoproterozoico e o Cambriano (ALKMIM E MARSHAK, 1998; TEIXEIRA *et al.*, 2017; HEILBRON *et al.*, 2017).

As unidades litológicas que integram o Cráton São Francisco são: o embasamento cratônico composto por núcleos arqueanos/paleoproterozoicos e dois segmentos de orógenos paleoproterozoicos (segmento Minas e segmento Bahia) (TEIXEIRA *et al.*, 2000; ALKMIM E MARSHAK, 1998; BARBOSA E SABATÉ, 2004; ALKMIM E NARTINS NETO, 2012), coberturas proterozóicas mais novas que 1,8 Ga (CRUZ E ALKMIM, 2006; PEDROSA SOARES E ALKMIM,

2011; ALKMIM E MARTINS NETO, 2012; TEIXEIRA *et al.*, 2000); e coberturas Fanerozoicas (Figura 2).



Figura 2 - Unidades que integram o Cráton São Francisco

Legenda: a) Plataforma Sul Americana; b) Mapa geológico do Cráton São Francisco mostrando a área de embasamento Arqueano e Paleoproterozoico, coberturas Proterozoicas indivisas (indeformadas) e coberturas Neoproterozoicas. Fonte: Modificado de Heilbron *et al.*, 2017.

Os núcleos Arqueanos que integram o embasamento cratônico são compostos por suítes de composição TTG associadas a *greenstones*, amalgamados durante o Neoarqueano sob condições de médio a alto grau metamórfico (TEIXEIRA *et al.*, 2000). Esse conjunto foi intrudido por granitos de alto potássio e diques máficos (TEIXEIRA *et al.*, 2000; LANA, 2013).

Os dois segmentos orogênicos paleoproterozoicos localizam-se na porção nordeste e sul do CSF. Essas colisões envolveram a reciclagem e fusão da crosta arqueana entre o Riaciano e Orosiriano, além de acreções de crosta juvenil no Sideriano e Riaciano (AVILA *et al.*, 2010; SEIXAS *et al.*, 2012, 2013; TEIXEIRA *et al.*, 2015; BRUNO *et al.*, 2020; MOREIRA *et al.*, 2018; MOREIRA *et al.*, 2019).

No segmento sul do CSF, o sistema orogênico paleoproterozoico

compreende o Cinturão Mineiro e os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora (ALKMIM E MARSHAK, 1998), amalgamados durante a Orogenia Minas (TEIXEIRA *et al.*, 2015). Na porção norte/nordeste é o segmento Bahia, formado por um mosaico de vários blocos arqueanos (BARBOSA E SABATÉ, 2004; BARBOSA E BARBOSA, 2017). No contexto do Gondwana Ocidental, esse sistema orogênico a norte juntamente com o Cinturão Oeste-Africano, formaram uma ponte crustal conectando os atuais crátons São Francisco e Congo (PORADA, 1989).

A conexão entre essas duas grandes massas continentais, São Francisco e Congo, parece ter se mantido até a abertura do Atlântico Sul durante a fragmentação do Pangea no Eocretáceo (PORADA, 1989; TROMPETTE, 1994; PEDROSA- SOARES *et al.*, 1992, 2001).

2 Segmentos orogênicos paleoproterozoicos: o orógeno Minas-Bahia

Os sistemas orogênicos paleoproterozoicos desenvolvidos na porção sul e norte do Cráton São Francisco (Figura 3) possuem histórias evolutivas análogas, comformação de arcos juvenis e continentais e sequências vulcano-sedimentares entre 2,5 e 2,1 Ga, além de granitos sin e pós colisionais entre 2,1 e 2,0 Ga. (TEIXEIRA E FIGUEIREDO, 1991; TROMPETTE, 1994; SILVA *et al.*, 2002; NOCE *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2010; CRUZ *et al.*, 2016; TEIXEIRA *et al.*, 2015).

2.2.1 Segmento Bahia

O domínio orogênico ao norte, no segmento Bahia, envolveu a colisão diacrônica de três grandes blocos Arqueanos: Gavião, Jequié e Serrinha, além do cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (ISAC) (Figura 3) formado pela colisão de arcos magmáticos no Neoarqueano (BARBOSA E BARBOSA, 2017).



Figura 3 - Colisão diacrônica Paleoproterozoica dos sistemas orogênicos Minas-Bahia.

Legenda: Colisão de Blocos continentais Arqueanos: Gavião, Serrinha e Jequié e o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá no segmento Bahia; além da colagem adjacente da Orogenia Minas a sul. UAC – Complexos Arqueanos Indivisos Fonte: Bruno *et al.*, 2021; modificado de Teixeira *et al.*, 2017

O Bloco Gavião representa o maior e mais antigo componente do embasamento, com rochas que registram fragmentos de crosta mais antiga da América do Sul (MARTIN *et al.*, 1997; SANTOS PINTO *et al.*, 1998; BARBOSA E BARBOSA, 2017). Esse bloco é composto por gnaisses de afinidade TTG metamorfisados em facies anfibolito, associado a uma assembleia supracrustal de rochas piroclásticas, komatiitos, sedimentos químicos exalativos e pillow-lavas. (BARBOSA E BARBOSA, 2008; BARBOSA E BARBOSA, 2017).

As rochas mais antigas do embasamento do Bloco Jequié datam de ca. 3,0 a 2,9 Ga. São representadas por migmatitos heterogêneos com mega enclaves de rochas supracrustais, intrudidos por granitóides de ca. 2,8-2,7 Ga. Esse grupo está recoberto por sedimentos pelíticos, cherts e BIFs que se acumularam nas bacias. Todo o conjunto foi afetado pelo metamorfismo granulítico Paleoproterozoico resultante da colisão entre estes blocos (BARBOSA E BARBOSA, 2017).

O Bloco Serrinha compreende ortognaisses com enclaves de rochas gabroicas que datam de 3,0-2,9 Ga e serviram de embasamento para as sequências greenstone Rio Itapecuru e Capim, que preencheram a bacia back arc entre 2,2-2,1 Ga e foram posteriormente deformadas e metamorfisadas em facies anfibolito na colisão em 2,0 Ga (BARBOSA *et al.*, 2012; BARBOSA E BARBOSA, 2017).

Granitos e monzogranitos calcioalcalinos a shoshoníticos, potássicos, classificados como pré a sin colisional são datados entre 2300 e 2065 Ma no Bloco Gavião (BARBOSA *et al.*, 2012; CRUZ *et al.*, 2015). Granitos, granodioritos e tonalitos calcioalcalinos peraluminosos pré a sin colisionais datados entre 2164 e 2109 Ma intrudem a sequência vulconosedimentar Rio Itapecuru no Bloco Serrinha (OLIVEIRA *et al.* 2010; BARBOSA *et al.*, 2013). Segundo alguns autores (e.g CRUZ *et al.*, 2015; BARBOSA *et al.*, 2012; OLIVEIRA *et al.*, 2010) esses dois grupos registram o desenvolvimento de arcos magmáticos ao longo da margem do Bloco Gavião e do Bloco Serrinha, respectivamente.

Sienitos sin a tardi colisionais datados entre 2098 e 2060 Ma estão alocados no Cinturão ISAC (CONCEIÇÃO 1990; CONCEIÇÃO *et al.*, 2003). Já no Bloco Gavião foram registradas duas gerações de magmatismo pós-colisional: os sienitos datados entre 2054-2049 Ma que formam o batólito Urandi-Guanambi e os leucogranitos peraluminosos colocados em torno de 1970 Ma (BARBOSA e BARBOSA, 2017).

Dados estruturais e petrológicos sugerem que a colisão dos blocos foi provavelmente oblíqua, com transporte para NW e incorporação de lascas do Bloco Jequié no cinturão ISAC. O metamorfismo imposto às rochas atingiu a facies granulito no Bloco Jequié e no cinturão ISAC, enquanto nos blocos Gavião e Serrinha predomina assembleias minerais de facies xisto verde e anfibolito (BARBOSA E BARBOSA, 2008).

A convergência Riaciana-Orosiriana envolveu além dos núcleos arqueanos do paleocontinente São Francisco, a amalgamação com o núcleo arqueano do Gabão no Craton do Congo, formando então uma ponte crustal conectando esses dois crátons, a qual permaneceu até o Cretáceo (PORADA, 1989).

2.2.2 Segmento Minas

No limite sul do Paleocontinente São Francisco, a Orogenia Minas envolveu a acreção de diversos arcos juvenis e continentais entre o Sideriano e Riaciano. Os eventos acrescionários desse período culminaram com a colagem de grandes domínios tectônicos, como Cinturão Mineiro, Bloco Piedade, Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora, no antepaís.

Os blocos e/ou terrenos Arqueanos que integram o antepaís do Orógeno Minas nessa porção compreendem terrenos tectono-metamórficos de alto a médio grau compostos por suítes TTG, migmatitos e granitoides potássicos, associados a complexos máfico-ultramáficos e sequências greenstone belt (e.g. TEIXEIRA *et al.*, 2000; ROMANO *et al.*, 2013; LANA *et al.*, 2013), além de unidades supracrustais da margem continental ativa que constituem o Supergrupo Minas.

Esse conjunto apresenta contrastantes estilos deformacionais os quais registram três episódios de acreção distintos datados em 3,21-3,10 Ga, 2,93-2,90 Ga e 2,80-2,77 Ga (LANA *et al.*, 2013). Esses eventos individualizaram dois segmentos crustais, um mais antigo marcado pela geração de gnaisses TTGs juvenis dos complexos Campo Belo e Santa Bárbara e outro mais jovem formado pela acreção dos complexos Belo Horizonte, Bonfim e Passa Tempo (LANA *et al.*, 2013, ROMANO *et al.*, 2013). Por fim, a crosta arqueana TTG foi intrudida por granitoides potássicos com idade de 2750-2700 Ma (LANA *et al.*, 2013; ROMANO *et al.*, 2013;), marcando a estabilização de um núcleo cratônico arqueano, o qual serviria de plataforma na colisão Paleoproterozoica (ROMANO *et al.*, 2013; LANA *et al.*, 2013; FARINA *et al.*, 2015).

2.2.2.1 Cinturão Mineiro

O Cinturão Mineiro, desenvolvido ao longo da margem sul do núcleo arqueano do cráton do São Francisco, é marcado pela evolução de sucessivos arcos continentais e oceânicos entre 2,47 e 2,12 Ga. Pode ser interpretado como um terreno alóctone acrecionado à margem continental do paleocontinente arqueano São Francisco em torno de 2100 Ma (CAMPOS E CARNEIRO 2008; ÁVILA *et al.*, 2010, 2014; TEIXEIRA *et al.*, 2015; BARBOSA *et al.*, 2015). O Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso NE-SW e o Lineamento Congonhas NW-SE representam os principais limites dessa acreção Riaciana.

2.2.2.2 Complexos Piedade e Mantiqueira

Barbosa (1954) definiu inicialmente o termo Série Mantiqueira para reunir rochas gnáissicas e migmatíticas aflorantes na serra da Mantiqueira, principalmente na região de Santos Dumont-MG. Já Ebert (1955) abandonou essa nomenclatura, sugerindo que a "Série Mantiqueira" seria apenas uma fácies metamórfica da Formação Barbacena, e classificou as rochas dessa região em um Arqueano indiviso com idades pré série Juiz de Fora. Nas décadas seguintes, surgiram classificações como Complexo Piedade e Complexo Gnáissico Migmatítico para definir as rochas dessa região.

O Gnaisse Piedade, ou Complexo Piedade, foi definido por Ebert (1958) como gnaisses homogêneos com bandamento plano axial centimétrico contínuo e foliação sub-horizontal, por vezes com um caimento suave para leste. Além da deformação que gerou o bandamento gnáissico, uma segunda fase de deformação está representada por dobras que flexionam a foliação. Composicionalmente foram identificados como biotita gnaisse, hornblenda-biotita gnaisse, epidoto-biotita gnaisse, muscovita-biotita gnaisse. No sentido de oeste para leste é descrito um aumento do metamorfismo e migmatização dos gnaisses, além de maiores concentrações de corpos metabásicos. Posteriormente foi interpretado como uma

unidade pré a sin colisionais do Cinturão Mineiro (SILVA *et al.*, 2002). Sua abrangência foi definida em uma faixa de aproximadamente 60 km de largura por 300 Km de extensão, do norte dafolha SE-23 (Belo Horizonte) até a região de São Bento do Abade ao sul.

Na década de 80 Trouw *et al.* (1986) retomaram o termo Mantiqueira como Grupo, e posteriormente substituído por Complexo (TEIXEIRA E FIGUEIREDO, 1991; TEIXEIRA, 1996), para reunir um conjunto de gnaisses bandados a migmatíticos com intercalações de anfibolito, interpretado como o embasamento Paleoproterozoico da Faixa Araçuaí e do Terreno Ocidental da Faixa Ribeira (HEILBRON *et al.*, 2000, 2010, 2017). Foram classificados como ortognaisses calcioalcalinos de composição tonalítica, granodiorítica a granítica com assinatura geoquímica de arco magmático (c.a 2,2 Ga) em associação com granitóides colisionais (c.a 2,15 Ga) (HEILBRON *et al.*, 2000), além de camadas de anfibolito e lentes de meta-ultramáficas. Os membros de composição básica são de afinidade toleítica e subordinadamente alcalina (DUARTE, 1998), representantes de ambiente intracontinental em regime distensivo.Todo o conjunto fora metamorfizado em fácies anfibolito e localmente granulito durante a orogenia Brasiliana no Neoproterozoico (HEILBRON *et al.*, 2010).

Dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos recentes conduziram Bruno *et al* (2020) a interpretarem os Complexos Mantiqueira e Piedade como terrenos tectono-estratigráficos distintos (Figura 4), renomeando este último como Bloco Piedade, que foram amalgamados durante a orogênese Riaciana (2,05 Ga).

Idades U-Pb entre 2,71 Ga e 2,69 Ga, além de idades T_{DM} Sm-Nd e zircão herdado encontrado nas rochas do Complexo Piedade sugerem que o mesmo teria sua origem como um bloco continental Arqueano retrabalhado, enquanto o Complexo Mantiqueira representaria um arco magmático Paleoproterozoico com adição juvenil e contaminação crustal (BRUNO *et al.*, 2020). Dados isotópicos dos mesmos autores mostraram que as razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd para as rochas do Complexo Mantiqueira são mais elevadas, além de valores de €Nd(t) menos negativos.

Granitoides tardios (2,10-2,02 Ga) de alto potássio marcam o estágio colisional, além do metamorfismo granulítico ao longo da Zona de Cisalhamento Ponte Nova refletindo a acreção do Complexo Mantiqueira contra o Complexo Piedade. Rochas toleíticas com assinatura intraplaca de 2,04 Ga além de rochas

alcalinas de 1,98 Ga marcam a transição para um regime tectônico extensional (BRUNO *et al.*, 2020). Ambos os terrenos foram afetados, em diferentes graus, pelo metamorfismo Brasiliano Neoproterozoico.





Legenda: Complexo Piedade e o Complexo Mantiqueira como terrenos distintos que integram a borda sul do Cráton São Francisco, amalgamados na orogênese Riaciana-Orosiriana.

Fonte: Modificado de Bruno et al., 2020.

3 ESTADO DA ARTE DA SUÍTE SÃO BENTO DOS TORRES

A Suíte São Bento dos Torres (VIANA,1991; PINTO,1991) foi descrita em 1991 através do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, com o mapeamento geológico na escala 1:100.000 das Folhas Barbacena e Lima Duarte. Posteriormente, dados compilados foram publicados (PINTO *et al.*, 1992) na Revista da Escola de Minas (v.45).

Ela foi mapeada ao longo de faixa de aproximadamente 115 Km, encontrando- se aflorante ao longo de dois corpos principais com dimensões de aproximadamente 70 e 40 Km². O maior deles ocorre a sul-sudoeste da cidade de Barbacena, nas proximidades da cidade de Ibertioga, e o outro na região de Aracitaba, região sudeste do estado de Minas Gerais (Figura 1). Corpos menores ocorrem em áreas intermediárias aos dois principais corpos, aparentemente sem continuidade física emsuperfície (PINTO, 1995).

Nesse capítulo serão apresentados os dados da literatura para as rochas da Suíte São Bento dos Torres, além dos aspectos regionais para sua contextualização na história de amalgamação do Paleocontinente São Francisco no decorrer doSideriano ao Orosiriano.

3.1 Unidades litológicas da suíte São Bento dos Torres

Conforme definida por Viana (1991) e Pinto (1991), a Suíte São Bento dos Torres está representada por rochas ortoderivadas metamorfisadas em fáceis granulito. Seus litotipos máficos são representados dominantemente por metagabros e noritos, compostos principalmente por plagioclásio, hiperstênio e diopsídio associados a granada, anfibólio e biotita neoformados (PINTO,1991; BRANDALISE EVIANA, 1993). Já sua assembleia litológica intermediária e ácida é representada por ortognaisses enderbíticos, com mineralogia essencial a base de quartzo, feldspato e ortopiroxênio (hiperstênio), com diopsídeo, hornblenda, biotita e granada associadas (PINTO, 1991).

Os contatos com as rochas encaixantes não são expostos, mas foram

interpretados como tectônicos na forma de zonas de cisalhamento de baixo ângulo com os Complexo Mantiqueira e Barbacena (PINTO, 1991), bem como com o Grupo Andrelandia (PINTO,1991; VIANA, 1991). Os ortognaisses afloram, via de regra, saprolitizados, enquanto as principais exposições dos litotipos básicos ocorrem na forma de blocos ematacões (BRANDALISE E VIANA, 1993). Na região de Aracitaba, os contatos entre os metagabros e noritos com os ortognaisses são bruscos, na forma de lentes métricas (2 m) a decamétricas (15 m) concordantes com a foliação gnáissica principal (BRANDALISE E VIANA, 1993).

Os autores (PINTO, 1991; VIANA, 1991; BRANDALISE E VIANA, 1993) descreveram paragêneses metamórfica de fáceis granulito com processos retrometamórficos em fácies anfibolito, embora alguns tipos básicos também sejam descritos com texturas ígneas reliquiares. Evidências de deformação são observada pela extinção ondulante e encurvamento das lamelas de geminação do plagioclásio, contatos tríplices e matriz recristalizada, além de textura milonítica no biotita gnaisse (VIANA, 1991; PINTO, 1995).

3.2 Litogeoquímica da suíte São Bento dos Torres

Foram compiladas 28 análises químicas do trabalho de Pinto (1995), o qual usou fontes como Pinto (1991), Viana (1991), Brandalise e Viana (1993) de trabalhos do Projeto Barbacena (DNPM/CPRM). Dessas, 22 correspondem a litotipos básicos e 6 rochas ácidas e intermediárias (Tabela 2), e apenas 8 coincidem com a área objeto desta pesquisa, marcadas em amarelo na tabela 2.

Os litotipos básicos apresentam variação entre as series toleíticas e calcioalcalinas plotando na interface entre os dois campos, conforme pode ser observado no diagrama AFM (IRVINE AND BARAGAR, 1971) da figura 5a, e apresentam composição predominantemente basaltica conforme diagrama TAS (COX *et al.*, 1979) da figura 5b.

Os litotipos ácidos pertencem a série calcioalcalina segundo diagrama AFM (IRVINE AND BARAGAR, 1971) da figura 5a e apresentam quimismo variando de andesito a riolito segundo diagrama TAS (COX *et al.*, 1979) da figura 5b.

Amostra	HV498 B	HV526 A	HV230	CP689 E	LB25	LB5A	HV10	HV70 C	LB9E	HV519 B	CP693 B	CP684 A	LB6	HV6A	HV6B	HV17	EB165 A	EB207 A	HV69 A	HV13 B	HV11	EB315 B	CP691	HV519 A	EB320 A	CP693 A	LB9D	HV299 A
Classe	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P3	P3	P3	<mark>Acida</mark>	Acida	Acida	Acida	Acida	Acida
SiO2	45,8	<mark>47,3</mark>	47,5	<mark>47,5</mark>	48,2	48,7	49	49,6	49,8	<mark>49,9</mark>	<mark>50,6</mark>	53,4	48	48,1	48,6	49,1	49,2	49,9	53,7	47,7	47,9	48	<mark>57,2</mark>	<mark>61,8</mark>	64,5	<mark>65,3</mark>	67,3	<mark>72,7</mark>
TiO2	2,3	<mark>2,2</mark>	1,6	<mark>1,6</mark>	1,6	1,6	1,3	1,1	1,2	<mark>1,3</mark>	1,1	1	2,3	3,8	4,1	3,7	2,4	2,1	0,67	3,4	3,2	3,8	<mark>0,66</mark>	<mark>0,87</mark>	0,78	<mark>0,49</mark>	0,73	<mark>0,18</mark>
AI2O3	13,2	<mark>12,5</mark>	14,3	<mark>13,1</mark>	13,6	13,6	13,7	13,3	13,7	<mark>14,1</mark>	<mark>12,9</mark>	14,9	13,8	12,9	10,9	12,5	12,9	14,2	14,5	13,7	14	13,6	<mark>14,9</mark>	<mark>14,5</mark>	14,2	<mark>13,9</mark>	14,6	<mark>13,7</mark>
Fe2O3(T)	6,9	<mark>5,9</mark>	2,7	<mark>5,6</mark>	6,6	5,9	4	7	4,3	<mark>4,2</mark>	<mark>7,6</mark>	3,1	5,6	4,4	5,5	4,2	9,6	5	1	4,9	4,6	4	<mark>1,4</mark>	2	2,2	<mark>1,4</mark>	1,7	<mark>0,97</mark>
MnO	0,24	<mark>0,27</mark>	0,25	0,25	0,24	0,23	0,16	0,24	0,22	<mark>0,24</mark>	0,24	0,42	0,22	0,24	0,26	0,26	0,24	0,19	0,14	0,17	0,2	0,21	<mark>0,13</mark>	<mark>0,18</mark>	0,12	<mark>0,12</mark>	0,08	0,03
MgO	5,6	<mark>6</mark>	6,6	<mark>6,9</mark>	6,1	6,8	7,1	6,6	6,4	<mark>5,5</mark>	<mark>7,7</mark>	3,9	6,5	5	5,7	4,6	5,3	6,5	6	6	6,3	5,4	<mark>5,3</mark>	<mark>4,3</mark>	2,6	<mark>2,7</mark>	1,7	0,53
CaO	10,3	<mark>11</mark>	12,4	11,5	9,7	11,9	11,3	11	10,1	<mark>11,4</mark>	11,8	13	11,1	9,1	8,2	8,7	9,5	11	11,2	9,4	10	9,1	<mark>6,5</mark>	<mark>4,8</mark>	2,7	<mark>2,3</mark>	4,8	<mark>1,9</mark>
Na2O	2,7	<mark>2,5</mark>	2,1	<mark>2,3</mark>	2,6	1,9	2,1	2,8	3,1	<mark>2,4</mark>	2	1,4	2,2	3,4	3,1	3,9	3,1	2,1	2,9	3,1	3,3	3,2	<mark>4,6</mark>	<mark>3</mark>	5	<mark>4,2</mark>	4,4	<mark>3,9</mark>
K2O	0,43	<mark>0,16</mark>	0,17	0,13	0,22	0,22	0,53	0,36	0,75	<mark>0,4</mark>	0,27	0,21	0,54	0,76	0,87	0,85	0,75	0,46	1,2	0,79	0,68	0,83	<mark>2,4</mark>	<mark>0,51</mark>	2	<mark>3,4</mark>	0,83	<mark>4,4</mark>
P2O5	0,19	<mark>0,21</mark>	0,17	0,16	0,14	0,11	0,12	0,11	0,11	<mark>0,15</mark>	<mark>0,1</mark>	0,12	0,27	0,34	0,36	0,38	0,2	0,17	0,07	0,48	0,33	0,44	<mark>0,44</mark>	<mark>0,1</mark>	0,08	<mark>0,07</mark>	0,16	0,07
Cr	58	<mark>86</mark>	74	<mark>136</mark>	60	128	82	112	116	<mark>188</mark>	<mark>124</mark>	280	100	54	84	69	72	200	420	156	152	78	<mark>168</mark>	132	184	<mark>160</mark>	44	<mark>5</mark>
Ni	110	<mark>114</mark>	106	<mark>148</mark>	74	184	33	152	144	<mark>168</mark>	<mark>148</mark>	184	178	90	100	108	110	152	188	140	162	108	<mark>114</mark>	124	98	<mark>132</mark>	42	14
V	440	<mark>370</mark>	220	<mark>360</mark>	440	490	144	420	310	<mark>310</mark>	<mark>290</mark>	320	480	510	290	720	460	320	210	370	380	400	<mark>130</mark>	290	120	<mark>180</mark>	124	<mark>64</mark>
Zn	140	<mark>149</mark>	115	<mark>24</mark>	133	16	93	109	133	<mark>181</mark>	<mark>11</mark>	31	29	156	182	191	144	20	33	124	156	137	<mark>36</mark>	106	98	<mark>45</mark>	40	<mark>43</mark>
Rb	-	-	-	<mark><10</mark>	6	7	8	<10	<10	<mark><10</mark>	<mark><10</mark>	<10	13	17	20	20	18	16	43	16	13	16	<mark>99</mark>	<10	60	<mark>130</mark>	35	<mark>140</mark>
Sr	160	<mark>100</mark>	120	<mark>120</mark>	120	110	110	47	80	64	<mark>78</mark>	80	220	180	170	200	190	190	260	410	470	460	<mark>1000</mark>	100	280	<mark>200</mark>	210	<mark>140</mark>
Nb	32	<mark>42</mark>	34	<mark>54</mark>	11	<20	10	40	11	38	<mark>38</mark>	48	<20	<20	24	24	<20	34	<20	31	23	37	<mark>40</mark>	36	12	<mark>34</mark>	16	<mark><20</mark>
Zr	120	<mark>120</mark>	83	<mark>84</mark>	57	85	55	60	72	72	<mark>53</mark>	37	190	180	210	220	200	150	89	220	170	260	<mark>310</mark>	66	200	<mark>160</mark>	310	<mark>190</mark>
Y	58	<mark>78</mark>	44	<mark>48</mark>	35	40	25	52	21	<mark>66</mark>	<mark>50</mark>	46	38	36	41	44	51	23	28	27	20	30	<mark>36</mark>	<mark>44</mark>	20	<mark>46</mark>	17	<mark>10</mark>
Ba	70	<mark>54</mark>	56	<mark>44</mark>	68	86	25	30	20	52	<mark>72</mark>	92	250	180	250	170	270	130	360	410	250	360	<mark>1450</mark>	370	750	<mark>820</mark>	510	<mark>530</mark>
La	12,74	<mark>9,83</mark>	9,93	6,56	5,28	6,09	6,61	5,64	8,3	<mark>8,87</mark>	8,92	6,32	16,97	14,37	22,04	20,34	12,71	11,03	11,6	27,71	22,3	30,38	<mark>42,79</mark>	<mark>19,37</mark>	36,36	<mark>39,82</mark>	41,23	<mark>39,77</mark>
Ce	27,86	<mark>22,34</mark>	20,18	<mark>14,95</mark>	23,92	20,82	19,11	12,88	28,34	<mark>18,95</mark>	18,3	12,44	45,88	43,79	58,55	54,04	30,73	31,35	24,7	72,67	61,52	79,52	<mark>78,49</mark>	<mark>33,08</mark>	77,61	<mark>58,18</mark>	86,15	<mark>65,27</mark>
Nd	18,8	<mark>17,55</mark>	14,91	<mark>12,68</mark>	14,39	13,38	10,87	9,34	13,58	<mark>13,06</mark>	<mark>11,76</mark>	9,31	24,58	24,51	33,19	31,98	20,15	18,23	14,8	37,59	31,01	42,16	<mark>47,66</mark>	<mark>15,63</mark>	28,51	<mark>22,2</mark>	28,29	<mark>25,18</mark>
Sm	5,25	<mark>5,06</mark>	3,55	<mark>3,4</mark>	4,32	3,73	3,02	2,39	3,43	<mark>3,86</mark>	<mark>3,2</mark>	2,1	5,53	6,19	8,37	8,11	4,71	4,57	3,5	7,83	6,42	8,46	<mark>8,9</mark>	<mark>3,48</mark>	4,78	<mark>3,6</mark>	4,43	<mark>4,5</mark>

Tabela 2 - Composição química de rocha total e razões das amostras da Suíte São Bento dos Torres.(continua)

Amostra	HV498 B	HV526 A	HV230	CP689 E	LB25	LB5A	HV10	HV70 C	LB9E	HV519 B	CP693 B	CP684 A	LB6	HV6A	HV6B	HV17	EB165 A	EB207 A	HV69 A	HV13 B	HV11	EB315 B	CP691	HV519 A	EB320 A	CP693 A	LB9D	HV299 A
Classe	P1	P1	P1	<mark>P1</mark>	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P2	P3	P3	P3	<mark>Acida</mark>	<mark>Acida</mark>	Acida	<mark>Acida</mark>	Acida	<mark>Acida</mark>
Eu	1,4	1,48	1,11	1,19	1,15	1,07	0,88	0,84	0,92	<mark>1,1</mark>	0,88	0,85	1,48	1,79	2,24	2,31	1,3	1,28	0,91	2,18	1,8	2,41	2,25	0,97	1,07	<mark>1,13</mark>	0,85	<mark>0,8</mark>
Gd	5	5,47	3,92	4,07	4,43	3,88	3,24	2,96	3,12	4,12	3,62	3,02	4,84	5,9	8,16	8,04	4,83	4,34	2,7	6,28	4,92	6,5	7,02	3,06	3,14	<mark>3,2</mark>	2,99	<mark>3,12</mark>
Dy	4,85	5,75	3,62	4,22	5,58	4,32	3,69	3,3	3,53	4,67	<mark>3,8</mark>	3,04	4,69	6,44	8,44	8,51	4,82	4,45	2,8	5,12	4,2	5,84	4,44	2,63	2,48	<mark>2,28</mark>	2,32	<mark>2,1</mark>
Ho	0,87	0,95	0,55	0,82	1,23	0,95	0,75	0,6	0,78	0,84	<mark>0,8</mark>	0,6	0,99	1,33	1,74	1,73	0,96	0,93	0,54	1	0,86	1,14	0,66	<mark>0,5</mark>	0,54	<mark>0,38</mark>	0,51	<mark>0,31</mark>
Er	2,33	<mark>3,27</mark>	1,91	<mark>2,49</mark>	3,9	3	2,09	1,85	2,31	<mark>2,7</mark>	<mark>2,26</mark>	2,02	2,91	3,81	4,99	4,81	2,49	2,72	1,7	2,64	2,39	2,94	<mark>1,97</mark>	<mark>1,25</mark>	1,71	<mark>1,06</mark>	1,43	<mark>0,76</mark>
Yb	2,3	<mark>3,35</mark>	1,93	<mark>2,37</mark>	3,66	2,71	1,76	2,03	2,1	<mark>2,89</mark>	<mark>2,08</mark>	2,16	2,43	3,43	6,42	4,27	2,11	2,18	1,5	2,01	1,8	2,36	<mark>1,6</mark>	<mark>1,73</mark>	1,74	<mark>1,46</mark>	1,23	<mark>0,85</mark>
Lu	0,29	<mark>0,5</mark>	0,31	<mark>0,33</mark>	0,5	0,36	0,23	0,26	0,29	<mark>0,34</mark>	<mark>0,27</mark>	0,3	0,32	0,43	0,55	0,55	0,28	0,28	0,24	0,27	0,24	0,29	<mark>0,23</mark>	<mark>0,23</mark>	0,25	<mark>0,22</mark>	0,18	<mark>0,12</mark>
Sum_REE	81,69	<mark>75,55</mark>	61,92	<mark>53,08</mark>	68,36	60,31	52,25	42,09	66,7	<mark>61,4</mark>	<mark>55,89</mark>	42,16	110,62	111,99	154,69	144,69	85,09	81,36	64,99	165,3	137,46	182	<mark>196,01</mark>	<mark>81,93</mark>	158,19	<mark>133,53</mark>	169,61	<mark>142,78</mark>
Eu/Eu*	0,84	<mark>0,86</mark>	0,91	<mark>0,98</mark>	0,8	0,86	0,86	0,97	0,86	<mark>0,84</mark>	<mark>0,79</mark>	1,03	0,87	0,91	0,83	0,87	0,83	0,88	0,91	0,95	0,98	0,99	<mark>0,87</mark>	<mark>0,91</mark>	0,84	<mark>1,02</mark>	0,71	<mark>0,65</mark>
LaN/YbN	3,73	<mark>1,98</mark>	3,47	<mark>1,87</mark>	0,97	1,52	2,53	1,87	2,66	<mark>2,07</mark>	<mark>2,89</mark>	1,97	4,71	2,82	2,31	3,21	4,06	3,41	5,21	9,29	8,35	8,68	<mark>18,03</mark>	<mark>7,55</mark>	14,09	<mark>18,39</mark>	22,6	<mark>31,54</mark>
LaN/SmN	1,53	<mark>1,22</mark>	1,76	<mark>1,21</mark>	0,77	1,03	1,38	1,48	1,52	<mark>1,45</mark>	<mark>1,75</mark>	1,89	1,93	1,46	1,66	1,58	1,7	1,52	2,08	2,23	2,18	2,26	<mark>3,02</mark>	<mark>3,5</mark>	4,78	<mark>6,96</mark>	5,85	<mark>5,56</mark>

Tabela 2 - Composição química de rocha total e razões das amostras da Suíte São Bento dos Torres.(conclusão)

Legenda: Óxidos em porcentagem em peso. Elementos em ppm. Em amarelo as amostras que coincidem com a área objeto desta pesquisa Fonte: Pinto (1995).



Figura 5 - Classificação química das rochas da Suíte São Bento dos Torres.

Legenda: a) Diagrama AFM (IRVINE AND BARAGAR (1971) b) Diagrama TAS (COX, 1979). Símbolo cinza: litotipos ácidos e intermediários. Símbolos verde, azul e vermelho: litotipos básicos. Fonte: Pinto, 1995

3.2.1 Litotipos básicos

Os autores supra citados dividiram os litotipos básicos em três populações (População 1, 2 e 3) aliando características petrográficas e químicas, onde a distinção entre as três populações é marcante em relação ao comportamento dos terras raras e dos incompatíveis como Ba, Rb, K, Sr, Nb e Y.

O teor de sílica das 22 amostras varia entre 45,58% a 53,70%. Todos os litotipos se apresentam ricos em TiO₂, com concentrações maiores que 3,2 para a população 3 e maiores que 2,1 para a população 2. O teor de MgO se apresentou disperso, entre 3,9 a 7,7%. As concentrações de Al₂O₃ variaram de baixo a moderado(10,9 a 14,9 wt%).

A população 1 (P1), com 12 amostras representadas por símbolo vermelho, é a que apresenta o menor fracionamento, com razões (La/Yb)_N normalizado para o condrito entre 0,97-3,73, com o padrão dos terras raras pesados tendendo a horizontalidade e os leves mais fracionados (valores de La entre 20 e 50 vezes o padrão condrítico) (Figura 6a). O somatório de terras raras é o menor dentre os três grupos (42,09-81,69) e as anomalias de Eu são discretas [(Eu/Eu*) $_{N}$ = 0,79-1,03)].

A população 2 (P2), com 7 amostras representadas por símbolo verde, registrarazões (La/Yb)_N entre 2,31-5,21, um pouco mais fracionado que a população 1, com concentrações La_N entre 50 e 100 vezes o padrão condrítico (Figura 6c). O somatório dos terras raras está entre 64,99-154,69 e as anomalias de Eu são fracamente negativas [(Eu/Eu^{*})_N = 0,83-0,91)]. Petrograficamente possui granulação mais fina e os maiores registros de processos de alteração (PINTO, 1995).

A população 3 (P3) possui apenas 3 amostras, está representada por símbolo azul claro e apresenta o maior grau de fracionamento (Figura 6e). As razões (La/Yb)_N estão entre 8,35-9,29, e o somatório de terras raras também é o mais alto dentre os três grupos (137,46-182). As anomalias de Eu são praticamente inexistentes[(Eu/Eu*)_N = 0,95-0,99)]. Esse grupo apresenta as texturas ígneas mais preservadas (PINTO, 1995).

No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (MCDONOUGH AND SUN, 1989), a população 1 (Figura 6b) apresenta-se mais depletada nos elementos incompatíveis tais como Ba, Sr, Nd, com exceção do Y o qual apresenta anomalia positiva (PINTO, 1995). A população 2 (Figura 6d) apresenta-se depletada nos elementos incompatíveis como Y, Yb e Lu. A população 3 (Figura 6f) também se apresenta depletada nos elementos incompatíveis como Dy, Y, Yb, Lu (PINTO, 1995).


Figura 6 - Diagramas spider dos litotipos básicos da Suíte São Bento dos Torres.

Legenda: Coluna da esquerda-padrão dos terras-raras normalizado para o condrito (Boyton, 1984) a – População 1; c) População 2; e) População 3. Coluna da direita diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (Sun and McDonough, 1989). b) População 1; d) População 2; f) População 3. Fonte: Pinto, 1995.

Através do diagrama Zr/Y *vs* Zr (PEARCE AND NORRY, 1979) da figura 7a, é possível perceber os maiores valores de Zr/Y das populações 2 e 3, conferindo-lhes uma assinatura compatível com os basaltos intraplaca, enquanto a população 1 assemelha-se com os basaltos de cadeia mesoceânica (MORB). No diagrama Ti *vs* Zr da figura 7b também há um predomínio das populações 2 e 3 para o ambiente intraplaca, com exceção da amostra HV69A, e a população 1 para cadeia mesoceânica.

No diagrama TiO₂/Yb *vs* Nb/Yb de Pearce (2008) da figura 8, a população 3 mostra-se compatível com basaltos alcalinos de ilhas oceânicas, assim como seu conteúdo de elementos incompatíveis (Nb, Ba). No entanto, altos teores de Fe₂O₃ e baixos teores de Al₂O₃ se opõem aos tipos alcalinos e sugerem uma afinidadecom os basaltos toleíticos de rift continental.

A população 2 fora classificada como basaltos de rift continental em função da sua equivalência com os conteúdos de MgO, Na₂O, K₂O e Fe₂O₃ desse ambiente, além do enriquecimento em quase todos os elementos incompatíveis com relação aoN-MORB. Interpretou-se como um rift passivo, gerado por distensão crustal (PINTO, 1995).

Já para a população 1, o conteúdo de ETR juntamente com as baixas razões Zr/Nb (0,77 a 6,55) levaram Pinto (1995) a classificar a natureza do magma desta população como basaltos tipo P-MORB, os quais são derivados de componentes de plumas ou hot spot enriquecidos.





Legenda: a) Diagrama Zr x Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) b) Diagrama ZrxTi (Pearce, 1982). Fonte: Pinto, 1995





Nb/Yb - TiO₂/Yb (Pearce 2008)

Legenda: Diagrama Nb/Yb/TiO₂/Yb (Pearce, 2008): Símbolos vermelhos – População 1; símbolos verdes - População 2; Símbolos azuis – População 3.

3.2.2 Litotipos ácidos e intermediários

O conteúdo de sílica das 6 amostras varia de 57,20% a 72,70%. Apresentam teores moderados de Al₂O₃ (13,70-14,90 wt%) e Na₂O (3,0-5,0 wt%), teores variados de K₂O (0,51-4,4 wt%) e moderados a altos teores de CaO (1,9-6,5 wt%). Desses, apenas o Al₂O₃ e o CaO apresentam uma correlação linear negativa com a evolução magmática. Os teores de K₂O e Na₂O apresentam-se dispersos com relação ao aumento da SiO₂. Plotam no campo magnesiano do diagrama FeO_t / (FeOt + MgO) *vs* SiO₂ (Figura 9a) e possuem predominantemente caráter metaluminoso (Figura 9b).



Figura 9 - Diagrama classificatório de afinidade geoquímica.

Legenda: Diagrama binário A/NK vs. A/CNK (Shand, 1943); b) Diagrma binário FeOt / (FeOt + MgO) vs. SiO2 (Frost *et al.*, 2001). Fonte: Pinto, 1995

De acordo com o conteúdo de ETR normalizado para o condrito (Boynton, 1984) apresentam um alto grau de fracionamento (Figura 10a), principalmente nos terras raras leves, com La_N superior a 100 vezes o condrito. As razões (La/Yb)_N estão entre 7,55-31,54, (La/Sm)_N entre 3,02-6,96 e (Gd/Yb)_N entre 1,43-3,54, com uma tendência a horizontalidade para os ETR pesados. As anomalias de Eu são levementenegativas a ausentes (Eu_N/Eu^{*} = 0,65-1,02) e o conteúdo total de terras raras vai de moderado a alto (81,93-196,01). O enriquecimento em ETRL pode sugerir contaminação de material crustal ou processos pós-magmáticos (PINTO, 1995).

No diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo (SUN AND MCDONOUGH, 1989) (Figura 10b) apresentam enriquecimento nos elementos móveis Ba, Rb e K, e apresentam-se depletados em Sr e P.

Aliando dados químicos, petrográficos e de campo, Pinto (1995) sugere para as rochas calcioalcalinas da Suite São Bento dos Torres um regime compressional de ambiente de arco magmático relacionado a subducção. A falta de trend contínuo com os litotipos básicos em diagramas de variação MgO x óxidos, sugere modelos evolutivos independentes entre eles. No entanto, em campo, as relações são complexas, configurando ora corpos homogêneos, ora misturas em nível de amostra de mão (PINTO, 1995).



Figura 10 - Diagramas spider dos litotipos ácidos e intermediários da Suíte São Bento dos Torres

Legenda: Coluna da esquerda-padrão dos terras-raras normalizado para o condrito (Boyton, 1984). Coluna da direita diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (Sun and McDonough, 1989).

Fonte: Pinto, 1995.

3.3 Contexto geotectônico

Autores como Pinto (1991) e Viana (1991), sugerem que a colocação da SuiteSão Bentos dos Torres esteja relacionada ao evento orogênico Transamazônico onde, inicialmente, em um regime de soerguimento continental epirogênico, que evoluiria para um rift continental e uma bacia oceânica, se daria a colocação dos magmas básicos. Com o fechamento desse ciclo, a subducção da crosta oceânica levaria à geração dos magmas calcioalcalinos representados pelos granulitos ácidos/intermediários (PINTO, 1995). Dados geocronológicos são necessários para precisar tal contexto de formação e evolução, porém dados de campo segundo esses autores indicam que a Suíte São Bento dos Torres está parcialmente recoberta por rochas do Grupo Andrelândia e do Complexo Mantiqueira na forma de nappes com vergência para o Cráton do São Francisco.

Estudos recentes (BRUNO *et al.*, 2020, 2021) redefiniram as unidades que bordejam a região sul do Cráton São Francisco, individualizando como Bloco Piedade um bloco Arqueano justaposto ao Complexo Mantiqueira pela zona de cisalhamento Ponte Nova, a qual seria uma zona de sutura paleoproterozoica retrabalhada durante a orogenia Brasiliana. Dessa forma, juntamente com o Cinturão Mineiro e outras unidades Arqueanas indivisas, o Bloco Piedade integraria o domínio autóctone o qual corresponde a unidades do embasamento que não foram transportadas durante a orogênese Brasiliana. Os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, juntamente com a megassequência Andrelandia, representante da margem passiva desenvolvida nas margens do paleocontinente São Francisco, foram empurrados em direção ao Cráton São Francisco em resposta ao desenvolvimento do sistema orogênico Araçuaí- Ribeira, integrando o domínio alóctone. Nesse contexto, a Suíte São Bento dos Torres seria parte do terreno autóctone associado ao Bloco Piedade.

4 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos para as amostras da Suíte São Bento dos Torres a partir de análises petrográfica, litogeoquímica, geocronológica e isotópica Sm-Nd e Sr, organizados nessa ordem nos subitens a seguir.

4.1. Geologia da área de estudo

A área de estudo localiza-se na região sul do Estado de Minas Gerais entre osparalelos 21°25' e 21°32' S e meridianos 43°45' e 44°00' W.

A unidade estudada engloba um complexo gnáissico composto por biotita gnaisse e hornblenda-biotita gnaisse associado a lentes centimétricas e decamétricas de rochas metabásicas, por vezes não mapeáveis na escala do mapa apresentado (Figura 11).

Os litotipos básicos possuem composição gabroica e texturas ígneas reliquiares, com superposição metamórfica em fácies epidoto anfibolito. Os contatos entre as rochas metabásicas e os metagranitoides não são observáveis no campo. A partir da classificação modal por visada e utilização do diagrama de Streckeisen (1976) (Figura 12) foi possível classificar os protólitos das rochas gnássicas como granitos a tonalitos e as rochas intermediárias e básicas como quartzo-gabros e gabros.

A seguir serão descritas as unidades litológicas da área mapeada.





Fonte: A autora, 2021



Figura 12 - Diagrama Streckeisen (1976) para classificação de rochas ígneas

Legenda: Diagrama de classificação de rochas ígneas (Streckeisen (1976) para os litotipos estudados da Suite São Bento dos Torres. Rochas Metagranitoides com protólito granítico a tonalítico e rochas básicas e intermediárias com protólito quartzo-gabro e gabro. Fonte: A autora, 2020.

4.1.1. Litotipos básicos e intermediários

De acordo com a mineralogia e aspectos macroscópicos, as rochas metabásicas podem ser classificadas como metagabros e anfibolitos, ocorrendo em associação e por vezes no mesmo afloramento.

Os dois litotipos intermediários diagnosticados na geoquímica (apresentado noitem 4.2 a seguir) foram classificados a priori em campo como rochas básicas, e na petrografia sua paragênese e textura se assemelham às demais amostras gabróicas que serão descritas abaixo.

Os anfibolitos afloram principalmente em cortes e canaletas de estrada (Figura13 a) em avançado grau de intemperismo com coloração amarela. São rochas foliadas, mesocráticas de granulação fina (Figura 13 b). Os mergulhos da foliação

variam entreos quadrantes SE-SW, com baixo a médio ângulo.



Figura 13 - Aspectos de campo do anfibolito estudado

Legenda: a) afloramento de anfibolito; b) feição macroscópica em amostra de mão do anfibolito. Fonte: A autora, 2020.

No microscópio petrográfico apresentam textura granonematoblástica (Figura 14 a) a protomilonítica, sendo que a foliação principal é definida preferencialmente pela orientação dos minerais máficos (Figura 14 b).

A assembleia mineralógica principal é composta por anfibólio, plagioclásio, epidoto e clorita. Piroxênio é ausente e quartzo raramente atinge 10% da lâmina. Na maioria das amostras o anfibólio é hornblenda compondo por vezes mais de 65% da lâmina, ocorrendo também a actinolita em algumas associações. A hornblenda ocorre em cristais prismáticos de até 1mm, com pleocroísmo variando em tons de verde-olivae verde-azulado, sugerindo temperaturas próximas da fácies epidoto-anfibolito. Em alguns afloramentos as rochas estão mais deformadas, apresentando uma trama milonítica que resulta em granulação mais fina, com orientação preferencial bem definida ao microscópio (Figura 14 b). A actinolita tem hábito acicular com orientação aleatória na matriz (Figura 14 e), com relações sugestivas de intercrescimento no plagioclásio.

O plagioclásio ocorre em grãos tabulares hipidiomórficos a xenomórficos de até 1 mm. Quando em associação com actinolita formam fenocristais com bordas serrilhadas (Figura 14 e, f). São observadas estruturas de deformação nas maclas do tipo albita e lamelas de exsolução, principalmente nos litotipos mais estirados. Na maior parte das lâminas delgadas estão saussuritizados. Apenas nas associações com actinolita as geminações polissintéticas preservam-se contínuas e bem desenvolvidas.

O epidoto ocorre em duas gerações distintas, tanto como aglomerados de prismas submilimétricos (<0,2 mm) inclusos no plagioclásio, como na forma de coronas entre o plagioclásio e o anfibólio, estando dispostos radialmente à superfície do plagioclásio (Figura 14 g, h). A granada ocorre pontualmente como grãos xenomórficos ameboidais, aparentemente preenchendo espaços intersticiais entre grãos (Figura 14 c, d). A clorita ocorre associada a actinolita como produto de alteração parcial (Figura 14 g, h).

Os minerais acessórios são titanita, ilmenita, rutilo, magnetita e mais raramente apatita. A titanita forma agregados submilimétricos (0,4 mm) entre os grãos de hornblenda (Figura 14 a), por vezes com núcleo de ilmenita. A ilmenita constitui a fase opaca mais expressiva. Ocorre como grãos hipidiomórficos com borda arredondada, e nos litotipos estirados encontram-se alongados concordantes com a orientação. O rutilo ocorre em grãos xenomórficos de até 0,4 mm e ocorre intercrescidos com anfibólio.



Figura 14 - Aspectos petrográficos dos anfibolitos estudados.

Legenda: a) textura granonematoblástica da matriz com anfibólio e plagioclásio; b) textura tectonizada marcada pela orientação dos cristais de hornblenda e plagioclásio; c,d) associação mineralógica encontrada nos anfibolitos; d) nicóis cruzados; e,f) cristais de plagioclásio em associação com actinolita; f) nicóis cruzados; g,h) corona de epidoto no plagioclásio e clorita como alteração da actinolita; h)Nicóis cruzados.Hbl = hornblenda; plag = palgioclásio; act = actinolita; clt = clorita; ep = epidoto; ap = apatita; gr = granada; ilm = ilmenita Fonte: A autora, 2020.

Os metagabros ocorrem como blocos decimétricos de rocha sã dispersos à meia encosta do relevo colinoso (Figura 15a). Apresentam cor cinza e granulação média. (Figura 15b).

Figura 15 - Aspectos de campo dos metagabros estudados.



Legenda: a) afloramento de metagabro; b) feição macroscópica em amostra de mão do metagabro. Fonte: A autora, 2020

Possuem textura granoblástica com contatos não poligonais, sugerindo relações de crescimento primária (Figura 16 a,b,c). A mineralogia essencial é dada por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e anfibólio.

O clinopiroxênio e o ortopiroxênio ocorrem em equilíbrio em grãos subédricos a anédricos, inequigranulares, com comprimento entre 0,2 mm a 2,5 mm, estando o clinopiroxênio (diopsídio) em concentrações majoritárias sobre o ortopiroxênio (hiperstênio). Possuem contatos irregulares interlobados com o plagioclásio e ahornblenda (Figura 16 a, b). Apresentam-se intensamente fraturados e alterações concentradas nas fraturas e clivagens. Exibem, principalmente nos clinopiroxênios, inclusões de minerais opacos finos orientados (Figura 16 c) bem como exsoluções lamelares e em formato tabular submilimétrico (<0,1 mm), indicando condições de resfriamento (Figura 16 a, b).

Em duas amostras (GM-15A e GM-53B) o piroxênio ocorre como fragmentos reliquiares em núcleos de pseudomorfos, com hábito ovalado a quadrático (Figura 16, d, e, f). A desestabilização do piroxênio dá lugar a clorita e anfibólio de cor verde pálido, fruto do metamorfismo progressivo superposto (Figura 16 e, f).

A hornblenda primária ocorre em grãos tabulares a xenomórficos de até

1mm, por vezes com inclusão de opacos de até 0,2 mm. Apresenta cor marromacastanhado e contatos interlobados com o piroxênio e plagioclásio (Figura 16 g, h). Tem ocorrência pontual inclusa no plagioclásio, apresentando hábito tabular e tamanho submilimétrico (0,1 mm) (Figura 16 g, h). A biotita ocorre a partir da substituição da hornblenda primária, como grãos tabulares de 0,4 mm e cor marrom avermelhada (possível flogopita).

O plagioclásio ocorre em grãos anedrais variando de 0,1 mm a 2 mm, apresentando contato interlobado com o piroxênio e interlobado a serrilhado entre si. Apresentam alterações do tipo sericitização e saussuritização, além de maclas deformadas e extinção ondulante. Ocorre muitas vezes preenchendo espaços intersticiais entre agregados de piroxênio, sugerindo que o plagioclásio poderia representar a fase intercúmulus (Figura 17 a). A análise química semi-quantitativa dosplagioclásios com MEV-EDS indicou composição labradorítica.

O epidoto forma texturas coroníticas entre plagioclásio e a clorita metamórfica, e entre a ilmenita e o plagioclásio, apresentando-se com frequência como cristais prismáticos com seção transversal pseudo-hexagonal (Figura 16 e). Granada ocorre raramente, sendo observado em apenas 1 amostra, como grãos sub-euédricos de ca.0,7 mm e textura poiquilítica.

A assembleia acessória é dada por rutilo, apatita, ilmenita, pirita, magnetita e titanita. Apatita ocorre inclusa no plagioclásio ou na borda dos piroxênios. Os opacos formam trilhas de grãos submilimétricos (<0,1 mm) nas bordas dos piroxênios (Figura 17 a), bem como na forma de cristais xenomórficos de até 0,5 mm tanto incluso nos piroxênios como na fase intercúmulus (Figura 17 b).



Figura 16 - Aspectos petrográficos dos metagabros estudados

Legenda: a,b) clinopiroxênio com contatos interlobados com o plagioclásio e intensamente preenchidos por exsoluções b) nicóis cruzados; c) textura granoblástica não poligonal da matriz de piroxênio e plagioclásio, além da ocorrência marcante de finas inclusões de opacos principalmente no clinopiroxênio; d) piroxênio como núcleos reliquiares; e,f) clorita e anfibólio de cor verde pálido substituindo o piroxênio a partir das bordas, epidoto em textura coronítica bem como cristais prismáticos pseudohexagonais; f) nicóis cruzados; g,h) hornblenda primária de cor marrom acastanhado com contato interlobado com o piroxênio e plagioclásio e como inclusão no plagioclásio; h) nicóis cruzados. cpx = clinopiroxênio; opx = ortopiroxênio; px = piroxênio; anf = anfibólio; hbl = hornblenda; plag = palgioclásio; act = actinolita; clt = clorita; ep = epidoto. Fonte: A autora, 2020.

Figura 17 - Aspectos petrográficos dos metagabros estudados.



Legenda: a) plagioclásio anedral inequigranular preenchendo espaço intersticial no aglomerado de piroxênio sugerindo ser a fase intercúmulus, e opacos submilimétricos formando trilhas na borda do piroxênio; b) opacos em grãos xenomórficos preenchendo espaços intersticiais no aglomerado de piroxênio sugerindo ser a fase intercúmulus. cpx = clinopiroxênio; opx = ortopiroxênio; plag = palgioclásio; opq = opaco. Fonte: A autora, 2020.

4.1.2 Rochas Metagranitoides

Esse grupo é composto por rochas granitoides com bandamento gnáissico (Figura 18 a, b) bem como por litotipos leucocráticos isotrópicos (Figura 18 c, d). Trata-se de biotita gnaisse e hornblenda-biotita gnaisse. Afloram em lajedos e blocos métricos na crista das encostas colinosas. Figura 18 - Aspectos mascroscópicos dos metagranitoides estudados.



Legenda: a, c e d) Biotia gnaisse; b) Hornblenda-biotia gnaisse Fonte: A autora, 2020.

Sob microscópio possuem granulação fina e textura inequigranular. A paragênese essencial é dada por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e clorita. Em duas amostras (GM-35 e GM-21B) ocorre também hornblenda.

Plagioclásio ocorre em grãos idiomórficos a subidiomórficos, inequigranulares entre 0,2 mm até 2 mm quando fenocristais. Apresentam-se intensamente sericitizado, com textura poiquiloblástica (Figura 19 a, b). Possuem contatos irregulares interlobados com o quartzo e o K-feldspato, e intercrescimento mirmequítico no contato com esse último (Figura 19 c, d). Os K-feldspatos são micropertíticos, representados pelo microclínio com a geminações da periclina e da albita, formando padrão xadrez característico. Ocorrem em grãos hipidiomórficos com dimensões entre 0,2 mm a 1,5 mm (Figura 19 c, d).

Nas amostras mais deformadas (Ex GM-38 e GM-35) alguns cristais de quartzo atingem até 3 mm, com extinção ondulante e bordas recristalizadas. Estão

envoltos por uma matriz recristalizada, fitas de quartzo e grãos de biotita fortemente orientadas, que por vezes define um arqueamento da foliação em volta do fenocristal (Figura 19 e,f). A biotita tem cor marrom-acastanhada e apresenta forte pleocroísmo, ocorrendo como grãos tabulares ou ripiformes entre 0,1 mm a 0,5 mm, discretamente orientados na maioria das amostras, formando aglomerados, bem como em cristais isolados intercrescidos com quartzo ou mesmo envelopando o feldspato. Por vezes se apresenta parcialmente substituída por clorita.

A clorita ocorre como grupos de grãos planares, de cor verde pálido, substituindo a biotita (Figura 19 c, d)

Os minerais acessórios são principalmente titanita, zircão e rutilo. A titanita ocorre em aglomerados de grãos submilimétricos (<0,2 mm) sempre associada a biotita. O zircão pode ser observado como grãos prismáticos euedrais a subeudrais também associados a biotita.

A ausência de piroxênio nessas rochas sugere que elas não experimentaram ometamorfismo granulítico.



Figura 19 - Aspectos petrográficos dos metagranitoides estudados.

Legenda: a,b) fenocristal de plagioclásio com textura poiquiloblástica; b) nicóis cruzados; c,d) intercrescimento mirmequítico entre plagioclásio e k-feldspato, cristais de microclínio com a geminação periclina e da albita formando o xadrez característico, clorita em grãos aciculares agrupados; d) nicóis cruzados; e) fitas de quartzo se amoldando em torno do cristal de quartzo f) biotita marrom acastanhada marcando uma foliação arqueada. bt = biotita; plag = palgioclásio; qtz = quartzo; kfs = k-feldspato; tit = titanita; clt = clorita. Fonte: A autora, 2020.

4.2. Litogeoquímica

Foram analisados elementos maiores e traços em trinta e duas (32) amostras, sendo nove (9) litotipos ácidos, dois (2) intermediários, dezessete (17) litotipos básicose quatro (4) ultrabásicos. Os resultados analíticos encontram-se nas tabelas 3 a 7 abaixo.

> Tabela 3 - Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 1. (continua)

GRUPO 1 – SÍMBOLOS VERDES									
Sample	Sample GM- 42 GM- 14								
Litologia	Anfibolito	Metagabro							
SiO ₂	48,62	49,93							
TiO ₂	1,14	1,11							
Al ₂ O ₃	12,83	12,16							
Fe ₂ O ₃ (T)	15,11	14,70							
MnO	0,22	0,23							
MgO	7,92	8,00							
CaO	11,14	12,02							
Na ₂ O	1,87	1,99							
K ₂ O	0,21	0,21							
P ₂ O ₅	0,11	0,07							
LOI	1,69	0,16							
Total	100,90	100,60							
Cr	140,00	130,00							
Ni	90,00	110,00							
V	360,00	349,00							
Zn	110,00	150,00							
Rb	3,00	3,00							
Ва	29,00	37,00							
Sr	80,00	90,00							
Nb	4,00	4,00							
Zr	44,00	57,00							
Y	19,00	21,00							
La	3,00	4,40							
Ce	9,00	11,70							
Pr	1,32	1,72							
Nd	7,00	8,70							
Sm	2,20	2,90							
Eu	0,77	1,00							

Tabela 3 - Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 1.(conclusão)

GRUPO 1 – SÍMBOLOS VERDES							
Sample	Sample	Sample					
Litologia	Litologia	Litologia					
Gd	2,80	3,70					
Tb	0,50	0,70					
Dy	3,50	4,20					
Но	0,70	0,90					
Er	2,10	2,50					
Tm	0,31	0,38					
Yb	2,00	2,50					
Lu	0,34	0,37					
Та	4,20	3,50					
Th	< 0,1	0,20					
Total ETR	35,54	45,67					
(Eu/Eu*)N	0,95	0,93					
LaN/YbN	1,01	1,19					
LaN/SmN	0,86	0,95					
GdN/YbN	1,13	1,19					

Fonte: A autora, 2020.

GRUPO 2 – SIMBOLO AZUL GM- 47 GM- 43 GM- 58B GM- 41A GM- 90 **GM-17A** GM- 41C GM- 04A GM-21C GM- 28A GM- 49B GM- 15B Sample Litologia Anfibolito Metagabro Anfibolito Metagabro Anfibolito Metagabro Anfibolito Metagabro Metagabro Metagabro Metagabro Metagabro SiO₂ 44,64 49,91 48,71 47,88 47,54 48,72 48,64 49,57 50,78 50,69 49,38 48,74 TiO₂ 1,88 1,64 1,59 1,56 1,39 1,72 1,58 1,39 1,40 1,40 1,48 1,63 AI_2O_3 17,56 15,93 12,85 13,02 14,06 13,44 13,00 15,75 13,41 13,27 13,70 15,16 14,49 $Fe_2O_3(T)$ 16,43 14,73 15,78 16,03 13,02 13,57 14,73 13,69 15,22 16,16 16,19 MnO 0,21 0,20 0,21 0,25 0,20 0,25 0,24 0,20 0,24 0,22 0,19 0,21 MgO 2,80 3,78 5,87 6,87 7,25 5,29 6,58 5,19 6,91 6,04 7,30 5,31 CaO 9,29 9,84 9,76 11,48 14,18 10,21 10,61 10,88 8,84 10,48 11,91 11,13 Na₂O 1,55 2,94 2,19 2,00 0,88 2,37 1,93 2,83 2,68 2,60 0,99 2,49 K_2O 0.54 0.21 0,53 0,14 0,10 0.33 0,25 0.27 0.37 0.36 0.31 0.21 P_2O_5 0,21 0,12 0,18 0,14 0,13 0,17 0,15 0,14 0,13 0,13 0,13 0,10 LOI 3,96 1,08 0,81 -0,11 0,53 0,38 1,55 1,05 1,46 0,27 1,77 0,48 Total 99,05 100,40 98,46 99,25 99,26 99,06 100,70 100,80 100,70 100,20 100,80 100,70 Cr <20 40,00 120,00 110,00 220,00 60,00 90,00 100,00 140,00 50,00 310,00 80,00 Ni <20 30,00 70,00 50,00 70,00 30,00 80,00 60,00 70,00 40,00 110,00 50,00 V 351,00 374,00 397,00 403.00 342,00 370,00 399,00 344,00 344,00 351,00 319,00 493,00 Zn 150.00 230.00 110.00 110,00 100.00 120.00 120,00 110.00 110,00 110.00 110.00 130.00 Rb 6,00 < 2 11,00 < 2 < 2 3,00 2,00 3,00 4,00 4,00 4,00 2,00 Ва 115,00 47,00 74,00 51,00 38,00 78,00 59,00 66,00 67,00 84,00 15,00 31,00 Sr 166,00 127,00 47,00 134,00 127,00 124,00 127,00 178,00 80,00 127,00 159,00 116,00 Nb 9,00 7,00 7,00 8,00 8,00 11,00 9,00 7,00 9,00 8,00 7,00 6,00 Zr 181,00 129,00 84,00 74,00 69,00 127,00 81,00 79,00 82,00 88.00 75,00 63.00 Υ 45,00 36,00 27,00 24,00 29,00 38,00 29,00 25,00 28,00 24,00 18,00 20,00 La 13,00 8,20 7,60 7,00 7,50 12,20 9,20 8,40 10,50 9,10 8,80 12,10 Ce 29,80 20,80 19,30 18,40 21,60 29,80 23,60 20,00 23,70 20,80 21,00 25,10 Pr 4,77 3,04 2,59 2,62 3,24 4,02 3,22 2,65 3,13 2,72 2,83 2,74

Tabela 4 - Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 2.(continua)

Nd	23,30	14,90	12,20	12,30	15,40	18,30	15,40	12,30	13,70	12,70	13,60	11,10
Sm	6,70	4,60	3,80	3,70	4,80	5,40	4,20	3,60	3,90	3,40	3,60	3,00
Eu	2,35	1,59	1,29	1,23	1,39	1,59	1,44	1,46	1,05	1,23	1,27	0,99
Gd	8,10	5,70	4,60	4,20	5,40	6,60	5,20	4,40	4,70	4,00	4,10	3,50
Tb	1,40	1,00	0,80	0,80	1,00	1,20	0,90	0,80	0,90	0,80	0,60	0,60
Dy	8,40	6,40	5,20	4,80	5,90	7,50	5,40	4,80	5,30	4,50	3,80	3,80
Ho	1,80	1,30	1,10	0,90	1,10	1,50	1,10	1,00	1,10	1,00	0,70	0,80
Er	5,20	3,90	3,20	2,80	3,30	4,40	3,30	3,00	3,10	2,70	2,00	2,40
Tm	0,75	0,57	0,49	0,42	0,47	0,64	0,50	0,45	0,49	0,41	0,28	0,36
Yb	4,90	3,70	3,20	2,80	2,90	4,30	3,20	2,90	3,50	2,70	1,80	2,40
Lu	0,75	0,56	0,50	0,44	0,51	0,67	0,48	0,42	0,50	0,41	0,27	0,36
Та	0,60	3,90	10,40	3,50	7,60	4,80	7,70	11,00	4,80	5,70	4,70	3,90
Th	0,30	0,10	0,70	< 0,1	0,30	0,50	0,20	< 0,1	1,30	0,60	0,20	0,80
Total ETR	111,22	76,26	65,87	62,41	74,51	98,12	77,14	66,18	75,57	66,47	64,65	69,25
(Eu/Eu*)N	0,98	0,95	0,94	0,95	0,83	0,81	0,94	1,12	0,75	1,02	1,01	0,93
LaN/YbN	1,79	1,49	1,60	1,69	1,74	1,91	1,94	1,95	2,02	2,27	3,30	3,40
LaN/SmN	1,22	1,12	1,26	1,19	0,98	1,42	1,38	1,47	1,69	1,68	1,54	2,54
GdN/YbN	1,33	1,24	1,16	1,21	1,50	1,24	1,31	1,22	1,08	1,20	1,84	1,18

Tabela 4 - Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 2.(conclusão)

Fonte: A autora, 2020

	GRUPO 3 – SÍMBOLO ROSA								
Sample	GM-09	MAJF 61A	MAJF 61B	GM- 50A	GM- 82B	GM- 87	GM- 10A	GM- 69	GM- 65
Litologia	Metadiorito	Metadiorito	Anfibolito						
SiO ₂	54.08	59.27	51,44	43,74	44,56	44,53	49,37	45,23	47,85
TiO ₂	1.99	1.19	2,14	2,48	2,14	1,99	1,05	1,24	1,54
Al ₂ O ₃	13.09	14.11	12,79	15,25	15,19	15,03	13,81	14,83	14,14
Fe ₂ O ₃ (T)	17.11	14.99	17,14	16,22	14,04	13,91	13,38	15,31	11,97
MnO	0.20	0.16	0,23	0,23	0,2	0,2	0,21	0,26	0,17
MgO	4.56	2.82	4,89	7,7	7,25	7,59	7,29	7,43	7,53
CaO	8.50	7.43	9,2	8,87	10,18	10,19	11,18	10,59	10,99
Na2O	0.51	0.47	0,99	1,23	1,44	1,31	0,76	1,01	2,13
K ₂ O	0.05	0.05	0,26	0,26	0,45	0,45	0,16	0,63	0,43
P ₂ O5	0.17	0.23	0,41	0,4	0,3	0,26	0,08	0,08	0,15
LOI	0.44	-0.16	1,2	4,17	5,07	4,35	2,16	2,9	2,6
Total	100.70	100.60	100,7	100,5	100,8	99,8	99,45	99,5	99,5
Cr	70.00	< 20	40	100	140	190	120	210	230
Ni	90.00	50.00	50	50	40	50	70	100	150
V	312.00	242.00	402	424	376	350	331	342	279
Zn	150.00	100.00	140	130	100	110	110	160	80
Rb	< 2	< 2	< 2	< 2	3	3	< 2	4	6
Ва	47.00	84.00	98	53	87	142	55	119	151
Sr	102.00	152.00	98	45	74	105	110	144	374
Nb	13.00	4.00	11	20	20	17	6	10	14
Zr	136.00	148.00	170	202	161	145	54	65	83
Y	43.00	27.00	41	31	49	25	36	21	28
La	21.70	21.90	24,9	26,8	33	20,6	39,5	59,1	52,4
Ce	28.90	42.20	46,6	55,3	50,7	45,3	15,1	34,6	34,2

Tabela 5 - Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 3.(continua)

	GRUPO 3 – SÍMBOLO ROSA								
Sample	GM-09	MAJF 61A	MAJF 61B	GM- 50A	GM- 82B	GM- 87	GM- 10A	GM- 69	GM- 65
Litologia	Metadiorito	Metadiorito	Anfibolito						
Pr	5.27	5.37	7,2	7,28	8,95	5,83	7,39	8,57	10,9
Nd	23.50	21.10	31,2	31,2	40	24,6	30,4	25,5	45
Sm	7.30	4.60	8	7	10,2	5,6	6,9	5,1	8,6
Eu	2.04	1.11	2,42	2,23	3,38	1,96	2,23	1,44	2,38
Gd	9.10	4.70	8,3	6,7	11,8	5,7	7,5	4,8	7,7
Tb	1.60	0.80	1,3	1,1	1,8	0,9	1,2	0,9	1,1
Dy	9.60	4.70	8,5	6,2	9,9	5,4	7,2	4,8	5,4
Но	1.90	0.90	1,7	1,2	2	1	1,5	0,9	1
Er	4.90	3.00	4,9	3,4	5,5	2,8	4,2	2,8	2,8
Tm	0.65	0.43	0,69	0,52	0,74	0,39	0,59	0,41	0,36
Yb	4.20	3.00	4,6	3,4	4,1	2,4	3,7	3,1	2,3
Lu	0.64	0.46	0,69	0,54	0,62	0,36	0,59	0,45	0,35
Та	3.80	0.80	1	3,7	2,3	1,1	5	0,4	4,4
Th	1.40	8.50	1,6	1,9	2	1,4	0,6	1,9	1,4
Total ETR	121,30	114,27	151	152,87	182,69	122,84	128	152,47	174,49
Eu/Eu*	0,77	0,73	0,91	1	0,94	1,06	0,95	0,89	0,89
(La/Yb)N	3,48	4,92	3,65	5,31	5,43	5,79	7,2	12,85	15,36
(La/Sm)N	1,87	2,99	1,96	2,41	2,04	2,31	3,6	7,29	3,83
(Gd/Yb)N	1,75	1,26	1,46	1,59	2,32	1,92	1,64	1,25	2,7

Tabela 5 - Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupo 3.(conclusão)

Fonte: A autora, 2020

	GRUPO 4 – Simbolo laranja				GRUPO 5 – Símbolo roxo				
Amostra	GM-20	GM-35	GM-26	GM-48	GM-21A	GM-21B	GM-38	GM-58A	GM-28C
SiO ₂	74,07	70,26	76,75	73,46	73,95	72,41	72,9	74,84	72,1
TiO ₂	0,12	0,21	0,18	0,1	0,24	0,37	0,24	0,19	0,55
AI_2O_3	13,71	16,42	12,07	13,48	12,89	14,74	14,33	14,8	13,18
Fe ₂ O ₃ (T)	1,35	1,55	0,74	0,72	1,72	2,65	2,43	1,29	2,17
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,05	0,04	0,01
MgO	0,23	0,35	0,33	0,18	0,55	0,64	0,67	0,22	0,24
CaO	0,81	1,24	1,65	0,88	1,46	2,42	2,32	1,86	1,19
Na ₂ O	1,6	3,69	3,31	2,92	3,11	4,29	4,39	4,17	2,4
K ₂ O	4,18	3,6	2,89	5,56	3,76	1,13	1,33	2,77	5,36
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,02	0,02	0,06	0,02	0,04	0,06	0,07
LOI	4,05	2,87	0,5	2,55	1,48	1,59	1,99	0,58	1
Total	100,2	100,3	98,44	99,89	99,23	100,3	100,7	100,8	98,26
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
V	15	13	9	7	20	26	23	12	53
Zn	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	40	60	< 30	< 30
Rb	94	104	64	113	101	40	67	58	170
Ва	963	1827	667	927	836	517	202	427	1756
Sr	111	1020	183	245	201	187	266	288	206
Nb	< 1	3	2	2	3	5	5	2	8
Zr	78	98	194	45	123	182	105	85	509
Y	3	3	2	3	8	10	5	10	10
La	37,8	71,4	45,9	14	53,6	95,1	17,3	16,2	107
Ce	57,2	79,7	67,1	23,6	94,3	186	31,3	31,2	186
Pr	5,03	9,46	5,43	2,09	8,9	17,4	3,22	3,28	18,2
Nd	14,4	29,9	16,1	6,4	30,1	56,8	11,1	11	60,9
Sm	2,1	3,6	1,6	1	4,3	8,6	1,8	2	8,5
Eu	1,12	1,91	0,91	0,5	0,96	1,26	0,48	0,53	1,39
Gd	1,3	1,9	0,6	0,7	2,8	4,8	1,3	1,6	4,8
Tb	0,2	0,2	< 0,1	< 0,1	0,3	0,5	0,2	0,3	0,5
Dy	0,7	0,7	0,2	0,4	1,4	2,2	0,9	1,6	2,2
Ho	0,1	0,1	< 0,1	0,1	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4
Er	0,4	0,2	0,1	0,3	0,7	1	0,4	1	0,9
Tm	0,07	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,08	0,14	0,06	0,15	0,12
Yb	0,4	0,2	0,2	0,3	0,6	1	0,4	0,9	0,7
Lu	0,07	0,02	0,03	0,05	0,1	0,16	0,05	0,14	0,09
Та	3,9	4,3	0,4	5	3	3,8	5,6	0,3	0,8

Tabela 6 - Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochasMetagranitoides da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupos 4 e 5.(continua)

Th	16,8	2,6	1,2	4	24	48,9	0,5	2,5	76,4
Total ETR	120,89	199,29	138,17	49,44	198,44	375,26	68,71	70,2	391,7
(Eu/Eu*)N	2,07	2,23	2,84	1,83	0,85	0,6	0,96	0,91	0,67
(La/Yb)N	63,71	240,69	154,73	31,46	60,23	64,12	29,16	12,14	103,06
(La/Sm)N	11,32	12,48	18,05	8,81	60,23	64,12	29,16	12,14	103,06

Tabela 6 - Análise química e razões de elementos maiores (%) em peso, traços (ppm) e terras raras (ppm) das rochasMetagranitoides da Suite São Bento dos Torres, classificadas como grupos 4 e 5.(conclusão)

Fonte: A autora, 2020

Os litotipos ácidos, os quais tiveram seus protólitos classificados como granitos, granodioritos e tonalito através do diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Figura 12), pertencem à série calcioalcalina no diagrama AFM (IRVINE AND BARAGAR, 1971) (Figura 20 a), apresentando um trend de enriquecimento em álcalis (Na₂O+K₂O = 5,42 a 8,48). Devido ao alto conteúdo de sílica (>70,26 %), essas rochas plotam no campo granítico no diagrama TAS (COX *et al.*,1979) (Figura 20 b).

As duas amostras com composição intermediária (GM-09 = 54,08% e MAJF-61A = 59,27% SiO₂), as quais tiveram seus protólitos classificadas como quartzodiorito através do diagrama QAP de Streckeisen (1976), bem como as básicas e ultrabásicas de protólito gabróico, foram classificadas como pertencentes à série toleítica de acordo com o diagrama AFM (IRVINE AND BARAGAR, 1971) apresentando um trend marcado por um leve enriquecimento em ferro (Figura 20 a). No diagrama TAS (COX *et al.*, 1979) são classificadas como gabros, e a MAJF-61A como diorito (Figura 20 b).



Figura 20 - Classificação química das rochas estudadas da Suíte São Bento dos Torres

Legenda: A) Diagrama AFM (Irvine and Baragar, 1971) mostrando as rochas granitóides plotando na série calcioalcalina e as rochas básicas (quadrados fechados), ultrabásicas (quadrados vazados) e intermediária (círculos vazados) plotando na série toleítica. B) Diagrama classificatório TAS (Cox, 1979) mostrando as rochas félsicas plotando exclusivamente no campo granítico e as rochas básicas e ultrabásicas no campo do gabro. A amostra intermediária MAJF-61A plota no campo diorito. Fonte: A Autora, 2020.

4.2.1. Toleíticas

Dentro da classificação da série toleítica estão os litotipos descritos petrograficamente como metagabros e anfibolitos, com teores de sílica variando entre 43,74% e 51,44% classificando 4 amostras como ultrabásicas e 17 como básicas. Apenas duas amostras apresentam composição intermediária com teores de SiO₂ de 54,08% (GM-09) e 59,27% (MAJF-61A).

Pelos dados geoquímicos (Tabelas 3, 4 e 5) nota-se, num primeiro momento, um valor de perda ao fogo (LOI – *loss of ignition*) bastante alto em três amostras (GM-50 = 4,17; GM-87 = 4,35 e GM-82B = 5,07). Trata-se de rochas com composição ultrabásicas, porém petrograficamente são descritas como anfibolitos em função da composição modal, com hornblenda compomdo até 60% da amostra, caracterizando um alto percentual de fases hidratadas. Tais amostras foram plotadas com uma simbologia distinta (símbolos vazados) a fim de perceber se diferem das outras quanto ao comportamento químico.

O padrão de fracionamento de elementos terras-raras (ETR) foi o principal critério de individualização das amostras em três grupos composicionais (Figura 21), não havendo correspondência entre os litotipos *versus* assinatura geoquímica. A tabela 7 apresenta de forma sintetizada os padrões que melhor diferenciam os três grupos estudados, com valores normalizados para o condrito (BOYNTON, 1984).



Figura 21: Diagrama spider das rochas toleíticas estudadas da Suíte São Bento dos Torres

Legenda: Padrão dos terras-raras normalizado para o condrito (Boynton, 1984) com a separação dos trêsgrupos estudados de acordo com o padrão de fracionamento. Fonte: A autora, 2020.

	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3
SiO ₂	48.62-49.93	44.64-50,78	43,74-59.27
(La/Yb) _N	1.01-1.19	1,49-3,4	3,48-15,36
(La/Sm) _N	0.86-0.95	0,98-2,54	1,87-7,29
(Gd/Yb)ℕ	1.13-1.19	1,08-1,84	1,25-2,70
(Eu/Eu*) _N	0.93-0.95	0,75-1,12	0,73-1,06
ETR Total	35.54-45.67	62.41-111.22	114,27-182,69
Eanto: A auto	vra 2020		

Tabela 7 - Parâmetros geoquímicos dos grupos de rochas estudadas

Fonte: A autora, 2020.

No Grupo 1 (quadrado verde), com duas amostras, a razão [La/Yb]_N está entre 1,01 e 1,19, o que pode ser verificado pelo padrão horizontalizado na figura 21, com valores normalizados para o condrito (BOYNTON, 1984). A razão [La/Sm]_N que define o padrão dos terras-raras leves (ETRL) apresenta valores que variam de 0,86 a 0,95. A razão [Gd/Yb]_N que define o padrão dos terras-raras pesados (ETRP) apresenta valores de 1,13 a 1,19. Esse grupo apresenta baixos conteúdos totais de terras raras,variando entre 35,54 e 45,67.

No Grupo 2 (quadrado azul), com 12 amostras, a razão [La/Yb] N está entre 1,49 e 3,4, apresentando um padrão de fracionamento sub-horizontal exibindo um

leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (Figura 21). A razão [La/Sm]_N possui valores entre 0,98 e 2,54, enquanto que a razão [Gd/Yb]_N está entre 1,08 e 1,84. Esse grupo apresenta conteúdos totais terras raras entre 62,41 e 111,22.

O Grupo 3 (quadrado rosa), com nove amostras, apresenta o maior grau de fracionamento dentre os três grupos (La_N/Yb_N = 3,48-15,36) com algumas amostras (GM-82B, GM-10A, GM-69, GM-65) possuindo teores de La maiores que 100 vezes o condrito (Figura 21). A razão [La/Sm]_N possui valores entre 1,87 e 7,29, enquanto a razão [Gd/Yb]_N está entre 1,25 e 2,70, indicando uma tendência a horizontalidade no domínio dos ETRP e um maior fracionamento em terras raras leves configurando um padrão levemente rampado. Esse grupo apresenta conteúdos totais de terras raras bem mais elevados que os grupos anteriores variando entre 114,27 e 182,69.

Os grupos 2 e 3 apresentam discretas a ausentes anomalias de Eu. No Grupo2 a razão Eu_N/Eu* está entre 0,75 e 1,12 e no Grupo 3 essa razão fica entre 0,73 e 1,06.

No diagrama multielementar normalizado para NMORB (SUN AND MCDONOUGH, 1989), o grupo 1 apresenta um padrão horizontalizado e próximo a 1, com exceção dos enriquecimentos em Rb, Ba e K (Figura 22a). Já os grupos 2 e 3 apresentam-se mais enriquecidos na maioria dos elementos incompatíveis, tendo o grupo 3 maiores concentrações. De modo geral, as diferenças entre esses dois últimos grupos são bastante sutis. O grupo 3 apresenta picos positivos em Pb, La e Nd (Figura 22 c) e picos negativos em Sr e K um pouco mais acentuadas do que o Grupo 2 (Figura 22 b), com exceção da amostra GM-65 (grupo 3) que possui Sr anomalamente mais alto que as demais (374 ppm). Cabe ressaltar também o empobrecimento do K em relação ao La e Nb principalmente das duas amostras de composição intermediária (círculos vazados). Picos positivos em elementos imóveis como Th e U também diferenciam o grupo 3 do grupo 2, o qual se apresentou mais depletado nesses elementos.



Figura 22 - Diagrama multielementar normalizado para NMORB

Legenda: A) Diagrama multielementar normalizado para NMORB (Sun and McDonough,1989) para o grupo 1 apresenta um padrão horizontalizado e próximo a 1, com exceção dos enriquecimentos em Rb, Ba e K; B) Para o grupo 2 e C) Para o grupo 3 com picos positivos de Pb, La e Nd, e picos negativos de Sr e K. Fonte: A autora, 2020.

65

Com relação aos elementos maiores e traços, as concentrações dos três grupos se confundem, não havendo um range distinto de teores que os definam.

As amostras apresentam baixos a moderados valores de MgO, entre 2,8% e 8,0%, estando os dois maiores valores nas amostras do grupo 1 (7,92% e 8,0%). Elementos compatíveis como Cr, Ni apresentam baixos a moderados valores (Cr=40-310 ppm e Ni=30-150 ppm) e *trends* de correlação positiva com MgO (Figura 23).

Os valores de K₂O são baixos em todas as amostras, não ultrapassando 0,63%. Apresentam-se dispersos sem ser possível perceber uma correlação com o MgO (Figura 23). Já os valores de Na₂O apresentam-se mais elevados nos grupos 1 e 2 (grupo 1=1,87-1,99; grupo 2=0,88-2,94), enquanto no grupo 3 não ultrapassam 1,44%, com apenas uma amostra com 2,13%. Aparentemente os grupos 1 e 2 possuem trend de correlação negativa com o MgO, e o grupo 3 uma correlação positiva (Figura 23), porém não são bem definidos.

Os valores de Al₂O₃ são moderados a altos e se distribuem de maneira uniforme em todas as amostras, com concentrações entre 12,16% e 17,56%. Aparentemente os grupos 1 e 2 possuem trend de correlação negativa com o MgO, e o grupo 3 não está bem definido (Figura 23). Os teores de CaO para os três grupos decrescem com a diferenciação, variando entre 7,43% e 14,18% (Figura 23).

Apresentam baixos valores de TiO₂, com apenas 2 amostras com teores maiores que 2%: as ultrabásicas GM-50A=2,48% e GM-82B=2,14%, pertencentes ao grupo 3. Apenas nos grupos 1 e 2 é possível perceber um trend linear de correlação negativa com o MgO. Para o grupo 3 os dados encontram-se dispersos (Figura 23).

O fósforo (P₂O₅) apresenta teores baixos, variando de 0,07% a 0,41% em todo o conjunto. Os dados do grupo 3 encontram-se dispersos com relação ao MgO, enquanto nos grupos 1 e 2 é possível notar uma correlação negativa (Figura 23).



Figura 23 - Diagramas binários de elementos maiores utilizando MgO como índice de diferenciação

Com relação aos elementos-traço foram escolhidos para a análise os elementos compatíveis Cr e Ni e principalmente alguns elementos que se mantém imóveis durante processos de alteração, refletindo melhor as condições do magma primário tais como Zr, Hf e Nb (Figura 24).

Nota-se que existe uma correlação negativa entre os elementos imóveis Zr, Hf e Nb com relação ao MgO (Figura 24). Apenas as amostras que apresentaram altos valores de LOI (quadrados vazados) não seguem esse *trend*.



Figura 24 - Diagramas binários de elementos-traço utilizando MgO como índice de diferenciação

Fonte: A autora, 2020

As concentrações de TiO₂/Yb dos três grupos se misturam, com o grupo 1 estando entre 0,44 e 0,57 ppm, o grupo 2 entre 0,38 e 0,82 ppm e o grupo 3 entre 0,28 e 0,83 ppm. As concentrações Nb/Yb do grupo 1 variam de 1,62 a 2 ppm, do grupo 2 de 1,84 a 3,89 e o grupo 3, com as maiores razões, de 1,33 a 7,08. Sendo assim, as amostras plotam predominantemente no campo de afinidade EMORB de Pearce (2008) (Figura 25A), porém nota-se uma distribuição ao longo da faixa MORB, com o grupo 1 mais próximo do NMORB e os grupos 2 e 3 mais enriquecidos.

No diagrama tectônico discriminante de Pearce (1982), as amostras do grupo 1 e 2 plotam no campo MORB, enquanto as amostras do grupo 3 plotam predominantemente no campo intraplaca (Figura 25B).



Figura 25 - Diagramas classificatórios de ambiência tectônica.

Legenda: A) Diagrama Nb/Yb vs TiO2/Yb (Pearce, 2008) com as amostras plotando predominantremente no campo EMORB, com uma distribuição do grupo 1 (verde) mais à esquerda com tendência NMORB; C) Diagrama ZrxTi (Pearce, 1982) com as amostras dos grupos 1 (verde) e 2 (azul) plotando predominantemente no campo MORB e as amostras do grupo 3 (rosa) plotando predominantemente no campo intraplaca.

4.2.2 Calcioalcalinas

Dentro da classificação da série calcioalcalina estão os Metagranitoides descritos petrograficamente como biotita gnaisse e hornblenda-biotita gnaisse totalizando nove mostras.

As amostras estudadas foram divididas em dois grupos composicionais, aqui chamados de grupo 4 e 5, em função do conteúdo de terras raras normalizado para o condrito (BOYNTON, 1984), principalmente com relação a anomalia em Eu.

O grupo 4, representado por quatro amostras de cor laranja, apresenta anomalia positiva em Eu (Eu_N/Eu^{*} = 1,83-2,84), conteúdo moderado a alto de terras raras total (49,44 e 199,29) e razões La_N/Yb_N entre 31,46 e 240,69 (Figura 26 A).

O Grupo 5, representado por cinco amostras de cor roxa, apresenta uma

sutil anomalia negativa em Eu (Eu_N/Eu^{*} = 0,6 a 1,1), alto conteúdo de terras raras total (68,71-391,70) e apresenta-se um pouco menos fracionado que o grupo 4, com razões La_N/Yb_N entre 12,14 e 103,06 (Figura 26 C).

Com relação aos elementos-traço, ambos os grupos apresentam baixas concentrações de elementos compatíveis (Cr e Ni) e baixos a moderados conteúdos de HFSE (high field strength elements) tais como Nb (<8 ppm) e Zr (45-194 ppm), comexceção da amostra GM-28C (grupo 5) que apresenta elevado conteúdo de Zr (=509 ppm). No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (SUN AND MCDONOUGH, 1995) apresentam padrões semelhantes, com anomalias negativas em P, Nb e Ti e positivas em Ta e Pb (Figura 26 B, D).

As razões Sr/Y delineam uma distinção entre os dois grupos. O grupo 4 possui razões entre 81,67 e 340,00, com exceção da GM-20 (=37,00). Já o grupo 5 possui razões menores que 53,20, sendo a maioria entre 18,70 e 28,80.

As concentrações de Th também se distinguem levemente, com predomínio de anomalias positivas no grupo 5 (com exceção da GM-38) e anomalias negativas no grupo 4 (com exceção da GM-20) (Figura 26).


Figura 26 - Diagramas spider dos metagranitoides estudados da Suíte São Bento dos Torres

Legenda: Coluna da esquerda - padrão dos terras-raras normalizado para o condrito (Boynton, 1984); coluna da direita diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (Sun and McDonough, 1995). A,C) Grupo 4; B,D) Grupo 5. Fonte: A autora, 2020.

Com relação aos elementos maiores apresentam variável concentração de K₂O (1,13% a 5,56%) com um range de K₂O/Na₂O variando de 0,26 a 2,61. Possuem baixos teores de CaO (0,81% a 2,82%), baixo número de magnésio (Mg# < 0,38) e são pobres em elementos ferromagnesianos (FeOt + MgO + MnO + TiO₂ < 3,4%). Apenas a amostra GM-26 apresentou alto número de magnésio (Mg# = 0,46).

Os Metagranitoides estudados são classificados como peraluminosos (A/CNK > 1,04) (Figura 27 A) com a amostra GM-20 se destacando como fortemente peraluminosa (A/CNK = 1,58). O diagrama (Na₂O + K₂O – CaO) *vs* SiO₂ indica uma assinatura cálcica a alcalino-cálcica (Figura 27 B). As amostras GM-58A, GM-20 e GM-28C apresentam caráter ferroso enquanto as demais são classificadas como magnesianas (Figura 27 C).



Figura 27 - Diagrama classificatório de afinidade geoquímica.

Legenda: A) Diagrama binário A/NK vs. A/CNK (Shand, 1943) mostrando a afinidade peraluminosa das amostras estudadas, tendo a amostra GM-20 se destacado mais fortemente peraluminosa; B) Diagrama Na2O + K2O – CaO vs. SiO2 (Frost *et al.*, 2001) com as amostras distribuídas entre os campos calcico aalcalino-cálcico C) Diagrama binário FeOt / (FeOt+MgO) vs. SiO2 (Frost *et al.*, 2001) mostrando a predominância das amostras de caráter magnesiano e três amostras plotando no campo ferroso. Fonte: A autora, 2020

4.3. Geocronologia U-Pb

Duas amostras foram cedidas por trabalhos anteriores do grupo de pesquisa Tektos-Let para análise geocronológica U-Pb em grãos de zircão

pelo método LA- ICP-MS no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) da Universidade Federal de Ouro Preto.

As amostras foram coletadas no mesmo ponto, em blocos métricos a matacões no pasto, às margens de estrada vicinal nas coordenadas UTM: 608708/7625265. Trata-se de litotipos com características petrográficas distintas, sendo a MAJF- 61A uma rocha intermediária classificada como metadiorito e a MAJF-61B um anfibolito, no entanto, apresentam assinaturas geoquímicas semelhantes, sendo ambas da série toleítica, do grupo 3 (grupo rosa - Item 4.2.1).

Os dados analíticos para as amostras e padrões encontram-se no Apêndice A deste documento.

4.3.1 MAJF-61A – Metadiorito

O metadiorito amostrado apresenta textura equigranular granoblástica, possui cor cinza e granulação fina a média. É composto essencialmente por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e anfibólio. Tem composição intermediária (59,27% SiO₂), pertence a série toleítica, plotando no campo de afinidade EMORB.

Os cristais de zircão variam de translúcidos a opacos de cor marrom claro, com alguns apresentando uma tonalidade mais escura. As morfologias principais observadas para os cristais analisados são de prismas curtos subarredondados. Imagens de catodoluminescência mostram a predominância de uma população de grãos com domínios homogêneos de alta luminescência (Figura 28). Há também uma população com bordas estreitas de alta luminescência e zonas internas caóticas, além de uma pequena população onde é possível observar um zoneamento ígneo oscilatório, embora este se apresente pouco expressivo e por vezes cortados por zonas de recristalização.

As idades 207 Pb/ 206 Pb abrangem um intervalo entre 2308 Ma e 1914 Ma, totalizando 65 análises. Desse conjunto foi obtida uma idade concordia em 2079 ± 4Ma (MSWD = 3,4) a partir de 51 análises com discordância menor que 1%. A média das idades 207 Pb/ 206 Pb das 51 análises concordantes foi 2074 ±

3.3 Ma (MSWD = 1,5)(Figura 29). As razões Th/U variam de 0,03 a 1,12.



Figura 28 - Imagem de Catodoluminescência (CL) da amostra MAJF-61A.

Amostra MAJF-61A

Legenda: Imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos mais representativos da Suite São Bento dos Torres.Os círculos vermelho nos grãos indicam o local da análise. Os números "spot" refere-se à identificação analítica da tabela de dados U/Pb a qual pode ser encontrada no apêndice A. Fonte: A autora, 2020.



Figura 29: Diagrama concordia e gráfico em barras para as idades ²⁰⁷Pb/²⁰6Pb obtidas para a amostra MAJF-61A.

Legenda: A) Diagrama concordia apresentando os resultados de U/Pb em zircão com Idade de cristalização paleoproterozoica do final do Riaciano. B) Gráfico em barras para as idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb obtidas mostrando amédia dos dados. Fonte: A autora, 2020.

4.3.2 MAJF-61B - Anfibolito

A amostra analisada possui granulação fina e textura granonematoblástica com assembleia mineralógica principal dominada por anfibólio, plagioclásio, epidoto e clorita. O anfibólio está representado principalmente pela actinolita. Trata-se de uma rocha básica com 51,44% SiO₂ e assim como a amostra anterior, pertence à série toleítica com afinidade com o campo EMORB.

Os cristais de zircão obtidos para a amostra são predominantemente opacos de cor marrom escuro, alongados com proporção aproximada 2:1 e extremidades suaves. Imagens de catodoluminescência (Figura 30) mostram uma população com domínios homogêneos cinza a preto em zonas mais externas do grão, enquanto no centro de grão são zonas caóticas com textura metamítica. Zonas de alta luminescência ocorrem em pequenos domínios internos do grão. Zoneamento ígneo oscilatório é raro e quando presente apresenta-se fracamente marcado.

As idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb abrangem um intervalo entre 2419 Ma e 2010

Ma, totalizando 49 análises. Desse conjunto foi obtida uma idade concordia em 2081 \pm 4.9Ma (MSWD = 3,6) a partir de 25 análises com discordância menor que 1%. A média das idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb das 51 análises concordantes foi 2074 \pm 3.3Ma (MSWD = 1,5)(Figura 31). As razões Th/U variam de 0,07 a 1,38.



Legenda: Imagens catodoluminescência (CL) de grãos mais representativos da Suite São Bento dos Torres. Os círculos vermelhos nos grãos indica o local da análise. Os números "spot" refere-se a identificação analítica da tabela de dados U/Pb a qual pode ser encontrada no Apêndice A. Fonte: A autora, 2020.



Figura 31 - Diagrama concordia e gráfico em barras para as idades 207Pb/206Pb obtidas para a amostra MAJF-61B.

Legenda: A) Diagrama concordia apresentando os resultados de U/Pb em zircão com Idade de cristalização Paleoproterozoica do final do Riaciano. B) Gráfico em barras para as idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb obtidas mostrando a média dos dados. Fonte: A autora, 2020.

4.4. Isótopos Sm-Nd e Sr

Para análises dos isótopos de Sm, Nd e Sr foram selecionadas 8 amostras, sendo 3 metagranitoides, 3 anfibolitos, 1 metagabro, 1 metadiorito (Tabela 1). As rochas básicas e a intermediária pertencem à série toleítica, sendo 3 amostras do grupo 2 (cor azul - item 4.2.1) e 2 amostras do grupo 3 (cor rosa – item 4.2.1). Dentreos metagranitoides há uma amostra do grupo 4 (cor laranja – item 4.2.2) e duas amostras do grupo 5 (cor roxa – item 4.2.2).

Apenas duas das oito amostras analisadas possuem idades de cristalização U-Pb em zircão. Tratam-se de amostras toleíticas do grupo 3: a MAJF-61A de composição intermediária, e a rocha básica anfibolítica MAJF-61B. Dessa forma, considerou-se para as demais rochas básicas toleíticas a mesma idade da MAJF-61B, 2080 Ma, como idade de cristalização para efeito dos cálculos das razões isotópicas no tempo de cristalização e para o cálculo dos valores de ξ_{Nd} . Já para as amostras de metagranitoides considerou-se a idade de cristalização de 2050 Ma obtida recentemente por Bruno *et al.* (2020,2021) para granitoides do Bloco Piedade cujas composições químicas

se assemelham à dos granitoides aqui estudados.

Os valores de $\xi_{Nd(t)}$ para as rochas estudadas da Suite São Bento dos Torres variam de -11,20 a 0,38, resultando em idades modelo de extração do manto (T_{DM}) entre 2,44 e 2,95 Ga, e razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,70294 e 0,73620 (Tabela 8).

Valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ fortemente negativos foram obtidos exclusivamente para as amostras de metagranitoides (amostras GM-21A= -11,20; GM-58A= -9,71 e GM-26 = -8,72), enquanto as rochas metabásicas analisadas apresentam valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre -2,68 e 0,38.

Nos metagranitoides as idades T_{DM} variam entre 2,59 e 2,86 Ga e as razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,71375 e 0,73620. Nas rochas metabásicas as idades T_{DM} variam entre 2,44 e 2,64 Ga. As razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i) das rochas metabásicas variam entre 0,70294 e 0,71005.

A amostra MAJF-61A, metadiorito de composição intermediária e pertencente à série toleítica, se diferencia das demais amostras da mesma série em todos os parâmetros isotópicos. Possui $\ell_{Nd(t)}$ negativo (=-8,42), idade T_{DM} = 2,95Ga e razão inicial 87 Sr/ 86 Sr_(i) = 0,71109. No diagrama $\ell_{Nd(t)}$ *v*s idade de cristalização nota-se que esta amostra, assim como os metagranitoides aqui estudados, apresentam suas linhas de evolução coincidentes com o campo isotópico das rochas encaixantes do Bloco Piedade (BRUNO *et al.*, 2020; Figura 32).

O gráfico que relaciona os valores $(Nd(t) \text{ com a razão }^{87}\text{Sr})^{86}\text{Sr}(i)$ (Figura 33) permite a distinção de dois conjuntos, um com valores de $(Nd(t) \text{ fortemente negativos associados a valores }^{87}\text{Sr})^{86}\text{Sr}(i)$ maiores que 0,71109, o qual abrange os metagranitoides e o metadiorito (MAJF-61A); e outro conjunto moderadamente negativo a positivo associado a razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ menores que 0,71005, o qual abrange os anfibolitos e metagabros.

Amostra	Grupo Geoquímico (item 3.2)	Idade de cristalização	[£] Nd (t)	Т _{DM} (Ga)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (i)
GM-15B	Grupo 2	2080*	-0.62	2.48	0.70294
GM-47	Grupo 2	2080*	0.38	2.44	0.71005
GM-41A	Grupo 2	2080*	-1.09	2.64	0.70312
MAJF-61A	Grupo 3	2079	-8.42	2.95	0.71109
MAJF-61B	Grupo 3	2080	-2.68	2.62	0.70786
GM-26	Grupo 4	2050**	-8.72	2.59	0.71969
GM-21A	Grupo 5	2050**	-11.20	2.83	0.73620
GM-58A	Grupo 5	2050**	-9.71	2.86	0.71375

Tabela 8 - Dados isotópicos Nd e Sr

Legenda: *idade de cristalização para rochas metabásicas inferida a partir de idade obtida da amostra MAJF-61B, também metabásica e de mesma afinidade geoquímica.

** idade de cristalização para Metagranitoides inferida a partir de idades obtidas em trabalhosrecentes de Bruno *et al.* (2020, 2021) para amostras do Bloco Piedade com conteúdo químico semelhante aos grupos aqui estudados. Fonte: A autora, 2020.

Figura 32 - Evolução isotópica de Nd e Sr para as rochas da Suíte São Bento dos Torres



Legenda: Evolução Nd vs tempo, comparação isotópica de Nd entre os litotipos da Suite São Bento dos Torres. Área em cinza para efeito de comparação com o campo isotópico das amostras do Bloco Piedade reportado por Bruno *et al.* (2020, 2021).





Legenda:. Diagrama Nd (t) vs. 87Sr/86Sr inicial (t é o valor das amostras em suas idades de cristalização. Apenas duas amostras possuem sua idade de cristalização. A ausência de idade das demais levou a inferência do valor tem 2080Ma para as rochas básicas e 2050Ma para as rochas ácidas).

Fonte: A autora, 2020.

5 DISCUSSÕES

Com base nos dados adquiridos neste trabalho, serão apresentadas as principais discussões acerca dos resultados obtidos para a Suíte São Bento dos Torres, abordando tanto uma proposta de redefinição, como de sua ambiência tectônica, considerando parâmetros petrogenéticos e sua história evolutiva.

5.1. Redefinindo a Suite São Bento dos Torres e sua petrogenese

A Suite São Bento dos Torres fora anteriormente cartografada (VIANA,1991; PINTO,1991; BRANDALISE E VIANA,1993) como um corpo de dimensões batolíticas composto por granulitos ácidos e básicos. Análises químicas permitiram que os autores individualizassem 3 grupos geoquímicos para as rochas básicas, dos quais, em comparação com as amostras aqui estudadas, nota-se um maior enriquecimento em elementos incompatíveis das populações 2 e 3, significantes anomalias positivas de Nb e Y para a população 1 (Figura 34), além de serem de uma série de alto TiO₂. Razões $(La/Yb)_N$ e $(La/Nb)_N$ são mais baixas que as amostras aqui estudadas, enquadrando-as numa fonte mais fértil (Figura 36).

Os litotipos ácidos descritos por Pinto (1995) não são correlacionáveis quimicamente com os metagranitoides aqui estudados. Consistem em rochas metaluminosas e magnesianas, com altos teores de V, Cr, Ni e Nb. Apresentam-se enriquecidas em Ba, Rb e K, e depletadas em Sr e P. Foi sugerido para essas rochas uma associação com um regime compressivo de arco magmático (PINTO, 1995), não havendo correspondência com a química aqui encontrada. Com base em nossos estudos e em dados da literatura, na região alvo, propomos que as rochas ácidas, peraluminosas, e as rochas básicas, de afinidade toleítica com assinaturas de ambientes distensivos, portanto, possuem fontes e evolução petrogenética distintas.

Figura 34 - Diagramas multielementar comparando as rochas toleíticas da Suite São Bento dos Torres aquiestudadas com dados da bibliografia para a mesma Suite.



Spider plot - NMORB (Sun and McDonough 1989)

Legenda: a) Diagrama multielementar normalizado para NMORB (Sun and McDonough, 1989) das rochasmetabásicas da Suite São Bento dos Torres retirado de Claiton (1995). Fonte: A autora, 2020.

Dados geoquímicos coligidos para as rochas toleíticas estudadas mostram similaridades composicionais com outros exemplos de magmatismo intraplaca continental, incluindo o conteúdo de magnésio, caracteristicamente baixo em províncias basálticas toleíticas continentais (WILSON, 1989). As rochas toleíticas da Suíte São Bento dos Torres tem composição predominantemente de baixo TiO₂, com apenas 3 amostras com concentrações maiores que 2%. O número de magnésio varia de 25,23% a 55,48%, caracterizando um magma mais evoluído/diferenciado, uma vez que magmas primários extraídos do manto peridotítico tem valores de #mg em torno de 70% (GREEN *et al.*, 1974).

Quando comparado com os diques gabro-noríticos do magmatismo intraplaca, de idade Mesoproterozoica, registrado em Angola, no Craton do Congo (ERNST *et al.*,2013), verifica-se maior enriquecimento por exemplo em Rb, Ba, Th e K para as rochas africanas, porém demais elementos incompatíveis possuem concentrações semelhantes (Figura 35 A). Alguns parâmetros indicativos de ambiente intraplaca como as razões Th/Nb, La/Nb, Zr/Nb (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1994) também são muito semelhantes (Figura 36).

O mesmo ocorre quando as rochas da Suite São Bento dos Torres são comparadas com as rochas da série de baixo titânio do magmatismo intraplaca da Bacia do Paraná (BRAZ MACHADO *et al.*, 2015), as quais também se apresentam mais enriquecidas em Rb, Ba e K, porém com similaridades nas concentrações de Y, Nb, Yb, Ti e Zr e razões (La/Yb)_N e (La/Nb)_N, pricipalmente com o Grupo 3 (Figura 36).

Figura 35 - Diagramas multielementar comparando as rochas toleíticas da Suite São Bento dos Torres comoutros exemplos de magmatismo intraplaca continental.



Legenda: a) Diagrama multielementar normalizado para NMORB (Sun and McDonough, 1989) de diques gabro- noríticos do magmatismo mesoproterozoico no Craton do Congo-Angola com área sombreada em azul para efeito de comparação com as amostras estudadas da Suite São Bento dos Torres B) Diagrama multielementar normalizado para NMORB (Sun and McDonough, 1989) de amostras do Grupo Ribeira de baixo TiO2 do magmatismo da Bacia do Paraná. Fonte: A autora, 2020

As amostras toleíticas estudadas da Suite São Bento dos Torres foram separadas em três grupos geoquímicos em função principalmente do fracionamento dos elementos terras-raras, seu conteúdo total e anomalia de Eu. O Grupo 1 foi caracterizado como um magma de uma fonte empobrecida, em comparação aos outros dois grupos, com características que o assemelha aos magmas gerados em cadeia meso-oceânica (NMORB), enquanto os Grupos 2 e 3 foram classificados como magmas enriquecidos. Segundo WILSON (1989), os magmas NMORB típicos possuem um padrão não fracionado de terras raras pesados, com concentrações de ETR de 10x o condrito, ou até menos. Em contraste, magmas diferenciados apresentam concentrações de ETR de até 50x o condrito, além de terem uma tendência a desenvolverem anomalia negativa de Eu, uma vez que o Eu é preferencialmente particionado no plagioclásio (WILSON, 1989). Esse grupo também

apresenta razões La/Nb mais baixas que os demais. Tais características do Grupo 1 parecem refletir, em comparação com os demais grupos, a contribuição de uma fonte astenosférica mais depletada durante o progresso da extensão litosférica.

Em contrapartida, razões como TiO₂/Yb vs. Nb/Yb demonstram uma assinatura EMORB para todas as rochas estudadas. O caráter enriquecido das amostras estudadas é substanciado por razões normalizadas pelo condrito de elementos incompatíveis tais como (La/Yb)_N e (La/Nb)_N, sugerindo uma fonte enriquecida de manto litosférico subcontinental. Não obstante esse caráter enriquecido da maioria das amostras, é possível perceber na Figura 36 um gradiente de distribuição com aumento progressivo das razões dos Grupos 1, 2 e 3, tendo inclusive o Grupo 1 uma amostra com razões depletadas.



Figura 36 - Diagrama geoquímico comparando diferentes exemplos de magmatismo básico intraplaca

Legenda: Diagrama (La/Nb)n vs (La/Yb)n (valores para os campos a partir Wilson (1989) e Rollinson (1994)). Fonte: A autora, 2020.

Dados isotópicos de Sm, Nd e Sr englobam apenas amostras dos Grupos 2 e 3, e as relacionam com reservatório isotópico do manto enriquecido (Fig 33 item 4.4). As hipóteses mais aceitas para a origem destes reservatórios enriquecidos envolvem: 1) a entrada de elementos incompatíveis por meio da subducção da litosfera oceânica e sedimentos pelágicos e terrígenos de origem crustal; 2) A delaminação litosférica, com o afundamento da parte inferior da litosfera juntamente com a parte superior do manto litosférico, desencadeando a ressurgência de material astenosférico e gerandomagmas mistos; 3) Metassomatismo do manto inferior (YAN YANG *et al.*, 2019; STRACKE, 2012).

Com relação à primeira hipótese, não há nos modelos propostos para o sistemaacrescionário paleoproterozoico, que envolvem o Bloco Piedade (SILVA *et al.*, 2002; BRUNO *et al.*, 2020, 2021), uma subducção com vergência que possibilite a interação de fluidos e sedimentos terrígenos de origem crustal, uma vez que o Bloco Piedade é descrito como placa inferior para as colisões com os arcos do Cinturão Mineiro a oeste (AVILA *et al.*, 2010; 2014, TEIXEIRA *et al.*, 2015) e do Complexo Mantiqueira a leste (HEILBRON *et al.*, 2010; HEILBRON *et al.*, 2017b). Para as rochas metabásicas estudadas, sugere-se então a ressurgência de material astenosférico a partir do estiramento crustal, gerando fusão parcial por descompressão e mistura de magmas astenosférico e do manto sublitosférico. O principal mecanismo condutor de tal extensão seria a força de tração (*slab pull*) sendo propagada pelo microcontinente durante seu movimento em direção a colisão final (GUN *et al.*, 2020).

Os Metagranitoides estudados pertencem a série calcioalcalina, com alto índice de peraluminosidade e foram separados em dois grupos geoquímicos pelo conteúdo de terras raras e anomalia de Eu. Possuem baixos valores de Cr e Ni e baixos conteúdos de HFSE como Nb e Zr.

Utilizando-se da abordagem litogeoquímica definida por Laurent et al. (2014) classificar para Metagranitoides, as rochas estudadas se distribuem predominantemente no campo dos biotita granitos, porém com uma interseção com os granitos híbridos e uma tendência para o vértice A/CNK, conforme observa-se no diagrama ternário da Figura 37 A. No diagrama FeOt + MgO vs Sr/Ba (Figura 37 B), ambos os grupos plotam predominantemente no campo da fusão de protólitos crustais. Esta hipótese é corroborada pelo diagrama Na₂O+K₂O+FeOt+MgO+TiO₂ vs (Na₂O+K₂O)/(FeOt+MgO+TiO₂) (Figura 37 C), que indica origem a partir da fusão parcial de rochas metassedimentares para as amostras do Grupo 4 e fusão parcial de rochas ortoderivadas para o Grupo 5. As amostras estudadas exibem similaridades composicionais com amostras peraluminosas do Bloco Piedade descritas por Bruno

et al. (2021) (símbolos vazados na Figura 37), como por exemplo as anomalias positivas em Eu para os granitos híbridos e negativa para o biotita granito, um maior fracionamento dos ETR e maior conteúdo de ETR total para o grupo de granitos híbridos destes autores, tal como observado no grupo 4 aqui descrito.



Figura 37 - Diagramas petrogrenéticos para os metagranitoides estudados da Suite São Bento dos Torres.

Legenda: Símbolos vazados representam as amostras descritas por Bruno *et al.* (2021), plotadas para efeito de comparação. A) Diagrama ternário de Laurent (2014). Vértices: 2*A/CNK (molar Al2O3/(CaO + K2O + Na2O);Na2O/K2O; 2*(FeOt + MgO)wt.%*(Sr + Ba)wt.% (=FMSB). B) Diagrama de elementos incompatíveis (Sr+Ba ppm) vs. FeOt + MgO (wt.) (Laurent et. al., 2014); C) Diagrama binário Na2O + K2O+ FeOt + MgO)+ TiO2-(Na2O + K2O) / (FeOt + MgO + TiO2) (PatiñoDouce, 1999).

Os dados isotópicos obtidos neste trabalho fornecem valores semelhantes para os grupos 4 e 5, com $t_{Nd(t)}$ fortemente negativo e altas razões 87 Sr/ 86 Sr(i); e ambos os grupos com evolução isotópica de Nd e Sr compatíveis com a evolução do Bloco Piedade (BRUNO *et al.*, 2021). Aliado ao caráter peraluminoso das amostras e baixos teores de FeOt+MgO (< 3,4%), interpretamos que estes metagranitoides estudados tenham sido gerados pela fusão parcial de litologias crustais, com a presença de significante contribuição de um protólito sedimentar para o Grupo 4 e umcomponente ígneo para o Grupo 5, sugerido por exemplo pela distribuição dos valores de (Na₂O+K₂O)/(FeOt+MgO+TiO₂) (Figura 37c). Essa interpretação é suportada pela presença de grãos herdados com idades Arqueana-Paleoproterozoica entre 2866- 2497 Ma encontrado nas amostras de química análoga por Bruno *et al.* (2021). As idades de cristalização encontradas por esses autores são 2011 ± 30 Ma, 2059 ± 35 Ma e 2048 ± 28 Ma. Sugere-se que a colocação dos magmas básicos na base da crosta tenha gerado condições para a

fusão crustal e geração dos granitoides aqui estudados.

Em virtude da não existência de relação genética entre os litotipos ácidos e básicos estudados, sugerimos o abandono do termo suíte para estes dois grupos de rochas, a utilização da terminologia de São Bento dos Torres apenas para as rochas básicas de afinidade intraplaca. As rochas ácidas, necessitam de mais estudos geocronológicos e geoquímicos, para melhor definição de sua nomenclatura litoestratigráfica.

5.2. Construindo um modelo tectônico

Ao combinarmos as idades U-Pb aqui obtidas para as rochas toleíticas (2080±4,9Ma e 2078±4,0Ma), dados isotópicos e geoquímicos descritos acima, sugerimos que as rochas básicas da Suíte São Bento dos Torres, em conjunto com os ortognaisses peraluminosos seriam representantes de um magmatismo bimodal intrusivo no Bloco Piedade.

O setor sul do Orógeno Minas-Bahia, o qual teve sua evolução entre o Sideriano e Orosiriano, registra em seus diferentes terrenos um completo ciclo orogênico, desde o magmatismo de arco, episódios de colisão continental seguido por colapso litosférico pós-orogênico. Diversos autores descrevem a amalgamação na margem do paleocontinente do São Francisco de blocos arqueanos (Bloco Piedade) com arcos cordilheranos (Complexo Mantiqueira) e intra-oceânicos (Cinturão Mineiro e Complexo Juiz de Fora) diacronicamente entre 2,1 e 2,05 Ga, a qual levou a consolidação do paleocontinente São Francisco (e.g. BARBOSA *et al.,* 2004; NOCE *et al.,* 2007; SILVA *et al.,* 2002; AVILA *et al.,* 2010; TEIXEIRA *et al.,* 2015; MOREIRA *et al.,* 2018; DEGLER *et al.,* 2018; CUTTS *et al.,* 2020; BRUNO *et al.,* 2020).

Nesse contexto, dados aqui obtidos nos leva a sugerir um vínculo das rochas da Suíte São Bento dos Torres com à tectônica extensional intraplaca registrada no Bloco Piedade no final do Riaciano entre 2,08 Ga e 2.05 Ga, tal como descrita por Bruno *et al.* (2020, 2021).

O modelo tectônico ora proposto representa os estágios finais da colisão entre o Paleocontinente São Francisco, os arcos magmáticos Sideriano-Riaciano registrados no Cinturão Mineiro e o Bloco Piedade, estimada em 2.1 Ga (e.g SILVA *et al.*, 2002; NOCE *et al.*, 2007; AVILA *et al.*, 2010; HEILBRON *et al.*, 2010), ao mesmo tempo que representa o estágio pré-colisional com relação ao Complexo Mantiqueira, com colisão estimada em 2,05 (BRUNO *et al.*, 2020). A colagem final do sistema de arcos do Cinturão Mineiro à margem do Paleocontinente São Francisco é marcada pelo Lineamento Jaceaba Bom-Sucesso, contemporâneo ao segundo evento metamórfico do Paleoproterozoico datado entre 2131 e 2100 Ma (AVILA *et al.*, 2008, 2010).

É possível que a resultante das forças de tração *(slab pull)* da litosfera oceânica na subducção com o Complexo Mantiqueira (2,2-2,1 Ga), associado a amalgamaçãoa oeste à margem do Paleocontinente São Francisco (2,1 Ga), levou a uma tectônica extensional no Bloco Piedade com a geração de um intenso magmatismo bimodal intraplaca representado pela Suite São Bento dos Torres aqui descrita (2,08 Ga).

Modelos geodinâmicos recentes mostram que 75-80% das forças de *slabpull* associadas à subducção podem se propagar através da placa subductada causando uma significante extensão (CAPITANIO *et al.*, 2009 *apud* DAN *et al.*, 2020).

O arco magmático representado pelo Complexo Mantiqueira fora justaposto ao Bloco Piedade em 2,05Ga, simbolizado pelo metamorfismo granulítico ao longo da Zona de Cisalhamento Ponte Nova e um vasto registro de idades metamórficas em c.a 2,05 a 2,04 Ga (BRUNO *et al.*, 2020). Portanto, a borda leste do Bloco Piedade ainda estava em convergência com os Arcos do Complexo Mantiqueira, originando uma resultante distensiva em todo o Bloco Piedade, que estaria representada pelo magmatismo bimodal, básico toleítico e ácido peraluminioso estudado, entre ca.2.08 e 2.05 Ga. Tal processo distensivo fornece um influxo da astenosfera e consequente fonte de calor, favorecendo a fusão de domínios distintos (GUN *et al.*, 2021; DAN *et al.*, 2020). (Figura 38).



Figura 38 - Modelo tectônico para o magmatismo bimodal da Suite São Bento dos Torres

Legenda: Modelo de evolução tectônica para o Segmento Minas da orogenia paleoproterozoica com o magmatismo bimodal intraplaca: básico toleítico (gabros e anfibolitos) e ácido peraluminoso (metagranitoides) representado pelaSuite São Bento dos Torres, intrusivo no Bloco Piedade no final do Riaciano (2,08Ga), tendo como mecanismo deextensão a propagação de forças de tração (slab *pull*) da litosfera oceânica na subducção com o Complexo Mantiqueira, associado a amalgamação a oeste à margem do Paleocontinente São Francisco. Fonte: A autora, 2020.

5.3. SUPERPOSIÇÃO BRASILIANA

As rochas metabásicas da Suite São Bento dos Torres possuem composição basaltica e se distinguem pelo grau de metamorfismo e deformação. Os anfibolitos são os litotipos dominantes na área, possuem um bandamento fino dado pelos minerais máficos. São compostos principalmente por anfibólio (hornblenda e actinolita), plagioclásio, epidoto e clorita. Enquanto os metagabros são isotrópicos com mineralogia essencial dada por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e anfibólio.

Valores mais altos de perda ao fogo nos anfibolitos, entre 1,2 a 5,07%, sugerem um processo de infiltração de fluidos, necessários para a formação de minerais de mais baixa T, comumente hidratados. A ocorrência de hornblenda com

pleocroísmo verde oliva e verde azulado sugere temperatura próxima da fácies epidoto-anfibolito. Além disso, foram observadas texturas primárias e relações texturais que indicam progressão das condições metamórficas em direção à essa fácies.Nos metagabros foram observados contatos interlobados do piroxênio com plagioclásio e hornblenda sugerindo um crescimento contemporâneo. Plagioclásio em grãos anedrais preenchendo espaços intersticiais entre agregados de piroxênio sugere que ele represente a fase intercúmulus, bem como minerais opacos. Em duas amostras o piroxênio ocorre como fragmentos reliquiares em núcleos de pseudomorfos, com hábito ovalado a quadrático. A desestabilização do piroxênio a partir das bordas dá lugar a clorita e anfibólio de cor verde pálido, reações essas interpretadas como fruto do metamorfismo progressivo superposto.

Diferentemente da hornblenda verde que ocorre nos anfibolitos, nos metagabros esse mineral apresenta cor marrom acastanhada com hábito tabular inclusa no piroxênio bem como contatos interlobados, interpretada como hornblenda primária. Essa hornblenda está parcialmente substituída por biotita de cor marrom avermelhada (possivelmente flogopita).

Em análise química qualitativa sob MEV-EDS o plagioclásio apresentou um espectro com conteúdo de Ca relevante, sugerindo origem ígnea de composição entre anortita e labradorita. Em sua borda ocorre epidoto formando coronas de reação, também interpretado como fruto do metamorfismo progressivo superposto.

Análises litogeoquímicas demonstraram uma similaridade composicional entre os termos ígneos com texturas reliquiares e os anfibolitos de aspecto tectonizado, indicando uma não perturbação no conteúdo dos elementos maiores e traços dessas rochas durante o metamorfismo. Isso demonstra ser um processo aproximadamente isoquímico, com exceção dos voláteis, necessários para formar a mineralogia da fácies epidoto-anfibolito.

Outra questão importante, é que em relação aos metagranitoides, não foram observadas paragêneses indicativas de granulito, tal como proposto anteriormente por Viana (1991), Brandalise e Viana (1993) e Pinto (1995). As rochas félsicas estudadas não possuem ortopiroxênio, que seria o mineral esperado para esta fácies metamórfica em ortognaisses. Ao contrário, sua mineralogia é composta por biotita e anfibólio como minerais máficos, mostrando re-equilibrio e texturas típicas de metamorfismo de facies anfibolito.

Análises obtidas em zircão das rochas básicas aqui estudadas não

apresentaram idade de metamorfismo. De qualquer forma, as texturas metamórficas observadas em lâminas delgadas, com paragêneses de fácies epidoto anfibolito, foram interpretadas como geradas no evento Neoproterozoico Brasiliano, que construiu a Faixa Ribeira. Como idades prováveis, correlacionamos as idades U-Pb encontradas recentemente por Bruno *et al.* (2020) nos ortognaisses encaixantes do Bloco Piedade, com valores entre idades entre 449±44 Ma e 592±44 Ma.

Adicionalmente, a foliação principal na área de estudo mergulha para sul variando suavemente entre os quadrantes SE-SW, com lineação de estiramento down dip e indicação de topo para NW, coincidente com o transporte tectônico descrito para a Faixa Ribeira e impresso nas sequências metassedimentares Neoproterozóicas do Grupo Andrelândia (HEILBRON *et al*, 1998, 2010, 2017; SILVA *et al.*, 2002).

CONCLUSÕES

As rochas da Suite São Bento dos Torres representam um significativo magmatismo básico toleítico tipificado por metagabros, metadioritos e anfibolitos, associado a um magmatismo ácido peraluminioso, representado por biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses. Essa associação traduz um magmatismo bimodal relacionado à tectônica extensional no Bloco Piedade em 2,08 Ga.

Nossos dados sugerem que a tectônica extensional com o magmatismo intraplaca associado pode ter sido induzido por forças *slab-pull* que se propagaram na microplaca Piedade à medida que esta se dirigia para a subducção com o Complexo Mantiqueira, em congruência com os estágios finais da colisão com os arcos magmáticos Siderianos-Riacianos registrados no Cinturão Mineiro em direção à margem do Paleocontinente São Francisco em sua borda oeste.

Portanto, a borda leste do Bloco Piedade ainda estava em convergência com os Arcos do Complexo Mantiqueira, originando uma resultante distensiva em todo o Bloco Piedade, representada pelo magmatismo básico toleítico e ácido peraluminioso estudado, entre 2,08Ga e 2,05 Ga.

O magmatismo básico toleítico apresenta predominantemente afinidades EMORB, com um pequeno grupo de amostras com afinidade NMORB, podendo refletir a contribuição de uma fonte astenosférica mais depletada para essas últimas durante o progresso da extensão litosférica, e uma fonte enriquecida de manto litosférico subcontinental para as primeiras. A extensão da litosfera teria gerado uma ascensão da astenosfera levando a uma fusão parcial por descompressão e uma mistura de domínios mantélicos, refletindo nessa variabilidade composicional ao longo do processo de distensão.

Os metagranitoides possuem caráter peraluminoso, assinaturas isotópicas (Nd- Sr) coincidentes com a evolução isotópica das rochas encaixantes do Bloco Piedade, indicando que podem ter sido geradas pela fusão parcial destas litologias crustais, com contribuição de um protólito sedimentar para o Grupo 4 e um componente ígneopara o Grupo 5, fusão esta que pode ter sido induzida pelo calor gerado pelo magmatismo básico. Embora as rochas ácidas necessitem de estudos geocronológicos para melhor contextualizá-las, percebe-se, com os dados obtidos até o momento, a não existência de evolução genética entre elas e os litotipos básicos,

característico de magmatismo bimodal.

Finalmente, o metamorfismo Neoproterozoico Brasiliano afetou em diferentes graus as rochas estudadas, sendo classificado na área como um evento aproximadamente isoquímico, o qual hidratou a paragênese ígnea dando origem a rochas da fácies epidoto-anfibolito, ao mesmo tempo que preservou texturas primárias em zonas de menor percolação dos fluidos.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA F.F.M. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349–364, 1977.

ALMEIDA F.F.M.; Hasui Y.; Brito Neves B.B.; Fuck R.A. Brazilian Structural Provinces. Earth Sci. Rev., Special Issue 17:1–29, 1981.

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. The transamazonian orogeny in the quadrilátero ferrífero, Minas gerais, Brazil: paleoproterozoic collision and collapse in thesouhtern São Francisco craton region. Precambrian Research, 90, 29-58,1998.

ALKMIM, F.F.; NOCE, C.M. Outline of the geology of Quadrilatero Ferrífero. In: Alkmim, F.F., Noce, C.M. (Eds.), The Paleoproterozoic Record of São Francisco Craton. IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais. Field Guide and Abstracts, pp. 37–73. 2006.

ALKMIM, F.F.; MARTINS-NETO, M.A. Proterozoic first-order sedimentar sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil. Marine and Petroleum Geology, 33, 127-139, 2012.

ALKMIM, F.F.; TEIXEIRA, W. The Paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilatero Ferrífero. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. Guest (Eds.). The São Francisco Craton and its Margins, Eastern Brazil. Regional Geology Review Series, Springer-Verlag, pp. 71–94, cap. 5, 2017.

ÁVILA, C.; CHERMAN, A.F.; VALENÇA, J.G. Dioritos Brumado e Rio Grande: geologia e relação com o metamorfismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, bordameridional do Craton São Francisco, Minas Gerais. Arquivos do Museu Nacional, 67, 248-277, 2008.

ÁVILA, C.A.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; MOURA, C.A.V.; PEREIRA, R.M. Rhyacian(2.23 e 2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. Journal of South American Earth Sciences, 29, 464-482, 2010.

ÁVILA, C.A.; TEIXEIRA, W.; BONGIOLO, E.M.; DUSSIN, I.A. The Tiradentes suite andits role in the Rhyacian evolution of the Mineiro belt-São Francisco Craton: geochemical and U-Pb geochronological evidences. Precambrian Research, 243, 221– 251, 2014.

BARBOSA, J.S.F.; BARBOSA, R.G. The Paleoproterozoic Eastern Bahia orogenic domain. In: Heilbron, M.; Alkmim, F.; Cordani, U.G. Guest (Eds.), The São Francisco Craton and its Margins, Eastern Brazil. Regional Geology Review Series, Springer- Verlag, pp. 57–70, cap.4, 2017.

BARBOSA, J.S.F; SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. Precambrian Research, 133, 1-27, 2004.

BARBOSA, N. da S.; TEIXEIRA, W., LEAL; L.R.B.; LEAL, A.B.de M. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. Geologia USP. Série Científica, 13 (4), 63–88, 2013.

BARBOSA, N. da S.; TEIXEIRA, W.; AVILA, C.A.; MONTECINOS, P.M.; BONGIOLO, E.M. 2.17-2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. Precambrian Research, 270, 204–225, 2015.

BRANDALISE, L.A.; VIANA, H.S. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Rio Pomba SF.23-X-D-I. Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. 1993.

BRUNO, H.; ELIZEU, V.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; STRACHAN, R.; FOWLER, M.; BERSAN, S.; MOREIRA, H., DUSSIN, I., SILVA, L.G.E.S., TUPINAMBÁ, M., ALMEIDA, J., DUNLOP, J., NETO, C., CARVALHO, M., ALMEIDA, R., STOREY, C. Neoarchean and Rhyacian TTGand Sanukitoid suites in the southern São Francisco Paleocontinent, SE Brazil:evidence for diachronous onset of modern-style plate tectonics. Geoscience Frontiers, 11 (5),1763–1787, 2020.

BRUNO, H.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; STRACHAN, R.; FOWLER, M.; BERSAN, S.; MOREIRA, H.; MOTTA, R.; ALMEIDA, J.; ALMEIDA, R.; CARVALHO, M.; STOREY, C. Evidence for acomplex accretionary history preceding the amalgamation of Columbia: the Rhyacian Minas-Bahia Orogen, southern São Francisco Paleocontinent, Brazil. Gondwana Research, 92, 149–171, 2021.

CRUZ, S.C.P.; BARBOSA, J.S.F.; PINTO, M.S.; PEUCAT, J.-J.; PAQUETTE, J.L.; SANTOS DE SOUZA, J.; DE SOUZA MARTINS, V.; CHEMALE JR., F.; CARNEIRO, M.A. The Siderian-Orosirian magmatismin the Archean Gavião Paleoplate, Brazil: U–Pb geochronology,geochemistry and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences, 69, 43–79, 2016.

CONRAD, C.P.; LITHGOW-BERTELLONI, C. How mantle slabs drive plate tectonics. Science, 298, 207–209, 2002.

CUTTS, K.A.; LANA, C.; ALKMIM, F.; PERES, G. Metamorphic imprints on units of the southern Araçuaí Belt, SE Brazil: the history of superimposed Transamazonian and Brasiliano orogenesis. Gondwana Research, 58, 211–234, 2018.

DAN, W.; WANG, Q.; WHITE, W.M.; LI, X-H.; ZHANG, X-Z; TANG, G-J.; OU, Q.; HAO, LU- LU; QI, Y.; Passive-margin magmatism caused by enhanced slab-pull forces in central Tibet. Geology, 49 (2), 130–134, 2020.

DEWEY, J.F. Extensional Collapse of Orogens. Oxford, England. Tectonics, vol 7, n°6, 1123-1139, 1988.

ERNST, R.E; PEREIRA, E.; HAMILTON, M.A.; PISAREVSKI, A.S.; RODRIGUES, J.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VAN-DUNEM V. Mesoproterozoic intraplate magmatic "barcode" record of the Angola portion of the Congo craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions. Precambrian Research, 230, 103–118, 2013.

FARINA, F.; ALBERT, C.; LANA, C. The Neoarchean transition between medium-and high-K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). Precambrian Research, 266, 375–394, 2015.

GREEN, D.H.; EDGAR, A.D.; BEASLEY, P.; KISS, E.; WARE, N.G. Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. Contributions to Mineralogy and Petrology., 48, 33-43, 1974.

GÜN, E.; PYSKLYWEC, R.N., GÖĞÜŞ, O.H; TOPUZ, G. Pre-collisional extension of microcontinental terranes by a subduction pulley. Nature Geoscience, 14, 443–450, 2021.

HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; VALERIANO, C.M.; PACCIULLO, F.V.; ALMEIDA, J.C.H.; TROUW, R.J.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO SILVA, L.G. The Ribeira belt. In: Heilbron, M.; Alkmim, F.; Cordani; U.G. Guest (Eds.), The São Francisco Craton and its Margins, Eastern Brazil.Regional Geology Review Series, vol. 15. Springer-Verlag, pp. 277–302, 2017.

HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; VALERIANO, C.M.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N.; NOGUEIRA, J.R. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. Precambrian Research, 178, 136–148, 2010.

IRVINE, T.N.; BARRAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, Ottawa, 8:523-48, 1971.

JANOUŠEK, V.; BOWES, D.; ROGERS, G.; FARROW, C.M.; JELÍNEK, E. Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. Journal of Petrology, 41 (4), 511, 2000.

LAURENT, O.; MARTIN, H.; MOYEN, J.-F.; DOUCELANCE, R. The diversity and Evolution of late-Archean granites: evidence for the onset of a "modern-style" platetectonics between 3.0 and 2.5 Ga. Lithos, 205, 208 e 235, 2014.

LANA, C.; ALKMIM, F.F.; ARMONSTRONG, R.; SCHOLZ, R.; ROMANO, R.; NALINI Jr., H.R. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the QuadriláteroFerrífero province, Southeast Brazil. Precambrian Research 231, 157-173, 2013.

BRAZ MACHADO, F.; REIS VIANA ROCHA-JÚNIOR, E.; SOARES MARQUES, L.; RANALLI NARDY, A. J. Volcanological aspects of the northwest region of Paraná continental floodbasalts (Brazil), Solid Earth, 6, 227–241. 2015. MARTIN, H.; PEUCAT, J.J.; SABATÉ, P.; CUNHA J.C. Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. Precam Res 82:35–62, 1997.

MORAES, R.; FUCK, A.R.; PIMENTEI, M.M.; GIOIA, S.M.C.L.; FIGUEIREDO, A.M.G. Geochemistry and Sm–Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscel^andia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. Precambrian Research, 125, 317–336, 2003.

MOREIRA, H.; SEIXAS, L.; STOREY, C.; FOWLER, M.; LASALLE, S.; STEVENSON, R.; Lana, C. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. Geoscience Frontiers, 4, 977–995, 2018.

MOREIRA, H.; STOREY, C.; FOWLER, M.; SEIXAS, L.; DUNLOP, J. Petrogenetic processes at the tipping oint of plate tectonics: Hf-O isotope ternary modelling of Earth's last TTG to sanukitoid transition. Earth and Planetary Science Letters 551, 1-13, 2020.

NOCE, C.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; PIUZANA, D. Evolution of polycyclic basement in the Araçuaí Orogen based on U-Pb SHRIMP data: implications for the Brazil-Africa links in the Paleoproterozoic time. Precambrian Research, 159, 60–78, 2007.

NOCE, C.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SILVA, L.C.; ALKMIM, F.F. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. Geonomos, 15, 17-23, 2007.

NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W.; QUEMÉNÉUR, J.J.G.; MARTINS, V.T.S.; BOLZAQUINI, E. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. Journal of South American Earth Sciences 13, 225-239, 2000.

OLIVEIRA, E.P.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaca orogen, Sao Francisco craton, Brazil. Geological Society London Special Publications, 338, 263–286, 2010.

PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; WIEDEMANN, C.M.; PINTO, C. P. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed duringGondwanaland assembly. Precambrian Research, 110(1–4), 307–323, 2001.

PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions of Mineralogy and Petrology, 69:33-47, 1979.

PINTO, C.P. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Lima Duarte, SF 23-X-C-VI. Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000 Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1991.

PINTO, C.P.; BRANDALISE, L.A.; VIANA, H.S.; BRUNO E.M. Suíte Metamórfica São Bento dos Torres, Serra da Mantiqueira, MG. REM. Revista da Escola de Minas. Escola Federal de Minas de Ouro Preto. v.45, p.187-190, 1992.

PORADA, H. Pan - African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. Precambrian Research, 44, 103–136, 1989.

ROMANO, R.; LANA, C.; ALKMIM, F.F.; STEVENS, G.; ARMSTRONG, R. Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period ofpotassic magmatism. Precambrian Research, 224: 143–159, 2013.

SCHOBBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. Geology of Brazil in the context of the South American Platform. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (Eds.), Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil. Serviço Geologico – CPRM, pp. 5–54, 2003.

SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A.; PIMENTEL, M.M.; PEDROSA- SOARES, A.C.; LEITE, C.A.; VIEIRA, V.S.; SILVA, M.A.; PAES, V.J.C.; CARDOSO-FILHO, J.M. Reavaliaçao da evolução geológica em terrenos precambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: orógeno Araçuaí, Cinturao Mineiro e Craton Sao Francisco Meridional. Revista Brasileira de Geociencias, 32, 513–528, 2002.

STRACKE, A. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interactionbetween crust and mantle, Chemical Geology, vol 330–331, 2012.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. Rotterdam, Balkema, 354p, 1994.

TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.H. An outline of early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. Precambrian Research. 53 (1–2),1–22, 1991.

TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. Archean andPaleoproterozoic tectonic evolution of the S~ao Francisco craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J.; Thomaz Fo, A.; Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 101–137, 2000.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C.A.; DUSSIN, I.A.; CORRÊA NETO, A.V.; BONGIOLO, E.M.; SANTOS, J.O.S., BARBOSA, N. Zircon U–Pb–Hf, Nd–Sr constraints and geochemistry of theResende Costa Orthogneiss and coeval rocks: new clues for a juvenile accretion episode (2.36–2.33 Ga) in the Mineiro belt and its role to the long-lived Minasaccretionary orogeny. Precam Res: 256: 148-169, 2015.

TEIXEIRA, W.; OLIVEIRA, E.P.; MARQUES, L.S. 2017. Nature and Evolution of the Archeancrust of the São Francisco craton. In: Heilbron, M.; Alkmim, F.; Cordani, U.G. (Eds.), The Sao Francisco Craton and its Margins, Eastern Brazil. Regional Geology

ReviewSeries. Springer-Verlag, pp. 29–55, cap 3, 2017.

TROUW, R. A. J. *et al.* "Contribuição à geologia da Folha Barbacena - 1:250.000". In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, Anais,Goiânia, SBG. V.2, p.974-86, 1986.

TURNER, S.P.; PLATT, J.P.; GEORGE, R.M.M.; KELLEY, S.P.; PEARSON, D.G.; NOWELL, G.M. Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Aboran Domain, SE Spain. Journal of Petrology, 40, 6, 1011-1036, 1999.

VIANA, H.S. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. FolhaBarbacena SF. 23-X-C-I1I. Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1991.

WERNICK, E. Rochas Magmáticas: Conceitos Fundamentais e Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica. São Paulo-SP, Ed. Unesp. 655 p. 2004.

XU, W.; ZHAO, Z-F; DAI; L-Q. Post-collisional mafic magmatism: Record of lithospheric mantle evolution in continental orogenic belt. *Science* China Earth Science, 63, 2029–2041, 2020.

YAN YANG, Q-, GANGULY, S.; SHAJI, E.; DONG, Y.; NANDA-KUMAR, V. Extensional collapseof the Gondwana orogen: Evidence from Cambrian mafic magmatism in the Trivandrum Block, southern India, Geoscience Frontiers, vol 10, Issue 1, 2019.

				4PE	NDICE A															
							M	AJF	-61A											
		CP	'S				RAZÕE	s						IDADES	3					
	<i>f</i> -206c			Th/U							Rho				-			Discd		
ID SPOT#		206Pb	207Pb		207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)		207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s			
1.sSMPABC007	0,1842	93063	11922	0,05	0,128104	1,22	6,725827	2,35	0,380788	2,01	0,86	2072	22	2080	36	2076	21	0		
1.sSMPABC008	0,0000	143296	18240	0,31	0,127290	1,01	6,761184	2,26	0,385236	2,02	0,89	2061	18	2101	36	2081	20	-1		
1.sSMPABC009	0,0000	60730	7863	0,12	0,129480	1,22	6,844494	2,43	0,383387	2,10	0,86	2091	21	2092	38	2091	22	0		
1.sSMPABC011	0,0000	148178	19179	0,24	0,129430	1,03	6,814736	2,26	0,381868	2,01	0,89	2090	18	2085	36	2088	20	0		
1.sSMPABC012	0,0000	112344	14473	0,11	0,128830	1,02	6,784211	2,27	0,381928	2,03	0,89	2082	18	2085	36	2084	20	0		
1.sSMPABC013	0,0000	460822	58280	0,09	0,126470	1,05	6,736453	2,29	0,386316	2,03	0,89	2049	19	2106	37	2077	20	-1		
1.sSMPABC016	0,0000	125491	16211	0,24	0,129180	1,08	6,843057	2,38	0,384197	2,12	0,89	2087	19	2096	38	2091	21	0		
1.sSMPABC017	0,0412	656537	83123	0,30	0,126608	1,02	6,736466	2,20	0,385896	1,95	0,89	2051	18	2104	35	2077	20	-1		
1.sSM P A B C 0 18	0,2703	188710	24246	0,06	0,128482	1,09	6,729215	2,35	0,379858	2,08	0,89	2077	19	2076	37	2076	21	0		
1.sSM P A B C 0 19	0,0192	101071	13094	0,12	0,129555	1,04	6,860789	2,28	0,384077	2,02	0,89	2092	18	2095	36	2094	20	0		
1.sSMPABC020	0,0000	142201	18253	0,17	0,128360	1,00	6,762468	2,27	0,382098	2,03	0,90	2076	18	2086	36	2081	20	0		
1.sSMPABC027	0,0664	488330	61025	0,11	0,124967	1,01	6,646230	2,34	0,385726	2,10	0,90	2028	18	2103	38	2066	21	-2		
1.sSMPABC029	0,0000	63247	8 18 2	0,15	0,129370	1,07	6,747923	2,31	0,378299	2,05	0,89	2089	19	2068	36	2079	21	0		
1.sSMPABC030	0,0620	299575	37418	0,06	0,124902	1,01	6,371671	2,27	0,369982	2,03	0,89	2027	18	2029	35	2028	20	θ		
1.sSMPABC031	0,2187	194971	24991	0,06	0,128179	1,06	6,746398	2,37	0,381728	2,12	0,90	2073	19	2084	38	2079	21	0		
1.sSMPABC032	0,0000	7 110 0	9 15 4	0,10	0,128750	1,19	6,764027	2,39	0,381028	2,08	0,87	2081	21	2081	37	2081	21	0		
1.sSMPABC033	0,0000	172415	21985	0,08	0,127510	1,08	6,665140	2,30	0,379109	2,03	0,88	2064	19	2072	36	2068	21	0		
1.sSMPABC034	0,0168	2361987	346469	0,11	0,146685	0,99	6,926513	2,26	0,342473	2,04	0,90	2308	17	1899	34	2102	20	10		
1.sSMPABC036	0,0178	842913	106938	0,23	0,126867	1,04	6,645539	2,23	0,379908	1,97	0,88	2055	18	2076	35	2065	20	-1		
1.sSMPABC037	0,0000	130430	16669	0,12	0,127800	1,06	6,737897	2,27	0,382377	2,01	0,88	2068	19	2087	36	2078	20	0		
1.sSMPABC038	0,0000	65841	8465	0,03	0,128560	1,28	6,720380	2,50	0,379129	2,15	0,86	2078	22	2072	38	2075	22	0		
1.sSMPABC039	0,0000	112402	14510	0,09	0,129090	1,03	6,773705	2,30	0,380568	2,06	0,89	2086	18	2079	37	2082	21	0		
1.sSMPABC040	0,0000	297969	38212	0,37	0,128240	1,07	6,727866	2,25	0,380498	1,98	0,88	2074	19	2079	35	2076	20	0		
1.sSMPABC047	0,0697	305171	39233	0,19	0,128560	1,03	6,744846	2,32	0,380508	2,08	0,90	2078	18	2079	37	2079	21	0		
1.sSMPABC048	1,0000	356177	45311	0,23	0,127214	1,89	6,744161	2,92	0,384497	2,23	0,76	2060	33	2097	40	2078	26	-1		
1.sSMPABC049	0,0000	167816	19666	0,17	0,117 190	1,18	6,798579	2,34	0,420752	2,02	0,86	1914	21	2264	39	2086	21	-9		
1.sSMPABC050	0,0516	2798294	358780	0,18	0,128214	1,30	6,657751	2,40	0,376610	2,01	0,84	2074	23	2060	36	2067	21	0		
1.sSMPABC056	1,0000	503681	65155	0,40	0,129357	1,86	6,789493	2,79	0,380668	2,08	0,75	2089	33	2079	37	2084	25	0		
1.3SMPABC057	0,1455	1029856	127959	0,77	0,124249	0,99	6,808920	2,38	0,39745 1	2,16	0,91	2018	18	2157	40	2087	21	-3		
1.SSM P AB C 058	0,0000	2570761	360421	0,13	0,140200	1,07	6,242703	2,25	0,322941	1,98	0,88	2230	19	1804	31	2010	20	10		
1.sSMPABC059	0,0627	658673	83816	0,25	0,127250	1,01	6,775728	2,36	0,386186	2,13	0,90	2060	18	2105	38	2083	21	-1		

	f 206a	CP	S	Th/11			RAZÕE	S			Dha			IDADES	3			%
ID SPOT#	J-2060	206Pb	207Pb	11/0	207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	KIIO	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s	Discd
1.sSMPABC060	0,0229	1149064	146943	1,12	0,127881	1,04	6,667948	2,24	0,378169	1,99	0,89	2069	18	2068	35	2068	20	0
1.sSMPABC067	0,0000	70120	8976	0,07	0,128010	1,11	6,646639	2,42	0,376580	2,16	0,89	2071	20	2060	38	2066	22	0
1.sSMPABC069	0,0000	54188	7004	0,14	0,129250	1,18	6,801696	2,47	0,381668	2,17	0,88	2088	21	2084	39	2086	22	0
1.3SMPABC070	0,4077	94250	12697	0,20	0,134718	1,20	7,780928	2,42	0,418893	2,10	0,87	2160	원	2255	40	2206	22	-2
1.sSMPABC071	0,0000	410638	52278	0,22	0,127310	1,01	6,718029	2,31	0,382717	2,08	0,90	2061	18	2089	37	2075	21	-1
1.sSMPABC072	1,0000	351489	45287	0,22	0,128843	1,87	6,807642	2,87	0,383207	2,18	0,76	2082	33	2091	39	2087	26	0
1.sSMPABC073	0,0000	165982	21352	0,09	0,128640	1,03	6,743533	2,33	0,380198	2,09	0,90	2079	18	2077	37	2078	21	0
1.sSMPABC074	0,2006	395502	51056	0,28	0,129091	1,05	6,842588	2,38	0,384437	2,13	0,90	2086	19	2097	38	2091	21	0
1.3SMPABC075	0,0243	1904706	249170	0,14	0,130818	0,99	6,634505	2,31	0,367823	2,08	0,90	2109	17	2019	36	2064	21	2
1.sSMPABC077	0,0000	192930	24911	0,11	0,129120	1,06	6,769407	2,43	0,380238	2,18	0,90	2086	19	2077	39	2082	22	0
1.sSMPABC078	0,0000	102110	13157	0,27	0,128850	1,05	6,798405	2,35	0,382667	2,11	0,90	2082	18	2089	38	2086	21	0
1sSMPABC079	0,0000	59714	7933	0,39	0,132850	1,23	9,010193	2,57	0,491894	2,26	0,88	2136	21	2579	48	2339	24	-10
1.sSMPABC080	0,0000	697282	88645	0,45	0,127130	1,03	6,712736	2,30	0,382957	2,06	0,89	2059	18	2090	37	2074	21	-1
1.sSMPABC087	0,0000	78849	10 17 2	0,13	0,129000	1,10	6,766671	2,36	0,380438	2,09	0,88	2084	19	2078	37	2081	21	0
1.sSMPABC089	0,0000	2709488	356840	0,10	0,131700	1,40	6,767988	2,52	0,372711	2,10	0,83	2121	24	2042	37	2082	23	2
1.sSMPABC090	0,0000	449061	55275	0,33	0,123090	1,04	6,924894	2,42	0,408027	2,19	0,90	2001	18	2206	41	2102	22	-5
1.sSMPABC091	0,0000	66954	8512	0,10	0,127130	1,13	6,601999	2,39	0,376640	2,10	0,88	2059	20	2061	37	2060	21	0
1.sSMPABC093	0,0003	2022590	291029	0,19	0,143889	1,05	7,269659	2,29	0,366424	2,04	0,89	2275	18	2013	\$	2145	21	6
1.sSMPABC094	0,0000	334596	43113	0,27	0,128850	1,22	6,831437	2,41	0,384527	2,08	0,86	2082	21	2097	37	2090	22	0
1.sSM P A B C 0 9 5	0,0213	554746	70438	0,50	0,126973	1,08	6,753267	2,36	0,385746	2,09	0,89	2056	19	2 10 3	38	2080	21	-1
1.sSMPABC096	0,0234	88079	11343	0,08	0,128780	1,06	6,790087	2,38	0,382407	2,13	0,89	2081	19	2088	38	2084	21	0
1.sSMPABC097	0,2938	68364	8724	0,11	0,127614	1,25	6,719996	2,56	0,381918	2,24	0,87	2065	22	2085	40	2075	23	0
1.sSM P A B C 0 9 9	0,0000	61484	7865	0,21	0,127920	1,26	6,729061	2,49	0,381518	2,14	0,86	2070	22	2083	38	2076	22	0
1.sSM P A B C 100	0,0000	97374	12504	0,10	0,128410	1,10	6,696610	2,37	0,378229	2,10	0,89	2076	19	2068	37	2072	21	0
1.sSM P A B C 107	0,0382	127525	16288	0,26	0,127721	1,11	6,631993	2,49	0,376600	2,23	0,89	2067	20	2060	39	2064	22	0
1.sSM P A B C 108	0,1579	74816	9731	0,18	0,130064	1,19	6,811920	2,47	0,379848	2,17	0,88	2099	21	2076	39	2087	22	1
1.sSM P A B C 109	0,0838	99888	12900	0,09	0,129142	1,09	6,744559	2,39	0,378779	2,12	0,89	2086	19	2071	38	2078	21	0
1.sSM P A B C 110	1,0000	129373	16593	0,14	0,128255	1,95	6,730268	2,93	0,380588	2,18	0,74	2074	34	2079	39	2077	26	0
1.sSM P A B C 111	0,1144	77864	9964	0,24	0,127963	1,11	6,664680	2,41	0,377739	2,14	0,89	2070	20	2066	38	2068	21	0
1.3SMPABC112	0,0574	539218	67784	0,38	0,125708	1,08	7,117040	2,34	0,410616	2,08	0,89	2039	19	2218	39	2126	21	-4
1.sSM P A B C 113	0,0000	805724	102786	0,30	0,127570	1,03	6,780979	2,41	0,385516	2,18	0,90	2065	18	2 10 2	39	2083	22	-1
1.3SMPABC116	0,1370	1238734	180917	0,17	0,146050	1,15	7,915641	2,37	0,393083	2,08	0,88	2300	20	2137	38	2221	22	4
1.sSM P A B C 119	0,0138	2459639	314299	0,14	0,127782	1,08	6,718301	2,34	0,381318	2,07	0,89	2068	19	2082	37	2075	21	0
1.sSM P A B C 120	0,0480	130374	16728	0,09	0,128308	1,18	6,747544	2,58	0,381408	2,30	0,89	2075	21	2083	41	2079	23	0

							M	AJF	-61B									
		CP	°S				RAZÕE	S						IDADES	6			
	<i>f</i> -206c			Th/U							Rho							%Disc d
ID SPOT#		206P b	207Pb		207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)		207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s	
1.SSMPABC007	0,0949	2022428	265414	0,76	0,132548	0,99	6,619091	2,27	0,362180	2,04	0,90	2132	17	1993	35	2062	20	3
1.sSMPABC008	0,0677	556469	70891	0,22	0,128668	1,02	6,836134	2,23	0,385336	1,98	0,89	2080	18	2 10 1	36	2090	20	-1
1.3SMPABC009	0,0916	2376322	314503	1,24	0,133672	0,98	7,358354	2,37	0,399244	2,16	0,91	2147	17	2166	40	2156	21	θ
1.3 SM PABC010	1,0000	359703	44647	0,42	0,125363	1,92	7,805747	2,79	0,451588	2,02	0,73	2034	34	2402	4 1	2209	25	-9
1.sSMPABC011	0,0875	2269844	350769	1,61	0,156080	1,00	7,537845	2,28	0,350267	2,05	0,90	2414	17	1936	34	2177	21	1 1
1.sSMPABC012	0,0465	1006911	125121	0,23	0,125505	1,01	6,936159	2,24	0,400827	2,00	0,89	2036	18	2173	37	2103	20	-3
1.sSM P A B C 0 13	0,0849	578751	73878	0,19	0,128928	1,00	6,672742	2,28	0,375367	2,05	0,90	2083	18	2055	36	2069	20	1
1.sSMPABC014	0,0000	508113	64347	0,07	0,127906	1,02	6,876092	2,23	0,389895	1,98	0,89	2069	18	2122	36	2096	20	-1
1.sSM P A B C 0 16	0,0456	875661	111543	0,81	0,128656	1,01	6,669490	2,27	0,375978	2,03	0,90	2080	18	2057	36	2069	20	1
1.3SMPABC017	0,0150	2439480	317499	0,15	0,131452	1,00	7,038005	2,24	0,388312	2,00	0,89	2117	18	2115	36	2116	20	θ
1.sSM P A B C 0 18	0,0768	861549	109565	0,28	0,128444	1,00	6,673062	2,27	0,376799	2,04	0,90	2077	18	2061	36	2069	20	0
1.sSMPABC019	0,0228	203514	26901	0,23	0,133502	1,00	9,368759	2,28	0,508972	2,05	0,90	2145	17	2652	45	2375	21	-12
1.sSMPABC020	0,0181	1590991	200890	0,70	0,127530	1,02	6,631562	2,21	0,377140	1,96	0,89	2064	18	2063	35	2064	20	0
1.3 SMPABC027	0,0271	965500	120481	0,32	0,126034	1,01	6,789021	2,25	0,390677	2,01	0,89	2043	18	2126	36	2084	20	-2
1.sSMPABC028	0,0225	2308936	289937	0,34	0,126827	1,03	6,680190	2,23	0,382010	1,98	0,89	2054	18	2086	35	2070	20	-1
1.sSMPABC029	0,0509	942288	119016	0,26	0,127569	1,06	6,742679	2,25	0,383342	1,99	0,88	2065	19	2092	36	2078	20	-1
1.sSMPABC030	0,0156	1323620	168457	0,17	0,128543	1,05	6,854009	2,29	0,386719	2,04	0,89	2078	18	2108	37	2093	20	-1
1.sSMPABC031	0,0073	181632 1	224299	0,19	0,124726	1,02	6,715278	2,21	0,390487	1,97	0,89	2025	18	2125	36	2075	20	-2
1.sSMPABC032	0,0000	1594396	206793	0,97	0,130997	1,06	6,145852	2,23	0,340267	1,96	0,88	2111	19	1888	32	1997	20	5
1.sSMPABC033	0,0185	757916	96063	0,22	0,128014	1,02	6,831654	2,24	0,387050	2,00	0,89	2071	18	2109	36	2090	20	-1
1.sSMPABC034	0,0114	1803532	226209	0,12	0,126680	1,01	6,896618	2,23	0,394845	1,98	0,89	2052	18	2145	36	2098	20	-2
1.sSMPABC035	0,0133	1121579	144911	0,79	0,130495	1,04	6,892647	2,23	0,383082	1,97	0,89	2105	18	209 1	35	2098	20	θ
1.sSMPABC037	0,0000	809389	10 16 5 1	0,17	0,126846	1,08	6,698689	2,30	0,383012	2,02	0,88	2055	19	2090	36	2072	20	-1
1.3 SMPABC038	0,0324	1206200	147712	0,25	0,123685	0,99	6,078765	2,26	0,356449	2,03	0,90	2010	18	1965	34	1987	20	4
1.sSMPABC039	0,0170	2342092	311726	0,1 1	0,134428	0,99	7,006997	2,26	0,378042	2,03	0,90	2157	17	2067	36	2112	20	2
1.sSMPABC040	0,0506	775620	97997	0,18	0,127610	1,03	6,767575	2,23	0,384635	1,98	0,89	2065	18	2098	36	2081	20	-1
1.sSMPABC048	0,0917	484263	61740	0,17	0,128768	1,01	6,715509	2,29	0,378242	2,05	0,90	2081	18	2068	36	2075	20	0
1.SSMPABC049	0,2309	1009688	135792	0,28	0,135834	1,07	6,298639	2,29	0,336309	2,03	0,89	2175	19	1869	33	2018	20	7
1.SSMPABC051	0,1273	1516754	1897 17	1,12	0,126331	1,12	5,490978	2,27	0,315237	1,98	0,87	2048	20	1766	3 1	1899	20	7

		CP	S				RAZÕE	s						IDADES				
	f-206c			Th/U							Rho							%Disco
ID SPOT#		206Pb	207Pb		207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)		207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s	
1.sSMPABC052	0,0000	661247	82510	0,29	0,126028	1,09	6,669937	2,27	0,383843	1,99	0,88	2043	19	2094	36	2069	20	-4
1.sSMPABC053	0,0000	692327	87919	0,22	0,128260	1,02	6,849734	2,31	0,387330	2,07	0,90	2074	18	2 110	37	2092	21	-1
1.sSMPABC054	0,0000	2078368	267133	0,11	0,129815	1,03	6,826627	2,23	0,381399	1,98	0,89	2095	18	2083	35	2089	20	0
1.sSMPABC055	0,051 1	734166	90484	0,20	0,124479	1,00	7,043896	2,26	0,410406	2,03	0,90	2021	18	2217	38	2117	20	-5
1.sSMPABC056	0,0000	958348	118682	0,20	0,125078	1,02	7,367404	2,32	0,427200	2,08	0,90	2030	18	2293	40	2157	21	-6
1.sSMPABC057	0,0631	851708	108652	0,40	0,128845	1,02	6,722033	2,26	0,378383	2,01	0,89	2082	18	2069	36	2076	20	0
1.sSMPABC058	0,0197	1716746	218722	0,17	0,128679	1,08	6,832648	2,30	0,385106	2,02	0,88	2080	19	2100	36	2090	21	0
1.sSMPABC059	0,1397	1549039	202563	1,32	0,132075	1,02	6,049709	2,27	0,332211	2,03	0,89	2126	18	1849	33	1983	20	7
1.sSMPABC060	0,0298	1628455	206052	0,23	0,127798	1,28	6,750540	2,39	0,383102	2,02	0,84	2068	23	2091	36	2079	21	-1
1.sSMPABC067	0,0634	1937453	249386	1,38	0,130006	1,02	6,848667	2,29	0,382070	2,05	0,89	2098	18	2086	37	2092	20	0
1.sSMPABC068	0,1091	468286	59590	0,4 1	0,128524	1,14	7,783580	2,41	0,439234	2,12	0,88	2078	20	2347	42	2206	22	-6
1.sSMPABC069	0,0622	527769	67117	0,36	0,128443	1,08	6,713623	2,26	0,379094	1,98	0,88	2077	19	2072	35	2074	20	0
1.sSMPABC071	0,0118	1878445	231209	0,15	0,124316	1,04	7,169488	2,24	0,418272	1,99	0,89	2019	18	2253	38	2133	20	-6
1.sSMPABC072	1,0000	616826	77925	0,21	0,127595	2,00	6,710223	2,87	0,381419	2,06	0,72	2065	35	2083	37	2074	26	0
1.sSMPABC074	0,0220	2100621	269135	0,15	0,129403	1,03	6,774373	2,26	0,379685	2,02	0,89	2090	18	2075	36	2082	20	0
1.sSMPABC076	0,0000	557687	70720	0,27	0,128078	1,21	6,843918	2,35	0,387551	2,01	0,86	2072	21	2 111	36	2091	21	-1
1.sSMPABC077	0,0411	1293948	165130	0,19	0,128894	1,09	6,794547	2,35	0,382320	2,08	0,89	2083	19	2087	37	2085	21	0
1.sSMPABC078	0,1726	1958997	249497	0,16	0,128633	1,10	6,804284	2,35	0,383643	2,07	0,88	2079	19	2093	37	2086	21	0
1sSMPABC079	0,0325	1034311	131118	0,32	0,128036	1,01	7,034677	2,26	0,398483	2,02	0,89	2071	18	2162	37	2116	20	-2
1.sSMPABC080	0,0537	1132354	147353	1,05	0,131431	1,00	7,248619	2,25	0,399996	2,01	0,89	2117	18	2169	37	2143	20	-4
Dados em negrito integram a idade concordante																		

	PADRÃO PRIMÁRIO GJ-1																	
	f 206a	CP	S	Th/II			RAZÕE	S			Pho			IDADES	6			% Dicc c
ID SPOT#	J-2000	206Pb	207Pb	11/0	207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	KIIU	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s	
1.sSMPABC001	0,0166	251871	15037	0,01	0,059700	1,02	0,801908	2,28	0,097420	2,03	0,89	593	22	599	12	598	10	100,2
1.sSMPABC002	0,0243	255302	15276	0,02	0,059835	1,04	0,806778	2,29	0,097790	2,05	0,89	598	23	601	12	601	10	100,1
1.sSMPABC021	0,0516	225138	13621	0,01	0,060499	1,06	0,814971	2,29	0,097700	2,03	0,89	621	23	601	12	605	10	99,3
1.sSMPABC022	0,1132	228327	13734	0,01	0,060152	1,10	0,806400	2,32	0,097230	2,05	0,88	609	24	598	12	600	11	99,6
1.sSMPABC041	0,0000	224799	13382	0,01	0,059530	1,04	0,797735	2,27	0,097190	2,02	0,89	587	23	598	12	596	10	100,4
1.3SMPABC042	0,0000	227860	13480	0,01	0,059160	1,05	0,800200	2,27	0,098100	2,02	0,89	573	23	603	12	597	1 0	101, 1
1.sSMPABC061	0,0000	195936	11862	0,02	0,060540	1,06	0,829634	2,29	0,099390	2,03	0,89	623	23	611	12	613	11	99,6
1.sSMPABC062	0,0598	217830	13 110	0,01	0,060184	1,08	0,804590	2,30	0,096960	2,03	0,88	610	23	597	12	599	10	99,5
1.sSMPABC081	0,0000	231277	13867	0,01	0,059960	1,07	0,804076	2,28	0,097260	2,02	0,88	602	23	598	12	599	10	99,9
1.sSMPABC082	0,0000	238638	14228	0,01	0,059620	1,07	0,800339	2,28	0,097360	2,01	0,88	590	23	599	12	597	10	100,3

	PADRÃO SECUNDÁRIO PLEISOVICE																	
	f 206c	CP	S	ть/П			RAZÕE	S			Pho			IDADES	5			% Disc d
ID SPOT#	J-2000	206Pb	207Pb	11/0	207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)		207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s	70 DISC U
1.sSMPABC003	0,0768	242995	12915	0,07	0,053149	1,11	0,394896	2,38	0,053887	2,10	0,88	335	25	338	7	338	7	100,1
1.sSMPABC004	0,0000	179770	9593	0,09	0,053360	1,05	0,397274	2,30	0,053997	2,04	0,89	344	24	339	7	340	7	99,8
1.sSMPABC023	0,0000	181687	9664	0,09	0,053190	1,11	0,394685	2,39	0,053817	2,12	0,89	337	25	338	7	338	7	100,0
1.sSMPABC024	0,0132	205849	11046	0,07	0,053663	1,08	0,398343	2,35	0,053837	2,09	0,89	357	24	338	7	340	7	99,3
1.sSMPABC043	0,0000	163876	8815	0,10	0,053790	1,06	0,398023	2,31	0,053667	2,05	0,89	362	24	337	7	340	7	99,0
1.sSMPABC044	0,0000	138872	7400	0,07	0,053290	1,09	0,394470	2,29	0,053687	2,02	0,88	341	25	337	7	338	7	99,8
1.sSMPABC063	1,0000	134457	7155	0,08	0,053211	3,94	0,393515	5,79	0,053637	4,25	0,73	338	89	337	14	337	17	99,9
1.sSMPABC064	1,0000	120514	6409	0,07	0,053180	3,92	0,394392	5,78	0,053787	4,25	0,74	336	89	338	14	338	17	100,0
1.sSMPABC083	0,1181	182685	9718	0,10	0,053197	1,18	0,394444	2,40	0,053777	2,10	0,87	337	27	338	7	338	7	100,0
1.sSMPABC084	0,0000	237009	12668	0,11	0,053450	1,07	0,397279	2,31	0,053907	2,04	0,89	348	24	338	7	340	7	99,6

	f 206a	CPS		Th/U			RAZÕE	S			Rho			IDADES	3			% Diag d
ID SPOT#	J-2000	206Pb	207Pb		207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)		207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s	76 DISC 0
1.sSMPABC005	0,0000	457999	26646	0,16	0,058180	1,03	0,730319	2,33	0,091041	2,09	0,90	537	23	562	11	557	10	100,9
1.sSMPABC006	1,0000	440218	25569	0,16	0,058082	3,60	0,731658	4,69	0,091362	3,01	0,64	533	79	564	16	558	20	101,0
1.sSMPABC025	0,0343	376573	21954	0,16	0,058300	1,04	0,731905	2,26	0,091051	2,00	0,89	541	23	562	11	558	10	100,7
1.sSMPABC026	0,0000	402565	23602	0,16	0,058630	1,09	0,735967	2,38	0,091041	2,11	0,89	553	24	562	11	560	10	100,3
1.sSMPABC045	1,0000	405669	23649	0,16	0,058297	3,59	0,732026	4,71	0,091071	3,05	0,65	541	79	562	16	558	20	100,7
1.sSMPABC046	0,0000	382688	22403	0,16	0,058540	1,02	0,732897	2,27	0,090801	2,03	0,89	550	22	560	11	558	10	100,3
1.sSMPABC065	0,0195	392147	22877	0,17	0,058339	1,05	0,728925	2,27	0,090620	2,01	0,89	543	23	559	11	556	10	100,6
1.sSMPABC066	0,0092	388516	22951	0,16	0,059075	1,05	0,741874	2,26	0,091081	2,00	0,89	570	23	562	11	563	10	99,7
1.sSMPABC085	0,0611	409384	24028	0,16	0,058694	1,11	0,736691	2,31	0,091031	2,03	0,88	556	24	562	11	560	10	100,2
1.sSMPABC086	0,0352	396095	23191	0,17	0,058549	1,12	0,735279	2,29	0,091081	2,00	0,87	550	24	562	11	560	10	100,4