

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia**

Débora Silvano Moreira

**ESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DA FORMAÇÃO SERRA DA SAUDADE**  
**(GRUPO BAMBUÍ): REGISTRO DE BACIA DE ANTEPAÍIS NO**  
**EDIACARANO/CAMBRIANO**

Nº53

BELO HORIZONTE  
(14/09/2020)

Débora Silvano Moreira

**ESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DA FORMAÇÃO SERRA DA SAUDADE  
(GRUPO BAMBUÍ): REGISTRO DE BACIA DE ANTEPAÍS NO  
EDIACARANO/CAMBRIANO**

**Versão final**

Tese apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Doutora em Geologia Econômica e Aplicada

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Uhlein

Coorientador: Prof. Dr. Gabriel Jubé Uhlein

Belo Horizonte  
2020

M838e 2020 Moreira, Débora Silvano.  
Estratigrafia e geocronologia da Formação Serra da Saudade (Grupo Bambuí) [manuscrito] : registro de bacia de antepaís no Ediacarano/Cambriano / Débora Silvano Moreira. – 2020.  
173 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Alexandre Uhlein.  
Coorientador: Gabriel Jubé Uhlein.  
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2020.  
Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.  
Inclui bibliografia.  
Inclui apêndices e anexos.

1. Geologia estratigráfica – Teses. 2. Fácies (Geologia) – Minas Gerais – Teses. 3. Isótopos – Teses. 4. Tempo geológico – Teses. I. Uhlein, Alexandre. II. Uhlein, Gabriel Jubé. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551.7(815.1)



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



## FOLHA DE APROVAÇÃO

**ESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DA FORMAÇÃO SERRA DA SAUDADE  
(GRUPO BAMBUÍ): REGISTRO DE BACIA DE ANTEPAÍS NO  
EDIACARANO/CAMBRIANO**

### **DÉBORA SILVANO MOREIRA**

Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA ECONÔMICA E APLICADA.

Aprovada em 14 de setembro de 2020, pela banca constituída pelos membros:

*ACU*

Prof. Alexandre Uhlein- Orientador  
UFMG

*Ana Maria Pimentel Mizusaki*

Profa. Ana Maria Pimentel Mizusaki  
UFRGS

*Eder de Souza Martins*

Prof. Éder de Souza Martins  
EMBRAPA

*Matheus Henrique Kuchenbecker do Amaral*

Prof. Matheus Henrique Kuchenbecker do Amaral  
UFVJM

*Jorge Geraldo Roncato*

Prof. Jorge Geraldo Roncato  
UFMG

Belo Horizonte, 14 de setembro de 2020.

A meus pais, Lindomar e Fausto.

## **AGRADECIMENTOS**

Várias pessoas contribuíram para que chegasse até aqui. Em primeiro lugar, sou grata a minha família, que me incentivou desde cedo a valorizar os estudos. Ao Thiago Fernandes, pelo companheirismo, força e paciência. Aos colegas da pós graduação e amigos, pelo apoio ao longo desta trajetória.

Este trabalho não teria se concretizado sem o suporte do professor Alexandre Uhlein, não apenas pela concepção do projeto e orientação ao longo destes anos, mas pela ajuda com as análises, apoio em campo e incentivo durante toda a pesquisa. Agradeço também ao professor e coorientador, Gabriel Uhlein, pelo auxílio com análises e interpretações, por mostrar os caminhos e não apenas as respostas, por instigar questionamentos.

Agradeço à Dra. Juliana Okubo, ao Dr. Éder Martins e aos professores Rosaline Figueiredo, Fabrício Caxito, Jorge Roncato, Matheus Kuchembecker e Roberto Galéry, pelas sugestões ao longo do desenvolvimento do trabalho e durante a defesa da qualificação e da tese, bem como aos professores que contribuíram efetivamente para a obtenção dos resultados dessa pesquisa, Ana Maria Mizusaki, Ivo Dussin, Edinei Koester e Alcides Sial. Também não poderia deixar de reconhecer a ajuda dos técnicos do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, durante a preparação das amostras e realização de análises.

Este trabalho contou com o apoio e infraestrutura do Programa de Pós Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais e do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa. O projeto foi financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (Projeto nº APQ-01711-14) e pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq Universal nº 447449/2014-1 e Bolsa de Produtividade em Pesquisa, Chamada CNPq nº 09/2018, nº 302202/2018-8).

Agradeço ainda às empresas Verde Fertilizantes Ltda (Cristiano Veloso) e Mineração Dornas Ltda (Rogério Bustamante), por terem cedido seus dados, essenciais para a realização deste trabalho.

“Os recursos minerais do Brasil principalmente os que mais lhe poderiam interessar, ou não estão ainda bem conhecidos, ou são muito escassos, exceção feita do ouro, do ferro e das pedras preciosas.” (W. L. VON ESCHWEGE, PLUTO BRASILIENSIS, 1832)

## RESUMO

A Serra da Saudade, localizada entre os municípios de São Gotardo, Matutina, Santa Rosa da Serra e Cedro do Abaeté, região do Alto Paranaíba, estado de Minas Gerais, é a melhor exposição da Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí. Nesta região afloram siltitos verdes glauconíticos com espessura de 50 a 80 m que apresentam grande potencial como fonte de potássio para a agricultura. Foram diferenciadas duas litofácies, o siltito glauconítico e o siltito verde. O siltito glauconítico é verde-escuro e apresenta teores de  $K_2O$  acima de 10% e 40 a 80% de glauconita. O siltito verde, popularmente conhecido como *verdete*, contém menores quantidades de glauconita (<37%) e teores de  $K_2O$  entre 6,0 e 7,3%, ocorrendo intercalado a ritmitos e arenitos. Devido à geoquímica e estrutura cristalina da glauconita, na qual o potássio é facilmente disponibilizado ao solo como resultado de trocas catiônicas, o siltito glauconítico pode ser usado como fonte de potássio na agricultura. Este trabalho fez a primeira datação direta U-Pb do Grupo Bambuí a partir de grãos de zircão recuperados de uma camada lenticular de rocha vulcanoclástica com 0,5 m de espessura, intercalada com os siltitos glauconíticos, identificada em testemunhos de sondagem. Um total de 107 idades U-Pb foram obtidas por LA-ICP-MS. A assinatura de proveniência compreende uma ampla variação de idades de zircão detrítico (2,8 a 1,0 Ga). Dez grãos prismáticos, extremamente concordantes, com uma idade bem definida de  $520,2 \pm 5,3$  Ma, representam a idade de sedimentação da Formação Serra da Saudade, indicando que o topo do Grupo Bambuí é Cambriano. Uma análise estratigráfica detalhada (fácies sedimentares) foi realizada e foram reconhecidas as seguintes litofácies: siltitos maciços e laminados, ritmitos silto-argilosos, siltitos verdes e glauconíticos, rocha vulcanoclástica, arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, ritmitos fosfáticos, carbonatos retrabalhados (calcarenitos) e um calcário preto micrítico, rico em matéria orgânica. A variação de fácies lateral W-E reflete a transição de depósitos *foredeep* para *forebulge* em uma bacia de antepaís (*foreland*) e a transição de uma plataforma marinha profunda para rasa. Foi identificado, na base, um trato de sistema deposicional transgressivo (TST) e na parte superior, um trato de sistema regressivo (RST), separados por uma superfície de inundação máxima (SIM), representada pelo siltito glauconítico. O calcário preto micrítico foi amostrado para análise isotópica e apresenta valores de  $\delta^{13}C$  entre 9,26 e 9,79‰,  $\delta^{18}O$  entre -11,50 a -9,35‰, e razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  em torno de 0,7075. A assinatura isotópica, similar a outros calcários do Grupo Bambuí, indica que o ambiente deposicional foi provavelmente restrito do Ediacarano até o início do Cambriano.

Palavras-chave: geocronologia U-Pb, isótopos de C-O-Sr, glauconita, *foredeep*, *forebulge*



## ABSTRACT

The Serra da Saudade ridge, located between the municipalities of São Gotardo, Matutina, Santa Rosa da Serra and Cedro do Abaeté, Alto Paranaíba region, Minas Gerais State, is the better exposure of the Serra da Saudade Formation, Bambuí Group. In this region outcrops green glauconitic siltstones, with thickness varying from 50 to 80 m, that have potential as potash source for agriculture. There were differentiated two lithofacies, glauconitic siltstone and green siltstone. The glauconitic siltstone is dark-green and shows K<sub>2</sub>O grades up 10% and 40 to 80% of glauconite. The green siltstone, popularly known as *verdete*, contains minor amounts of glauconite (<37%) and K<sub>2</sub>O grades from 6.0 to 7.3%, occurring interbedded to rhythmites and sandstones. Due to the glauconite geochemistry and its crystalline structure, in which potash is easily available to soil as result of the cation exchange, glauconitic siltstone could be used as potash source for agriculture. This work performed the first U-Pb direct dating of the Bambuí Group from zircon grains recovered from a lenticular layer of a volcanoclastic rock with 0.5 m-thick, interbedded within the glauconitic siltstones, identified on drill cores. A total of 107 U-Pb ages were obtained by LA-ICP-MS. The provenance signature comprises a wide range of detrital zircon ages (2.8 to 1.0 Ga). 10 highly concordant, prismatic zircon grains, clustered into a well constrained age of  $520.2 \pm 5.3$  Ma, represent the depositional age of the upper Serra da Saudade Formation, indicating that the upper Bambuí Group is Cambrian in age. A detailed stratigraphic analysis (sedimentary facies) was performed and recognized the following lithofacies: massive and laminated siltstones, silty-clay rhythmites, green and glauconitic siltstones, volcanoclastic rock, sandstones with hummocky cross-stratification, phosphatic rhythmites, reworked carbonates (calcarenites) and a black organic-rich micritic limestone. The W-E lateral facies changes reflect the transition from foredeep to forebulge deposits in a foreland basin, and the transition from a deeper to a shallower marine platform. A transgressive system tract (TST) was identified at the base and at the uppermost part, a regressive system tract (RST), separated by a maximum flooding surface (MSF), represented by the glauconitic siltstone. The black micritic limestone was sampled for isotopic analyses and display  $\delta^{13}\text{C}$  values between -9.26 and 9.79‰, negative  $\delta^{18}\text{O}$  values ranging from -11.50 to -9.35‰, and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio around 0.7075. The isotopic signature, very similar to other limestones from Bambuí Group, indicates that the depositional environment was probable restricted from Ediacaran through early Cambrian period.

Keywords: U-Pb geochronology, C-O-Sr isotopes, glauconite, foredeep, forebulge

## LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1. Localização da área de pesquisa.....	19
Fig. 2.1. Localização dos perfis realizados em campo e pontos de amostragem (Base cartográfica: Folha SE-23-Y-D – Bom Despacho, escala 1:250.000 – IBGE, 1979) .....	24
Fig. 2.2. Amostragem: A) testemunhos de sondagem rotopercussiva em camada de siltito glauconítico; B) testemunhos de sondagem diamantada em camada de siltito glauconítico; C) amostra de vulcanoclástica obtida em testemunho de sondagem diamantada; D) pedreira de calcário – Mineração Dornas, Santa Rosa da Serra, MG – E) pontos amostrados para geologia isotópica (imagem produzida a partir do Google Earth, exagero vertical de 3x); F) amostras para geoquímica isotópica .....	25
Fig. 3.1. Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e sua posição no Brasil e no paleocontinente Gondwana Ocidental há 540 Ma(modificado de Alkmim e Martins-Neto, 2001; Alkmim, et al., 2006 ).....	34
Fig. 3.2. Coluna estratigráfica da Bacia Intracratônica do São Francisco (modificado de Alkmim e Martins-Neto, 2001) .....	35
Fig. 3.3. Quadro estratigráfico regional da Bacia Bambuí na porção sul do Cráton do São Francisco (Uhlein et al., 2004, retirada de Uhlein, 2013) .....	43
Fig. 3.4. Litoestratigrafia e estratigrafia de sequências do Grupo Bambuí (modificado de Uhlein et al., 2017 – TST: trato de sistema transgressivo; RST: trato de sistema regressivo; SIM: superfície de inundação máxima).....	48
Fig. 3.5. Desenho esquemático da evolução da Bacia Bambuí: A) No primeiro estágio, o soerguimento da Faixa Brasília teria sido responsável por uma subsidência flexural na parte oeste, formando uma bacia de retroarco de antepaís ( <i>retro-foreland basin</i> ); B) No segundo estágio a Faixa Araçuaí teria originado uma bacia periférica ( <i>pro-foreland basin</i> ) na borda leste, com a deposição da Formação Três Marias (modificado de Rossi et al., 2020; geometria e depozonas de uma bacia de antepaís conforme Decelles e Giles, 1996).....	56
Fig. 3.6. Compartimentação estrutural do Grupo Bambuí na Bacia do São Francisco (modificado de Alkmim e Martins-Neto 2001).....	57
Fig. 3.7: Distribuição da Formação Serra da Saudade no estado de Minas Gerais (modificado de Silva e Pinto, 2014).....	60
Fig. 3.8. Coluna estratigráfica da Formação Serra da Saudade (Lima, 2005).....	63
Fig. 4.1. Location and geological map of the area studied (compiled from Chaves et al. 1971, Dardenne 1978, Tuller and Silva 2002, Lima et al. 2005, Moreira 2015, Nader e Ackroyd 2017) .....	68
Fig. 4.2. Lithostratigraphy of the Serra da Saudade Formation in the São Gotardo region (modified from Moreira, 2015; Moreira et al., 2016; Nader and Ackroyd 2017), compared to the Cedro do Abaeté region (modified from Lima et al., 2007).....	70
Fig. 4.3. Lithofacies of the Serra da Saudade Formation: A) green siltstone; B) glauconitic siltstone; C) rhythmite (siltstone/mudstone); D) gray siltstone; E) rhythmite (siltstone/sandstone); F) green sandstone. ....	71
Fig. 4.4. (A) Photomicrography of green siltstone with glauconite grains dispersed in the matrix. (B) Glauconitic siltstone with accumulation of glauconite in the dark green layers, along with rounded grains dispersed in the quartz-feldspatic layers. Gl: glauconite; Kf: K-feldspar; Qz: quartz. Parallel nichols, 200x (Moreira 2015). ....	73

Fig. 4.5. Compositional graphs for glauconite (Longuépée and Cousineau 2006). A) Total Fe versus octahedral Al; B) absence of correlation between tetrahedral Al and bivalent cations ( $R^{+2}$ ), indicating charges unbalance during substitutions of Al by Fe (Moreira 2015).....	76
Fig. 5.1. Location of the study area in the geological context of the São Francisco craton and their marginal belts (modified from Alkmim and Martins-Neto, 2001; Alkmim, 2004).....	85
Fig. 5.2. Simplified geological overview of the study area and geological section (2x vertical exaggeration). Datum WGS1984, 23S (modified from Chaves et al., 1971; Dardenne, 1978; Tuller and Silva, 2003; Lima et al., 2007; Moreira, 2015; Nader and Ackroyd, 2017).....	91
Fig. 5.3. Lithostratigraphy of the Serra da Saudade Formation in the studied area (modified from Moreira et al., 2016).....	92
Fig. 5.4. A) Detail from an outcrop of the glauconitic siltstone; B) Photomicrograph (200x, parallel light) showing the matrix composed by glauconite grains; C) Whole-rock X-ray diffractogram showing the occurrence of quartz, illite, microcline and glauconite.....	94
Fig. 5.5. A) Drill core sample of the volcanoclastic bed; B) Photomicrograph (100x, parallel light) showing the lamination plans and a prismatic zircon grain (Zr). C) Whole rock and clay fraction X-ray diffractograms showing the predominance of quartz, muscovite, illite and kaolinite.....	94
Fig. 5.6. Hand samples of volcanoclastic rocks interbedded to greenish siltstones outcropping near to the Quartel de São João village (19°15'54"S/45°45'32"W).....	95
Fig. 5.7. Geochronological data for all 107 zircons analyzed from the volcanoclastic samples. A) CL/SEM images of representative grains analyzed. B) Concordia diagram (2 $\sigma$ error ellipses). Data-point error ellipses are 68.3% confidence.....	96
Fig. 5.8. Probability density diagrams showing the distribution of the zircon data. A) Distribution of all 107 zircon grains analyzed. B) Statistical analysis considering only the grains younger than 1000 Ma. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ for ages < 1000 Ma; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ for ages > 1000 Ma.....	98
Fig. 5.9. CL/SEM images of the 10 zircon grains used for the Cambrian Concordia age. ....	98
Fig. 5.10. Lithostratigraphy (modified from Dardenne, 1978; Uhlein et al., 2017) and geochronology of the Bambuí Group. Approximate age of 635 Ma for the post-Marinoan cap carbonate interval from Caxito et al. (2012) and Alvarenga et al. (2014). Late Ediacaran index fossil <i>Cloudina</i> sp. found in the middle Sete Lagoas Formation from Warren et al. (2014). U-Pb detrital zircon ages from Paula-Santos et al. (2015). E. Ediacaran means Early Ediacaran. ....	102
Fig. 6.1. Distribution of the Serra da Saudade Formation in the Minas Gerais state and in the geologic scenario of the São Francisco Basin into the homonymous craton (modified from Silva e Pinto, 2014), showing locations of study area (red rectangle – Fig.6.2) and the comparative Jaíba Section (red rectangle at north – Fig. 6.5).....	112
Fig. 6.2. Geological map of the study area, showing locations of stratigraphic columns (Fig. 6.3) and geological sections (A-B; and Fig. 6.8). Modified from Chaves et al., (1971); Tuller and Silva (2003); Signorelli et al. (2003); Nader and Ackroyd (2017); Moreira et al. (2016).....	118
Fig.6.3. Stratigraphic columns for the Serra da Saudade Formation, showing the lateral correlation of Funchal (A – modified from Moreira et al., 2020) and Cedro do Abaeté (B – modified from Lima et al., 2007) sections .....	119

Fig.6.4. Main lithotypes from the Serra da Saudade Formation (from the base to the top): A) basal gray siltstone – 4124340/7868360; B) silty-clay rhythmite; C) green siltstone; D) detail of laminae of glauconite; E) volcanoclastic rock – drill core – 405960/7872465; F) volcanoclastic rock – outcrop – 420284/7869670; G) intercalation between green siltstone and sandstone; H) verticalized sandstone with hummocky stratification; I) phosphatic rhythmite – 7887395/427835 (in yellow the reaction of phosphorite with ammonium molybdate solution); J) calcilutite – 7881985/425920; K) black organic-rich micritic limestone – 388983/7832616. .... 122

Fig. 6.5. Geological setting of the Jaíba Ridge showing the occurrence of limestone at the upper Serra da Saudade Formation (modified from Kuchenbecker et al., 2015)..... 123

Fig. 6.6: Shale normalized distribution (against PAAS; McLennan, 1989) of the black organic-rich micritic limestone from the Serra da Saudade Formation..... 126

Fig. 6.7: A) Chemostratigraphic section for the black organic-rich micritic limestone strata (upper Serra da Saudade Formation). B)  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  diagram..... 126

Fig.6.9: Schematic geological section for the Serra da Saudade Formation along the homonymous ridge (see location on Fig. 6.2). Dotted red rectangle represents the stratigraphic columns detailed on Fig. 6.3..... 128

Fig. 6.9. Schematic evolution of the Bambuí Basin, focused on the Serra da Saudade Formation (modified from Uhlein et al., 2017): A) A basin-wide subsidence, specially recorded in the foredeep, probably related to the Brasília belt activity, promotes the deposition of fine grained sediments (Serra de Santa Helena Fm.) interbedded with carbonates (Lagoa do Jacaré Fm.). In the foredeep, starts a gradual deposition of gray siltstones of Serra da Saudade Fm. B) The glauconitic siltstone marks the maximum flooding surface, which is overlain by a prograding turbidite fan system in the west (Lagoa Formosa Fm.). The regressive pattern is identified in the east by the frequent intercalations of sandstones, reworked carbonates and microbialite beds. C) Final stage of the Serra da Saudade Fm., with regressive carbonate deposition in the foredeep (Santa Rosa da Serra) and forebulge (Jaíba), which is overlain by fluvial to marine sandstones of the Três Marias Fm. .... 132

## LISTA DE TABELAS

Tab. 3.1: Síntese da evolução do conhecimento sobre a divisão estratigráfica do Grupo Bambuí; Fm.=Formação (modificado de Uhlein et al., 2004) .....	40
Tab. 3.2: Subdivisão estratigráfica da Bacia Bambuí em dois setores (Uhlein et al., 2004)...	43
Tab. 3.3: Divisão do Grupo Bambuí em ciclos de raseamento ascendente ( <i>shallowing upwards</i> ) e seus respectivos ambientes de sedimentação, segundo Dardenne (1978, 1981) (modificado de Uhlein et al. 2004) .....	45
Tab. 3.4. Sumário dos principais dados geocronológicos do Grupo Bambuí (Modificado de Gomes, 2005) .....	54
Tab. 3.5: Evolução do conhecimento sobre as rochas verdes da Formação Serra da Saudade	60
Tab. 4.1. Glauconite content and K <sub>2</sub> O grades in the lithotypes from Serra da Saudade Formation. ....	73
Tab. 4.2. Results of mineral chemistry performed on glauconite grains by EDS and microprobe (Moreira, 2015).....	77
Tab. 5.1. Summary of U-Pb isotopic data for the 10 youngest zircon grains recovered from the pale green volcanoclastic rock.....	97
Tab. 6.1.Complete whole rock geochemical analysis for the black organic-rich micritic limestone.....	125
Tab.6.2. $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{18}\text{O}$ values (‰) and Sr isotopic data for the black organic-rich micritic limestone .....	126

## SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	18
1.1. Localização e acessos.....	18
1.2. Objetivos .....	19
1.3.O minério de potássio da Formação Serra da Saudade .....	20
CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS .....	23
2.1. Levantamento bibliográfico e compilação de mapas geológicos.....	23
2.2. Amostragem .....	23
2.3. Petrografia.....	26
2.4. Difração de raios X (DRX) .....	26
2.5. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectrômetro de energia dispersiva (EDS).....	27
2.6. Microssonda eletrônica .....	28
2.7. Geoquímica .....	28
2.8. Geoquímica isotópica.....	29
2.9. Geocronologia U-Pb.....	30
CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	33
3.1. A Bacia do São Francisco .....	33
3.2. Síntese da evolução do conhecimento sobre a geologia do Grupo Bambuí .....	37
3.3. Estratigrafia de sequências.....	44
3.4. Químioestratigrafia isotópica .....	49
3.5. Geocronologia.....	51
3.6. Contexto geotectônico e desenvolvimento da Bacia Bambuí .....	55
3.7. Geologia estrutural do Grupo Bambuí na Bacia do São Francisco.....	57
3.8. Litoestratigrafia regional do Grupo Bambuí .....	58
3.8.1. Formação Jequitaiá .....	58
3.8.2. Formação Sete Lagoas .....	58
3.8.3. Formação Samburá.....	58
3.8.4. Formação Serra de Santa Helena .....	59
3.8.5. Formação Lagoa do Jacaré.....	59
3.8.6. Formação Serra da Saudade .....	59
3.8.7. Formação Lagoa Formosa.....	64
3.8.8. Formação Três Marias.....	64

CAPÍTULO 4 - AGROGEOLOGICAL POTENTIAL OF GLAUCONITIC SILTSTONE FROM SÃO GOTARDO, MINAS GERAIS STATE, BRAZIL .....	65
Abstract.....	66
Index terms .....	66
Resumo .....	66
Termos para indexação.....	66
4.1. Introduction .....	67
4.2. Materials and Methods.....	69
4.3. Results and Discussion.....	70
4.3.1. Stratigraphy .....	70
4.3.2. Petrography .....	73
4.3.3. Comparisons between glauconitic siltstone and the green siltstone .....	74
4.3.4. Agronomic potential of the glauconitic siltstone .....	75
4.4. Conclusions.....	78
4.5. Acknowledgements.....	78
4.6. References .....	78
CAPÍTULO 5 - A CAMBRIAN AGE FOR THE UPPER BAMBUÍ GROUP, BRAZIL, SUPPORTED BY THE FIRST U-PB DATING OF VOLCANICLASTIC BED.....	81
Graphical Abstract.....	82
Highlights .....	82
Abstract.....	83
Keywords.....	83
Resumo .....	84
5.1. Introduction.....	85
5.2. Methods.....	86
5.3. The Serra da Saudade Formation from the Bambuí Group.....	89
5.4. Results.....	92
5.4.1. Petrographic composition of the lithotypes from the Serra da Saudade Formation .....	92
5.4.2. U-Pb zircon data.....	95
5.5. Discussion .....	99
5.5.1. Sedimentation and diagenesis of the Serra da Saudade Formation lithotypes.....	99
5.5.2. Identification of a volcaniclastic bed .....	99
5.5.3. Geochronologic implications .....	100
5.6. Conclusions.....	103
5.7. Acknowledgements.....	103
5.8. References .....	103

CAPÍTULO 6 - THE SERRA DA SAUDADE FORMATION (BAMBUÍ GROUP): THE SEDIMENTARY RECORD OF A FORELAND BASIN DURING THE EDIACARAN/CAMBRIAN IN SOUTHEASTERN BRAZIL .....	109
Abstract.....	110
6.1. Introduction .....	111
6.2. Geological Background.....	113
6.3. Materials and Methods .....	115
6.3.1. Geological mapping, field work and sampling .....	115
6.3.2. Petrography .....	115
6.3.3. Geochemistry .....	116
6.3.4. Isotopic analysis .....	116
6.4. Stratigraphy of Serra da Saudade Formation .....	117
6.4.1. Facies description of the Serra da Saudade Formation in its type-section.....	117
6.4.2. Facies description of the Serra da Saudade Formation in the Jaíba section.....	123
6.5. Litogeochemistry and Isotopic Data .....	124
6.6. Discussion .....	127
6.6.1. Stratigraphy and depositional architecture of the Serra da Saudade Formation. ....	127
6.6.2. Rare Earth Elements as paleoenvironmental indicators.....	129
6.6.3. Carbon and oxygen isotopic variations .....	130
6.6.4. Sr isotopic variations.....	131
6.7. Conclusions .....	134
6.8. Acknowledgements .....	135
6.9. References .....	135
CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	143
CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	146
APÊNDICE A - PARÂMETROS DE ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X .....	160
APÊNDICE B - PARÂMETROS DE ANÁLISE POR MICROSSONDA ELETRÔNICA / EDS .....	163
APÊNDICE C - SUMÁRIO DOS DADOS ISOTÓPICOS U-Pb.....	165
ANEXO A - RESUMO DE ARTIGOS PUBLICADOS EM COAUTORIA.....	172
ANEXO B -RESUMO DE ARTIGO SUBMETIDO EM COAUTORIA .....	173



## APRESENTAÇÃO

A presente tese de doutorado, submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC-UFMG), está dividida em oito capítulos.

O primeiro apresenta uma introdução geral para o tópico dessa pesquisa e os objetivos do estudo. No Capítulo 2 são descritos os métodos utilizados. No Capítulo 3 é feita uma síntese do conhecimento acerca da geologia da região estudada, reunindo trabalhos anteriores, sobretudo relacionados à Bacia do São Francisco, Grupo Bambuí e à Formação Serra da Saudade, objeto de estudo desta tese.

Em seguida são apresentados os resultados, na forma de três artigos científicos (Capítulos 4 a 6), compilados na íntegra.

O primeiro manuscrito, intitulado *Agrogeological potential of glauconitic siltstone from São Gotardo, Minas Gerais State, Brazil*, submetido à revista Pesquisa Agropecuária Brasileira (Classificação Qualis Capes B2 em Geociências), apresenta uma análise estratigráfica e comparação entre as litofácies da Formação Serra da Saudade. Além disso, inserido em um contexto de geologia econômica, aborda o potencial uso do silito glauconítico como fonte de potássio para a agricultura.

O segundo artigo, *“A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed”*, publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences* (Classificação Qualis Capes B1), apresenta os resultados de geocronologia U-Pb de grãos de zircão recuperados de uma rocha vulcanoclástica intercalada nos siltitos verdes, obtida em testemunhos de sondagem.

O terceiro manuscrito, intitulado *“The Serra da Saudade Formation (Bambuí Group): the sedimentary record of a foreland basin during the Ediacaran/Cambrian in southeastern Brazil”*, foi submetido à revista *Brazilian Journal of Geology* (Classificação Qualis Capes B1). Este artigo apresenta uma descrição detalhada da estratigrafia da Formação Serra da Saudade em sua seção-tipo, incluindo dados de geoquímica isotópica (C-O-Sr) em carbonatos. Apresenta uma síntese da evolução sedimentar dessa formação no contexto da Bacia Bambuí, resumizando os principais aspectos estratigráficos abordados nessa pesquisa.

O Capítulo 7 relaciona as principais conclusões obtidas ao longo deste trabalho. Por fim, o Capítulo 8 apresenta as referências bibliográficas citadas.

Ao final do volume constam os parâmetros de equipamentos (Apêndices A e B) e os dados de geocronologia, material suplementar ao segundo artigo (Apêndice C). Em anexo são apresentados os resumos (*abstracts*) de três outros artigos produzidos em coautoria: “*Processing of Glauconitic Siltstone for Potash Recovery*”, publicado na revista *Mining, Metallurgy & Exploration*; “*Formation of Dioxins during Energy Cogeneration by Burning Bagasse and Sugarcane Straw Fertilized with Chlorinated Compounds: State of the Art and Presentation of Alternatives*” publicado na *International Journal of Environmental & Agriculture Research* (Anexo A); e “*Glauconitic Siltstone as an Additive for Urea-Based Fertilizers Contributing to Ammonia Retention*”, submetido à revista *Proceedings of the National Academy of Sciences* (Anexo B).

## **CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO**

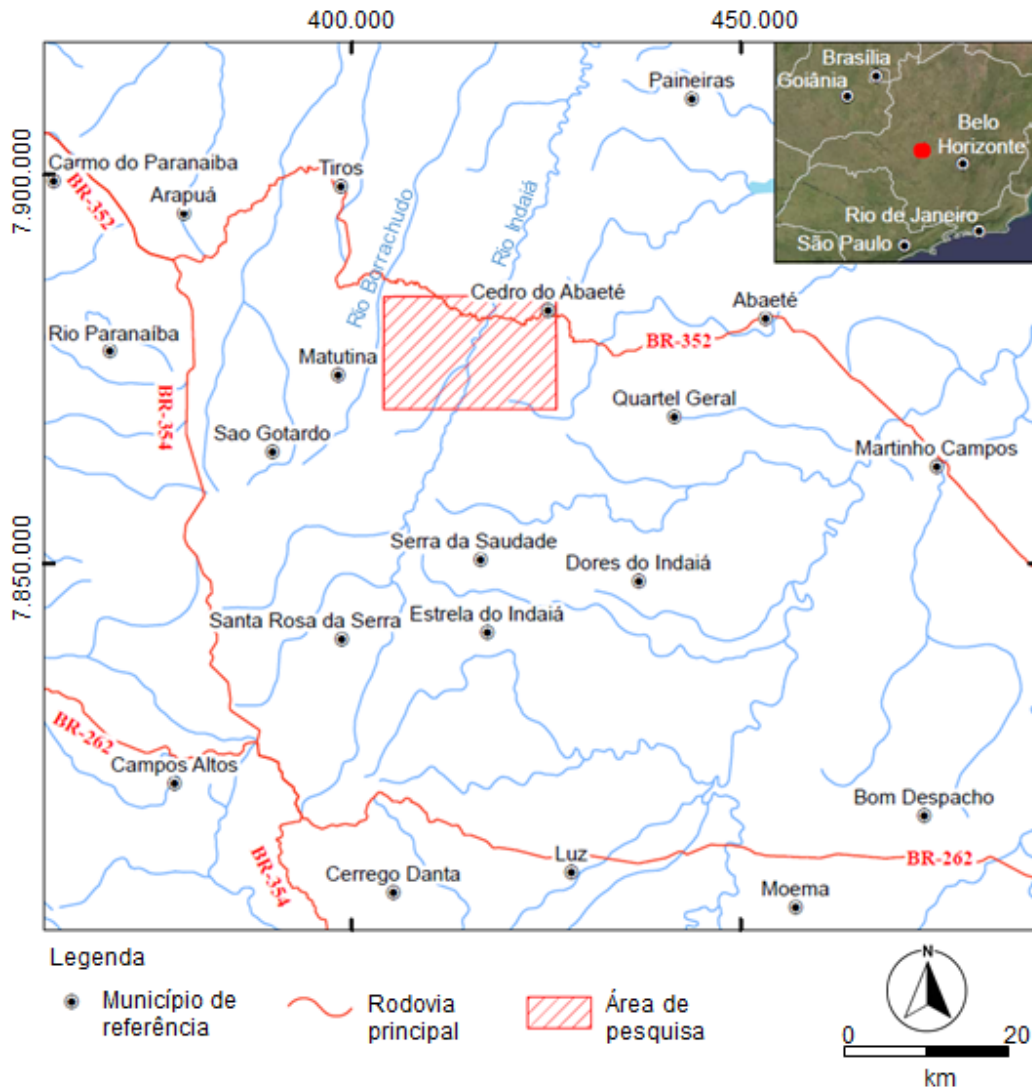
Este trabalho tem como objetivo principal contribuir com o conhecimento sobre a Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí. Com ênfase em estratigrafia, geocronologia e geoquímica isotópica, pretende-se apresentar uma descrição detalhada desta unidade em sua seção-tipo, a região da Serra da Saudade, Alto Paranaíba, Minas Gerais, onde há uma importante jazida de rocha potássica, fonte de potássio, nutriente essencial para a agricultura no país. Dessa forma, novos dados acerca da evolução sedimentar dessa unidade e da Bacia Bambuí são apresentados e discutidos ao longo dessa tese.

### **1.1. Localização e acessos**

A área de estudo está localizada ao longo da Serra da Saudade, região do Alto Paranaíba, estado de Minas Gerais, entre os municípios de São Gotardo, Matutina e Cedro do Abaeté (Fig. 1.1). Nesta região afloram as litofácies da formação homônima, Serra da Saudade, unidade do Grupo Bambuí, compreendendo siltitos, argilitos, pelitos e raros carbonatos, sobrepostos por coberturas Fanerozóicas. Além de exposições ao longo de toda a área de pesquisa, existem minas em operação, de silito glauconítico e calcário, que permitem melhor visualização das litofácies e rochas associadas.

O acesso às seções estudadas, a partir de Belo Horizonte, pode ser feito via BR-262 e BR-352, percorrendo-se 198 km até a MG-176 em Abaeté, seguindo por mais 13 km até a BR-352, onde se continua por 27 km até chegar ao município de Cedro do Abaeté. O acesso para Cedro do Abaeté também pode ser feito percorrendo-se 119 km pela BR-040 até Curvelo, 72 km pela MG-420 e MG-164 até a BR-352 em Martinho Campos e seguindo pela BR-352 por 64 km até o município. Outra opção é o acesso por São Gotardo, pelo qual percorre-se 315 km pela BR-262 e BR-354. A partir de São Gotardo, segue-se 20 km pela MG-235 até LMG-764 em Matutina e a BR-352 até Cedro do Abaeté. Outros acessos são feitos por estradas vicinais não pavimentadas.

**Fig. 1.1. Localização da área de pesquisa.**



## 1.2. Objetivos

Diversos trabalhos já foram publicados sobre a estratigrafia, sedimentologia, petrografia, geologia estrutural e geocronologia do Grupo Bambuí. No entanto, são poucos os estudos em nível de detalhe sobre a Formação Serra da Saudade, sobretudo em sua seção-tipo, tanto do ponto de vista de sua caracterização mineralógica e geoquímica quanto sobre sua evolução geológica. Destacam-se os trabalhos de Costa e Branco (1961), Guimarães, (1967), Chaves et al. (1971), Dardenne (1978), Lima et al. (2007) e Moreira et al. (2016).

A escolha do tema central deste projeto justifica-se pela crescente necessidade de exploração de novas fontes de potássio para a agricultura (Zörb et al., 2014). Um dos litotipos da Formação Serra da Saudade, o siltito glauconítico, apresenta teores de  $K_2O$  em torno de 10% e tem se destacado como minério de potássio (Nader e Ackroyd, 2017; Violatti et al., 2019; Arrieta et al., 2020; Duarte et al., 2020).

Considerando a grande importância do siltito glauconítico como minério de potássio, esta tese tem como objetivo principal um estudo pormenorizado envolvendo estratigrafia, sistemas deposicionais, geoquímica e geocronologia da unidade estratigráfica em que a jazida se insere, a Formação Serra da Saudade, unidade do Grupo Bambuí.

Com dados de geoquímica isotópica e aplicação de métodos geocronológicos, este trabalho visa contribuir para a construção de um modelo de evolução paleoambiental e geocronológica na área de estudo.

Em síntese, este trabalho abrange os seguintes objetivos específicos:

- Estudo petrográfico, geoquímico e estratigráfico detalhado do siltito glauconítico da Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí.
- Estudo geocronológico pelo método U-Pb em zircão para avaliar a idade de sedimentação e o contexto evolutivo da Bacia Bambuí.
- Análise de curvas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para correlação regional.
- Compilação de mapas, estudo estratigráfico com identificação e interpretação de litofácies, elaboração de perfis estratigráficos, análise paleogeográfica da Formação Serra da Saudade.

### **1.3.O minério de potássio da Formação Serra da Saudade**

O potássio é um dos nutrientes mais importantes para a agricultura pois melhora a retenção de água, o rendimento, a resistência a doenças, o valor dos nutrientes, o sabor, a cor e a textura dos alimentos (Geman, 2015).

A principal fonte de potássio é o cloreto de potássio (KCl), respondendo por mais de 95% dos fertilizantes potássicos consumidos no Brasil (ANDA, 2016). O KCl é um sal e possui 52,4% de K (equivalente a 58,5% de  $\text{K}_2\text{O}$ ), o que o torna competitivo economicamente para o comércio internacional (Kulaif e Góes, 2016). Atualmente a capacidade de produção pela indústria brasileira é muito baixa, com a exploração de uma jazida em Taquari-Vassouras, SE e outras em fase de projeto (ANM, 2020). O país é o segundo maior importador de potássio do mundo o terceiro maior consumidor desse insumo, representando 15% do mercado mundial. Mais de 95% do potássio consumido no Brasil é importado, tendo como principais locais de origem o Canadá (29%), Bielorrússia (22%), Rússia (20%) e Israel (10%) (Oliveira et al., 2019). Quando se compara o primeiro semestre de 2019 com o mesmo período de 2018, o potássio tem papel de destaque nas importações, com aumento da participação de 28,4%

para 36,9% (ANM, 2020). A escassez de recursos, associada a alta demanda desse nutriente pela agricultura, torna o país vulnerável e dependente de importações, desfavorecendo acentuadamente a balança comercial brasileira, justificando assim a necessidade de pesquisas de outras fontes (Nicolini, 2009; Kulaif e Góes, 2016; Oliveira et al., 2017).

Somada à grande necessidade de importações, estudos recentes mostram problemas causados pela fertilização com altas doses de KCl, sobretudo em solos tropicais (Silva et al., 2001; Cruz et al., 2006; Watanabe et al., 2017; Geilfus, 2018; Takahash et al., 2018). As plantas passam a apresentar acúmulo de cloreto nas folhas, o que pode inibir processos metabólicos (Geilfus, 2018). O aumento na salinidade do solo devido à liberação de cloreto (Silva et al., 2001) contribui para o estresse hídrico das plantas (Cruz et al., 2006; Watanabe et al., 2017). Além disso, a aplicação intensiva de KCl pode resultar em perdas de potássio por lixiviação e contaminação de água subterrânea (Takahash et al., 2018). Neste cenário, rochas silicáticas têm se mostrado uma opção importante como fonte de potássio (Zörb et al., 2014). Como o potássio apresenta um pequeno tamanho de íon hidratado, a aplicação de fontes solúveis (por exemplo, KCl) reduz a capacidade de troca catiônica do solo (Yamada e Roberts, 2005). A liberação de nutrientes de rochas silicáticas, não solúveis, é gradual, o que diminui as perdas por lixiviação (Martins et al., 2015) e permite o suprimento da demanda de nutrientes pelas culturas após ciclos consecutivos (Resende et al., 2006).

As propriedades agronômicas de rochas glauconíticas, conhecidas como “*Greensand*”, têm sido descritas desde o século XVIII, com registros de aplicação desde 1760 (Tedrow, 2002) em New Jersey, Estados Unidos. No Brasil, desde a década de 1960, identificou-se o potencial das rochas glauconíticas das Formação Serra da Saudade (Guimarães, 1967), com vários estudos desenvolvidos ao longo dos anos 1980, sobretudo considerando tratamentos pirometalúrgicos (Valarelli, 1979; Valarelli e Guardani, 1981; Eichler, 1983; Santos, 1984; Leite, 1985; Pereira, 1987). A partir dos anos 2000, outros trabalhos começaram a ser publicados, envolvendo processos de lixiviação (Freitas et al., 2006; Fonseca, 2010), inclusive com rotas para produção de KCl (Ackroyd et al., 2014). Processos mais simples, como a ativação mecânica, que consistem em processos de cominuição, demonstraram-se eficientes (Nader e Ackroyd, 2017; Singla et al., 2020). Na Rússia, África e Índia, arenitos glauconíticos têm sido usados na fabricação de fertilizantes potássicos, resultando em colheitas superiores àquelas com aplicação de fertilizantes salinos (Karimi et al., 2012). A glauconita promove melhoria da fertilidade do solo, da produtividade e qualidade de plantas (Torqueti et al., 2016), com resultados positivos inclusive na bebida do café (Dias et al., 2018). Dessa forma, o uso

do siltito glauconítico é uma alternativa viável, econômica e ecológica, devido ao processo de produção a seco, sem adição de produtos químicos e geração de rejeitos (Nader e Ackroyd, 2017; Singla et al., 2020).

O siltito glauconítico fornece em média 10% de  $K_2O$  e outros 68 elementos, incluindo silício (Si) e manganês (Mn), com potencial para ser utilizado não apenas como fertilizante potássico, mas um fertilizante multinutriente (Violatti, et al., 2019; Arrieta et al., 2020). Os aumentos nos níveis de potássio nas plantas após a aplicação do siltito glauconítico estão relacionados à composição química e mineralógica, onde a liberação a longo prazo é especialmente relevante em áreas tropicais com fertilidade restrita (Violatti et al., 2019). Aumentos na matéria seca das plantas após ciclos consecutivos de culturas com a aplicação de siltito glauconítico podem estar relacionados tanto à característica de liberação gradual quanto ao baixo potencial de salinidade (Violatti et al., 2019). O efeito da aplicação do siltito glauconítico no desenvolvimento das plantas também pode ser observado pelo aumento no índice de eficiência agrônômica (Violatti et al., 2019; Arrieta et al., 2020). O siltito glauconítico pode ser usado como uma fonte sustentável de potássio para culturas de longo prazo, pois libera  $K_2O$  gradualmente e reduz a demanda por fertilizantes químicos (Violatti et al., 2019; Arrieta et al., 2020; Duarte et al., 2020). As reservas de siltito glauconítico podem permitir o país se tornar autossuficiente em fertilizantes potássicos por décadas (Kulaif e Góes, 2016; Nader e Ackroyd, 2017). Inclusive, tem indicado ser uma opção com melhor custo-benefício em relação a outros fertilizantes potássicos, considerando custos com transporte, aplicação, além de outros aspectos econômicos e ambientais (Duarte et al., 2020).

Diante do exposto, este trabalho tem como objetivo o estudo estratigráfico pormenorizado do siltito glauconítico (minério de potássio) e suas encaixantes, unidades pertencentes à Formação Serra da Saudade, sendo possível complementar o conhecimento geológico acerca da evolução do Grupo Bambuí em Minas Gerais.

## **CAPÍTULO 2 – MATERIAIS E MÉTODOS**

As atividades desenvolvidas para a realização deste estudo incluíram levantamento bibliográfico, trabalho de campo, amostragem, petrografia, geoquímica, análises isotópicas (C-O-Sr) e geocronologia U-Pb.

### **2.1. Levantamento bibliográfico e compilação de mapas geológicos**

Com a pesquisa bibliográfica realizada, foi feita a integração do conhecimento atual sobre a geologia regional, evolução geotectônica e estrutural da área de estudo.

Foi feita a compilação imagens de satélite (Google Earth, Landsat, SRTM) e mapas disponíveis para a região: Projeto São Francisco (Tuller e Silva, 2003; Signorelli et al., 2003), Projeto Fosfato Cedro do Abaeté (Guimarães, 1967; Guimarães e Dutra, 1969; Chaves et al., 1971), Projeto Cerrado Verde (Nader e Ackroyd, 2017), e dissertações de mestrado (Lima, 2005; Moreira, 2015), ajustados a partir de perfis realizadas em campo (Fig. 2.1).

### **2.2. Amostragem**

Foi feita a amostragem das diferentes litofácies da Formação Serra da Saudade para análises petrográficas e geoquímicas, bem como estudos de geocronologia. Além de determinar a localização precisa das amostras por GPS, foram observados alguns critérios durante a amostragem com finalidade geocronológica:

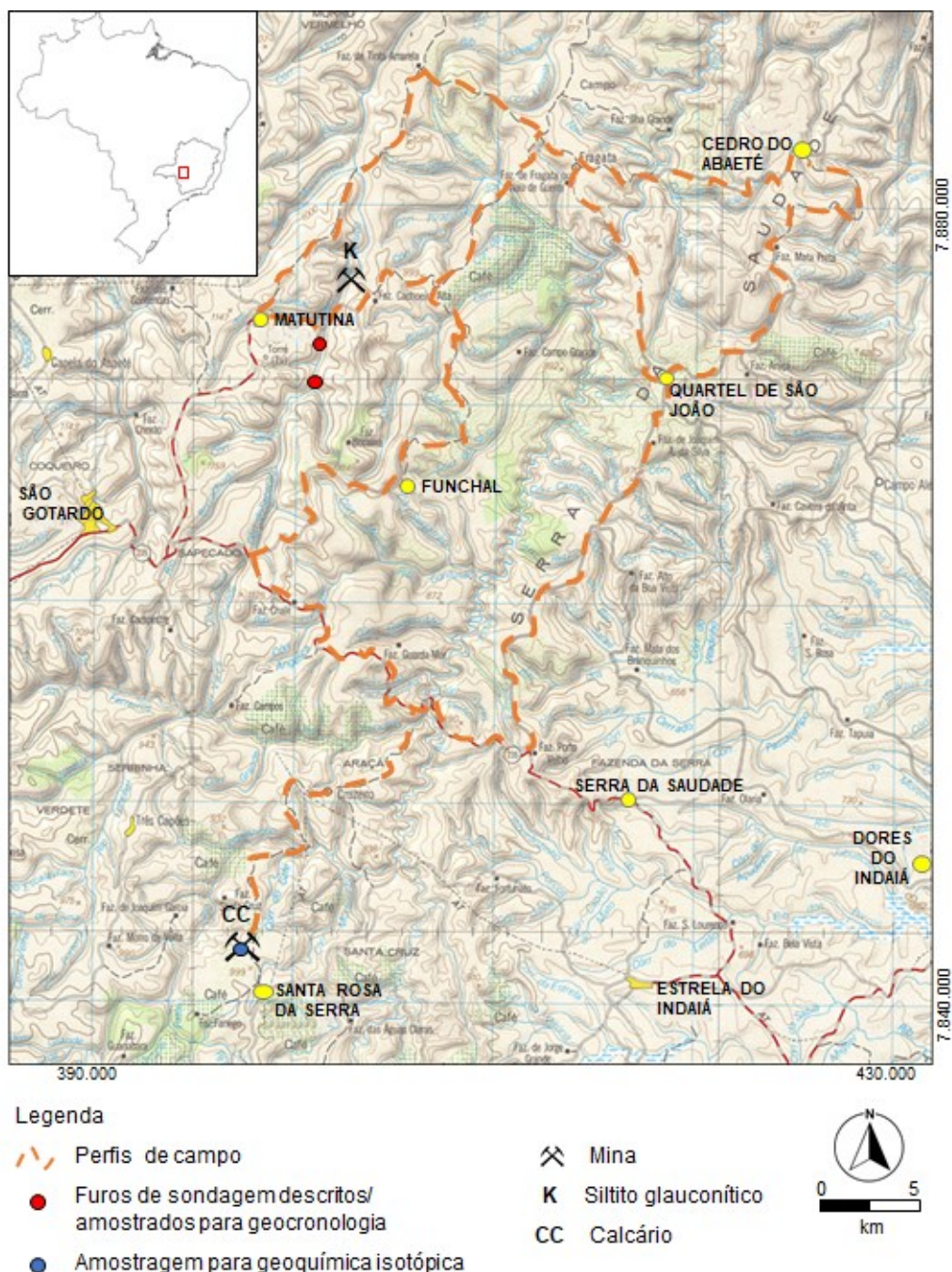
- i) Definição precisa das relações das relações estruturais e estratigráficas em campo;
- ii) Seleção de amostras petrográfica e estruturalmente homogêneas;
- iii) Seleção de amostras frescas.

Adicionalmente, foi acessado um extenso banco de dados de exploração (Verde Fertilizantes Ltda), compreendendo 435 furos de sondagem (total de 26.609 metros), perfurados em uma malha de aproximadamente 200 por 200 metros ao longo da região de São Gotardo/Matutina. Um total de 420 furos de sondagem por circulação reversa (25.563 metros) e 15 furos de sondagem diamantada (1.046 metros) foram analisados para elementos maiores a cada 2 metros. Destes, foram selecionados dois furos de sondagem diamantada, onde foi observada a presença para descrição detalhada e amostragem para geocronologia (Fig. 2.1 e 2.2A-C). Também foram utilizadas amostras das frentes de lavra de uma pedreira de calcário para análises geoquímicas e de isótopos de C, O e Sr (Mineração Dornas Ltda – Fig. 2.1 e 2.2D-F).

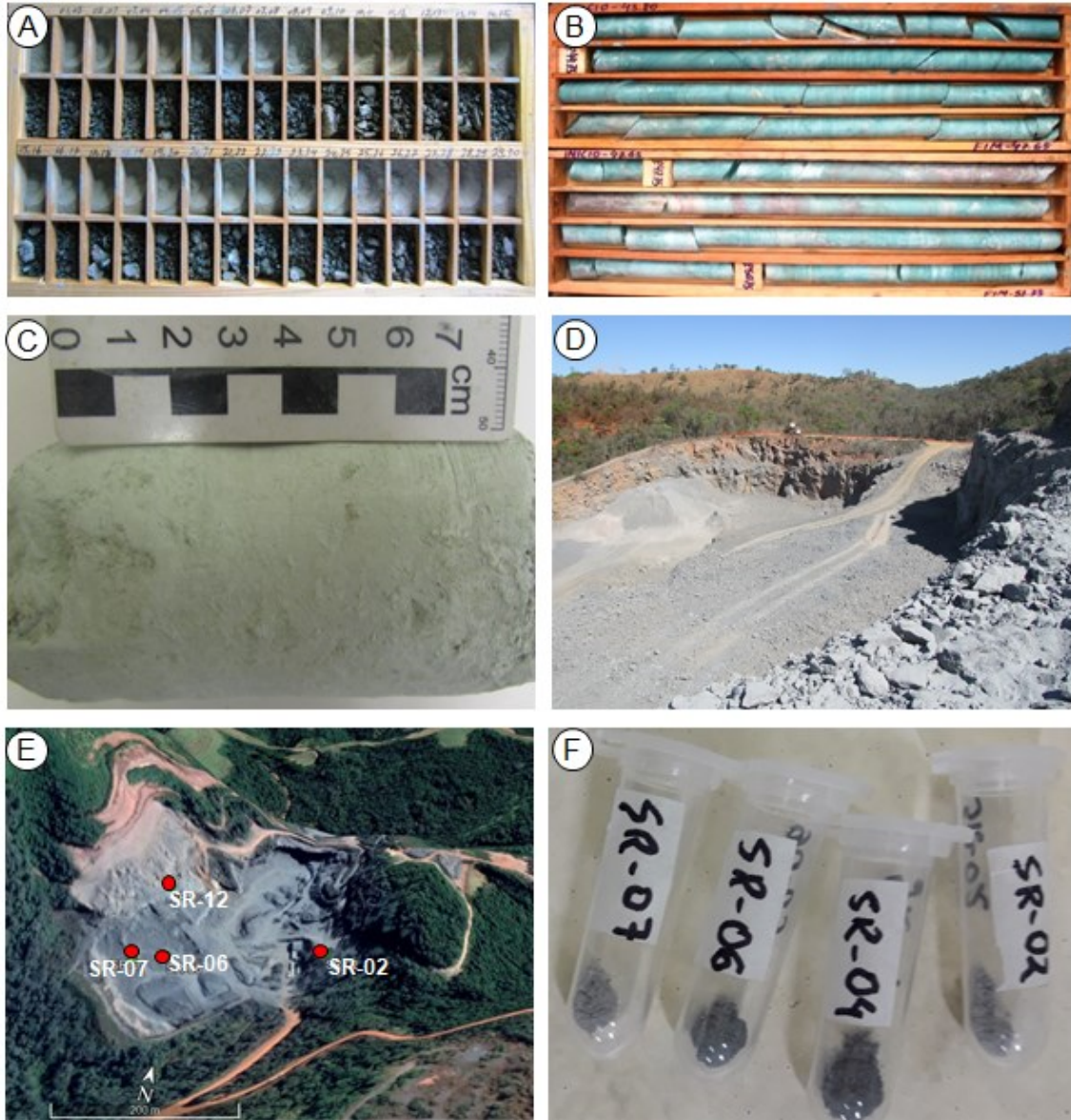


As amostras brutas foram enviadas para confecção de lâminas delgadas e/ou análises químicas e difração de raios-X. Para a geoquímica isotópica, em cada amostra de carbonato foi selecionada a área mais homogênea possível, sem veios, recristalização mineral ou estilólitos. Nessas áreas, o material para análise isotópica de C, O e Sr foi coletado através da técnica de microperfuração (Fig. 2.2F). Esse procedimento ajuda a minimizar a influência da alteração pós-deposicional do carbonato, aumentando a confiabilidade dos resultados como uma representação mais precisa do momento da deposição (Guacaneme et al., 2017).

**Fig.2.1. Localização dos perfis realizados em campo e pontos de amostragem (Base cartográfica: Folha SE-23-Y-D – Bom Despacho, escala 1:250.000 – IBGE, 1979).**



**Fig. 2.2. Amostragem:** A) testemunhos de sondagem rotopercussiva em siltito glauconítico; B) testemunhos de sondagem diamantada em siltito glauconítico; C) amostra de vulcanoclástica obtida em testemunho de sondagem diamantada; D) pedreira de calcário – Mineração Dornas, Santa Rosa da Serra, MG – E) pontos amostrados para geologia isotópica (imagem produzida a partir do Google Earth, exagero vertical de 3x); F) amostras para geoquímica isotópica.



### 2.3. Petrografia

Os estudos petrográficos foram baseados na descrição macroscópica das amostras de testemunhos de sondagem e afloramentos, bem como na análise de lâminas delgadas sob microscópio ótico, microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura, com a caracterização dos minerais constituintes e suas texturas, além de difração de raios-X.

Foram selecionadas amostras das principais litofácies e encaminhadas para o Laboratório de Laminação do Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC/IGC/UFMG). As lâminas foram descritas utilizando o microscópio binocular de luz transmitida ZEISS modelo AXIOSKOP 40 do Laboratório de Caracterização de Rochas Ornamentais do CPMTC/IGC/UFMG. Fotomicrografias foram obtidas por uma câmera acoplada ao microscópio. As descrições foram feitas conforme Tucker e Wright (1991).

### 2.4. Difração de raios X (DRX)

As análises de difração de raios X tiveram o objetivo de auxiliar na caracterização da mineralogia principal dos litotipos. O método permite a identificação de compostos cristalinos através da colisão de raios X sobre o cristal (Bleicher e Sasaki, 2000). A difração é o desvio na propagação retilínea dos raios X, que são espalhados pelos elétrons dos átomos do cristal, conforme regido pela Lei de Bragg:  $n \lambda = 2 d \sin \theta$ , onde:

- $\lambda$ : comprimento de onda da radiação utilizada;
- $d$ : distância entre os planos paralelos sucessivos na estrutura cristalina, planos difratantes com índice de Miller (hkl);
- $\theta$ : ângulo de incidência e difração de um feixe de raios X relativamente a um dado plano atômico.

O resultado deste tipo de análise é apresentado sob a forma de um gráfico, denominado difratograma, cujas variáveis são o ângulo  $2\theta$  (abscissas) e a intensidade dos picos difratados (ordenadas). Os picos são produzidos quando, para um dado valor de  $\theta$ , um plano atômico possui distância interplanar “d” que satisfaça à Lei de Bragg. As alturas dos picos são proporcionais às intensidades dos efeitos da difração. Cada estrutura cristalina possui um padrão difratométrico característico. A interpretação dos resultados é feita a partir da comparação dos resultados obtidos com um banco de dados.

As análises foram realizadas no Laboratório de Raios X do CPMTC/IGC/UFMG (Apêndice A).

Também foram realizadas análises Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa (IDEIA) da PUC-RS. A análise de rocha total foi realizada pelo método do pó, a amostra da fração argila foi orientada, ambas em difratômetro Bruker D8 Advance, com tubo de cobre operando em voltagem de 40 kV e corrente de 30 mA, varredura de  $2\theta$  de  $3^\circ$  a  $70^\circ$ , passo de  $0,015^\circ$  e tempo de contagem de 0,2 s.

A interpretação dos difratogramas foi realizada com auxílio do *software* DIFFRAC.EVA V3.1, a partir do banco de dados do *Powder Diffraction File* (2013), produzido pelo *International Center for Diffraction Data*.

## **2.5. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectrômetro de energia dispersiva (EDS)**

O microscópio eletrônico de varredura permite visualizar imagens com alta resolução e ampliação. Através do acoplamento ao espectrômetro de energia dispersiva é possível obter uma análise qualitativa e semi-quantitativa da composição química dos minerais. Este método analítico consiste em incidir um feixe de elétrons sobre um mineral, fazendo com que os elétrons das camadas mais externas dos átomos excitam-se e mudem de nível energético. Quando esses elétrons retornam à sua posição inicial, é liberada uma energia na forma de comprimento de onda no espectro de raios X. Através de um detector é possível relacionar essa energia com o seu respectivo elemento químico e, assim, identificar o mineral analisado (Dedavid et al., 2007).

As análises foram realizadas no Departamento de Engenharia de Minas da Escola de Engenharia da UFMG. Foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura, marca Jeol, modelo JSM-5410, com um espectrômetro em energia dispersiva (EDS) marca Noran, modelo TN-M3055 e acessório para microdifração do feixe de elétrons retroespalhados marca EBSP-Nordif.

Também foram realizadas análises no Centro de Microscopia e Microanálises do Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa (IDEIA) da PUC-RS. Foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura marca Philips, modelo XL 30, com EDS acoplado, 20 kW, elétrons secundários. Primeiramente as amostras foram quebradas em fragmentos milimétricos; posteriormente estes fragmentos foram fixados em suportes próprios (*stubs*) com fita condutora de cobre e cola de prata e, por fim, foram recobertas com platina, para melhor condução dos elétrons no microscópio.

## 2.6. Microsonda eletrônica

A análise por microsonda eletrônica permite identificar quantitativamente os teores das fases minerais primárias e secundárias, sendo possível definir a fórmula estrutural dos minerais e confeccionar diagramas de variação composicional.

A lâmina polida foi confeccionada no Laboratório de Laminação do CPMT/IGC/UFMG. A metalização e as análises foram realizadas no Centro de Microscopia da UFMG. Foi feita a metalização em carbono, sendo utilizada uma metalizadora Bal-Tec, modelo MD20. Foram feitas análises qualitativas e quantitativas com a microsonda eletrônica Jeol 8900 (Apêndice B).

## 2.7. Geoquímica

Os dados de análises químicas por fluorescência de raios-X (XRF) dos elementos maiores foram disponibilizados pela Verde Fertilizantes Ltda.

As análises foram realizadas a cada 2 m nos testemunhos de sondagem. Para a obtenção das amostras, os testemunhos foram serrados ao meio e enviados ao laboratório da SGS Geosol Ltda em Vespasiano, MG. A preparação das amostras consistiu na secagem a 105 °C, britagem a 3 mm, homogeneização, quarteamento para obtenção de 250 a 300 g, pulverização em moinho de aço com 95% passante em 150 mesh. No laboratório, a cada 20 amostras foram realizados testes granulométricos e inseridas amostras para controle de qualidade. A análise por XRF com fusão em metaborato de lítio (AxiosMAX-Minerals® - PANalytical) identificou os óxidos majoritários e a perda ao fogo (LOI) por calcinação da amostra a 1000 °C.

A geoquímica para elementos traços e terras-raras foi feita por espectrometria de plasma na ACME Analytical Laboratories (ICP-OES) e na SGS Geosol Ltda (IC-MS) em amostras obtidas em afloramentos. AS frações foram normalizadas ao *Post Archean Australian Shale* (PAAS) (McLennan, 1989). Anomalias foram calculadas como  $REE+Y_n/REE+Y_n^*$ , onde  $REE+Y_n^*$  é o valor esperado normalizado quando extrapolado ou interpolado com os vizinhos (Lawrence et al., 2006).

## 2.8. Geoquímica isotópica

O Grupo Bambuí tem sido objeto de inúmeros trabalhos de correlações estratigráficas regionais baseadas na análise de curvas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e nas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Alvarenga et al., 2007; Babinski et al., 2007; Vieira et al., 2007a,b; Kawashita, 1998; Misi et al., 1999; Misi e Veizer, 1998; Kuchenbecker, 2011; Uhlein et al., 2013; Alvarenga et al., 2014; Paula-Santos et al., 2015; Uhlein, et al., 2016; Caxito et al., 2017; Paula-Santos et al., 2017; dentre outros).

A análise dos isótopos C e O foi realizada no Laboratório de Núcleos de Estudos Geoquímicos-Isótopos Estáveis (NEG-LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. As amostras foram analisadas utilizando 20 mg de rocha total. As amostras foram submetidas à extração de gás  $\text{CO}_2$  em uma linha convencional a alto vácuo após reagir com 100% de ácido ortofosfórico a 25 °C por 1 dia. O gás  $\text{CO}_2$  liberado foi criogenizado, purificado e analisado em um espectrômetro de dupla massa VG Micromass ou Delta V (ThermoFinnigan Advantage), com coletor triplo SIRA II, usando o gás de referência *Borborema Skarn Calcite* (BSC) para determinar as razões isotópicas. Os resultados foram expressos em por mil em relação ao padrão *Vienna PeeDee Belemnite* (VPDB). As incertezas são inferiores a 0,1‰ para carbono e 0,2‰ para oxigênio, com base nas análises múltiplas de um padrão interno.

As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foram determinadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IGC-UFRGS). Para a análise, as amostras foram adquiridas utilizando uma micro-broca. As amostras foram dissolvidas em ácidos específicos, resultando em soluções onde os traços foram adicionados. O processo de purificação de Sr foi realizado pela técnica de cromatografia de troca iônica. As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foram obtidas em um espectrômetro de massa por ionização térmica com múltiplos coletores Finningan MAT 262 (TIMS) e foram normalizadas para o valor  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  de 0,1194. O valor médio da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do padrão NBS-987 determinada durante este estudo foi de  $0,710260 \pm 0,000040$ .

## 2.9. Geocronologia U-Pb

A extração de grãos de zircão das amostras de tufo seguiu os processos convencionais da concentração de minerais pesados, ou seja, britagem, moagem, peneiramento, com separação do material em uma fração abaixo e outra acima de 180 mesh, utilizando peneiras descartáveis, concentração dos pesados em mesa vibratória, produzindo um concentrado de minerais pesados.

Este concentrado foi submetido, inicialmente, a ação de um ímã de mão. Posteriormente sofreu tratamento com líquidos densos: i) bromofórmio (densidade de 2.9 g/cm<sup>3</sup>) e ii) iodeto de metileno (densidade de 3.31 g/cm<sup>3</sup>).

O concentrado final foi jogado ao acaso sobre uma fita dupla face, onde foi adaptado a um cilindro de teflon que posteriormente foi vasado com resina epóxi. Em seguida o *mount* foi polido com diferentes lixas. O polimento final foi executado com pós de diamante com diâmetros de 3, 1 e 0,25 µm.

As imagens dos grãos de zircão foram obtidas com catodo luminescência (CL) através do microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL 6510 no Laboratório de Imagens da Universidade Federal da Ouro Preto (UFOP). Análises isotópicas U-Pb foram realizadas com diferentes espectrômetros de massa: LA-MC-ICP-MS (*laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry*) e LA-SF-ICP-MS (*laser ablation sector field inductively coupled plasma mass spectrometry*). No Apêndice C estão apresentados os dados isotópicos U-Pb obtidos.

### 2.9.1. Amostra 29-A

Os dados isotópicos da amostra 29-A foram obtidos usando uma microsonda ArF Eximer Laser 193 nm da Photon (Máquina Inc. Modelo ATLEX SI) acoplada ao Multicolector Neptune-Plus (LA-MC-ICP-MS) de alta resolução (Thermo Fisher Scientific), no MultiLab, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Foram utilizados os parâmetros de configuração: 6-9 mJ/cm<sup>2</sup> fluência do laser; frequência de 10 Hz; spot de 25 µm; ponto de energia laser entre 60 e 70%.

Os dados de U-Pb foram padronizados usando zircão GJ-1 (609 Ma – Jackson et al., 2004) como padrão primário e testado usando o zircão 91500 (1065 Ma – Wiedenbeck et al., 2004) como padrão secundário. Erros externos foram calculados com a propagação do erro de medições individuais de GJ-1 e as medições individuais de cada ponto. A redução dos dados foi obtida usando uma macro no programa Excel desenvolvido por Chemale et al. (2012). A

avaliação dos dados para cada *spot* foi filtrada considerando os *outliers* com os valores do conteúdo de Pb comum, erros de razões isotópicas, altas porcentagens de discordância e razão Th/U. O diagrama da concórdia foi obtido utilizando o software Isoplot/Ex 4 (Ludwig, 2000), com erros individuais apresentados ao nível de  $2\sigma$ .

### 2.9.2. Amostra RC-559

Os dados isotópicos da amostra RC-559 foram obtidos através do Multicolector Thermofinnigan Neptune ICP-MS acoplado a um sistema de laser Photon-Machines de 193 nm G2 da UFOP, seguindo o procedimento descrito em Santos et al. (2017). Os parâmetros de configuração usados no instrumento levaram em consideração: diâmetro do spot de 30  $\mu\text{m}$ ; frequência de 6 Hz; 10% de energia; intensidade de 0,3 mJ. O material retirado pela ablação do laser foi transportado por Ar ( $\sim 0,55$  l/min), He ( $\sim 0,18$  l/min) e N (0,03 l/min).

Os dados de U-Pb foram padronizados usando o zircão GJ-1 (609 Ma – Jackson et al., 2004) como padrão primário e testado usando o zircão Pleisovice (337 Ma – Slama et al., 2008) e BB (560 Ma – Santos et al., 2017) como padrões secundários. Os erros externos foram propagados considerando reprodutibilidade interna das razões individuais, reprodutibilidade externa da GJ-1, erro no decorrer do tempo de análise do padrão, erros nas razões do padrão de referência e o erro pela quantidade de Pb comum (Lana et al., 2017).

A avaliação dos dados para cada spot foi filtrada considerando os *outliers* dos valores do conteúdo de Pb comum, erros individuais das razões isotópicas, altas porcentagens de discordância e razão Th/U. Dos pontos selecionados, apenas aqueles com discordância menor que 10% foram usados para o cálculo estatístico da idade máxima de deposição. Apenas aqueles com discordância menor que 5% foram considerados para plotar e calcular a idade concordante no diagrama Concórdia.

Os dados isotópicos foram processados por meio de uma planilha eletrônica (modificada de Gerdes e Zeh, 2006) e as correções foram feitas para o *background*. O fracionamento do furo, a derivação do conjunto instrumental e a correção do Pb comum. Para o cálculo final das idades foi usado o software Isoplot/Ex 4 (Ludwig, 2000) e as incertezas individuais foram apresentadas no nível  $2\sigma$ .



### 2.9.3. Amostra CV-DH-29

Os dados isotópicos da amostra CV-DH-29 foram adquiridos com o LA-SF-ICP-MS usando o equipamento Element 2 Thermo Finningan acoplado a um sistema de *laser* Photon-Machines 193  $\mu\text{m}$  do Laboratório de Geoquímica Isotópica – Setor de Isótopos Radiogênicos da UFOP.

Os dados foram adquiridos usando o modo *peak jumping* com as seguintes configurações: medida do background durante 20s; ablação dos grãos de zircão durante 20s; diâmetro do furo 20 de  $\mu\text{m}$ .

A redução de dados isotópicos foi feita com Software GLITTER (Van Achterbergh et al., 2001). A correção de Pb comum foi aplicada usando uma macro na planilha MS Excel (Gerdes e Zeh, 2006), baseada no modelo da composição do Pb (Stacey e Kramers, 1975). Os diagramas de Concórdia foram gerados usando o programa Isoplot / Ex 4 (Ludwig, 2000) e os erros foram apresentados em  $2\sigma$ .

## CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Este capítulo apresenta um resumo do conhecimento sobre a Bacia do São Francisco, com ênfase no Grupo Bambuí e na Formação Serra da Saudade, objeto de estudo desta tese.

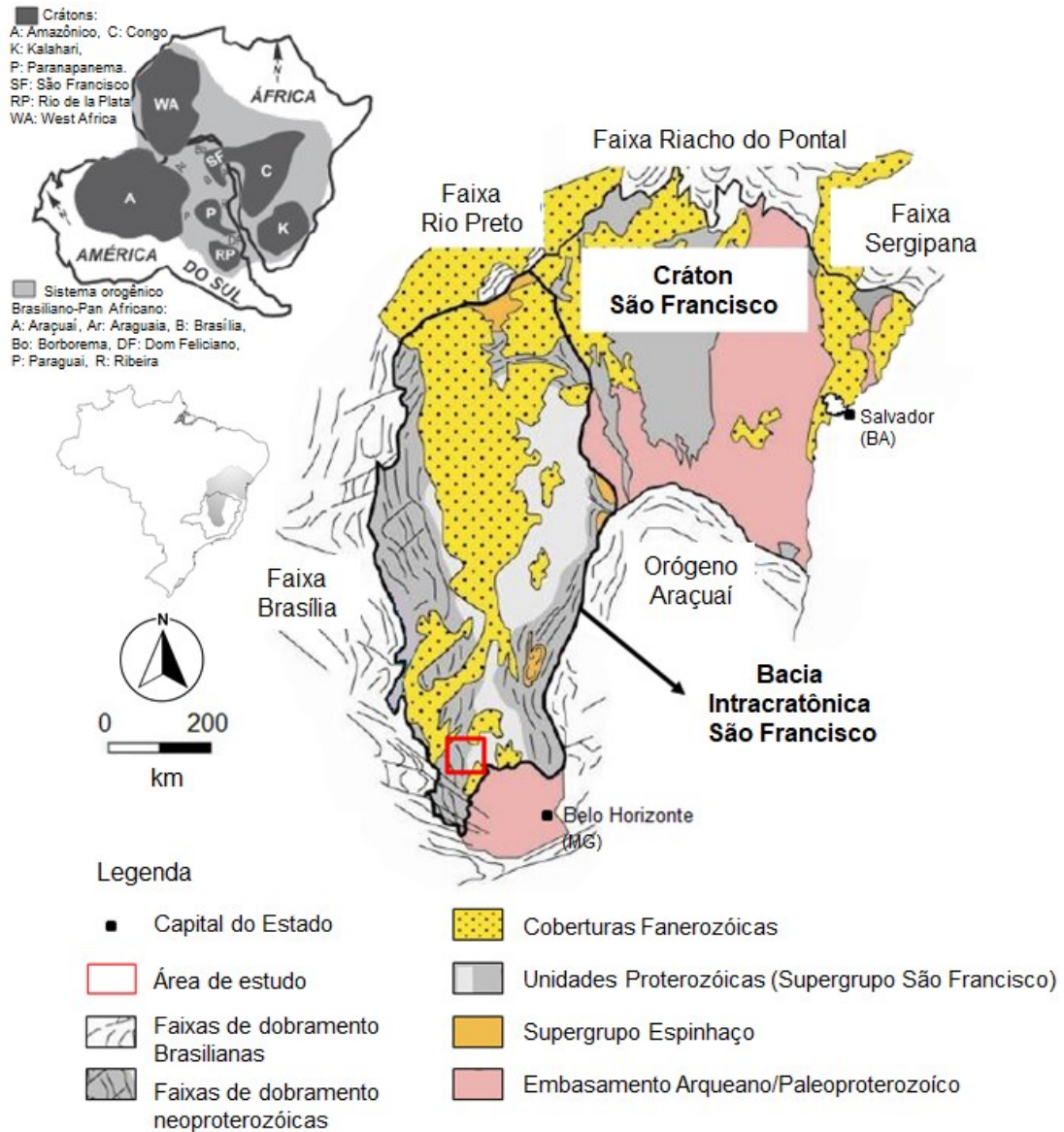
### 3.1. A Bacia do São Francisco

O Grupo Bambuí é uma das unidades da Bacia do São Francisco, que por sua vez, recobre uma extensa área do Cráton do São Francisco (Fig. 3.1). O Cráton do São Francisco (e sua parte africana, Cráton do Congo), corresponde à porção interna e estável de uma das placas envolvidas na amalgamação diacrônica do continente Gondwana ocidental, ao final do Neoproterozoico. Esta unidade tectônica registra as principais fases da geodinâmica global, conforme compilação de vários trabalhos apresentada por Heilbron et al., (2017). Nos segmentos norte e sul do cráton, ocorrem granitoides TTG arqueanos, deformados e associados a *greenstone belts*. Durante o Paleoproterozoico, vários orógenos acrescionários, arcos de ilhas juvenis e terrenos alóctones foram adicionados à crosta continental arqueana. No período subsequente, de mais de um bilhão de anos, não foi identificada atividade orogênica no Paleocontinente São Francisco-Congo. Neste período, com magmatismo anorogênico, foram formadas bacias do tipo rifte (Supergrupo.Espinhaço). Entre o Ediacarano e Cambriano, o Cráton do São Francisco, ainda unido à sua parte africana, o Cráton do Congo, dentro do bloco Central Africano, foi afetado pela formação do Supercontinente Gondwana, processo que resultou na formação de faixas orogênicas: Araçuaí (sudeste), Sergipano (nordeste), Riacho do Pontal (norte), Rio Preto (noroeste) e Brasília (oeste) (Almeida, 1977; Brito-Neves et al., 1999; Campos Neto, 2000; Cordani et al., 2003).

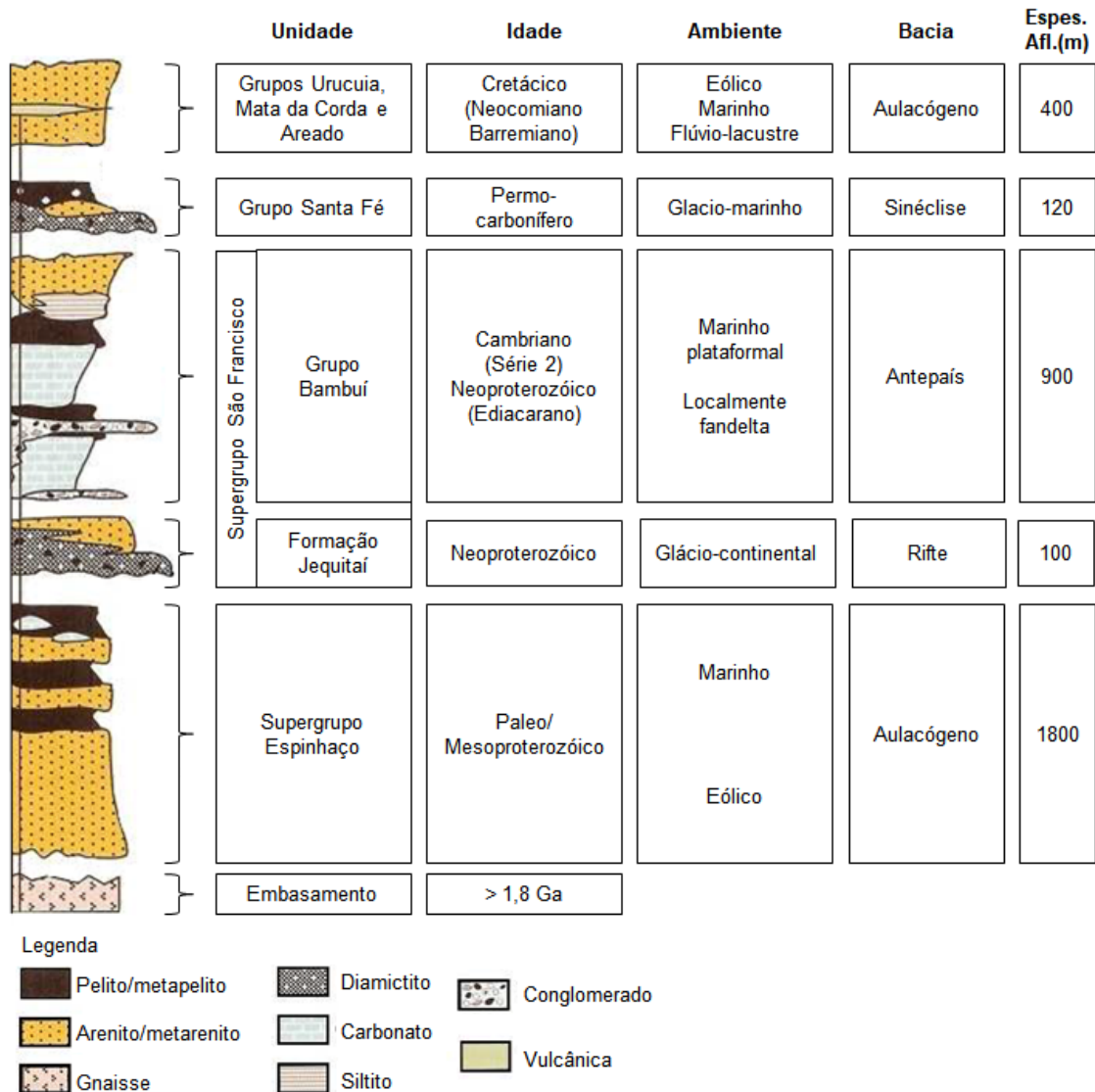
Sobre o cráton, foi instalada a Bacia do São Francisco, intracratônica e pouco deformada na parte central, atualmente ocupando uma área de aproximadamente 300.000 km<sup>2</sup> ao longo dos estados de MG, BA e GO (Alkmim, 2004). A Bacia do São Francisco é constituída por cinco unidades litoestratigráficas (Fig. 3.2 – Alkmim e Martins-Neto, 2001):

- i) Embasamento granito-gnáissico Arqueano- Paleoproterozoico;
- ii) Supergrupo Espinhaço, Paleo a Mesoproterozoico;
- iii) Supergrupo São Francisco, que compreende o Grupo Macaúbas (ou Formação Jequitaiá) e o Grupo Bambuí, Neoproterozoico/Cambriano;
- iv) Grupo Santa Fé, Paleozoico;
- v) Coberturas cretácicas dos grupos Areado, Mata da Corda e Urucuaia.

**Fig. 3.1. Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e sua posição no Brasil e no paleocontinente Gondwana Ocidental há 540 Ma (modificado de Alkmim e Martins-Neto, 2001; Alkmim, et al., 2006).**



**Fig. 3.2. Coluna estratigráfica da Bacia Intracratônica do São Francisco (modificada de Alkmim e Martins-Neto, 2001).**



O embasamento compreende rochas granito-gnáissicas que afloram ao sul da Bacia São Francisco, incluindo xistos, quartzitos e itabiritos dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas, na região de Belo Horizonte (Alkmim e Martins-Neto, 2001).

O Supergrupo Espinhaço tem ocorrência restrita na Bacia do São Francisco, com afloramentos mais expressivos na Serra do Cabral e na Serra da Água Fria, MG, representado pelas formações Galho do Miguel (arenitos maduros, eólicos) e pelo Grupo Conselheiro Mata. Este corresponde a três ciclos transgressivo-regressivos marcados por três unidades pelíticas (formações Santa Rita e Córrego Bandeira e Rio Pardo Grande), intercaladas por duas

unidades psamíticas (formações Córrego dos Borges e Córrego Pereira) (Alkmim e Martins-Neto, 2001).

O Supergrupo São Francisco é formado pela Formação Jequitaiá, basal e o Grupo Bambuí. A Formação Jequitaiá, também de distribuição restrita ao longo da Bacia do São Francisco, geralmente coincidente com afloramentos do Supergrupo Espinhaço, é uma unidade Neoproterozoica glácio-continental a glácio-marinha, com diamictitos, arenitos e pelitos (Alkmim e Martins-Neto, 2001). Nesta tese, a ênfase será para o Grupo Bambuí e a Formação Serra da Saudade, cuja descrição detalhada será abordada nos itens subsequentes.

O Grupo Santa Fé (Permo-Carbonífero), subdividido nas formações Floresta e Tabuleiro, registra um evento glacial Permo-Carbonífero na Bacia do São Francisco (Campos e Dardenne, 1997; Martins-Neto e Alkmim, 2001).

Ao final da era Mesozoica, a Bacia do São Francisco sofreu uma nova série de rifteamentos, acompanhando a separação América do Sul/África, com a deposição de rochas sedimentares em ambientes continentais (leques aluviais, flúvio-deltaicos, lacustre, eólico e rochas vulcânicas alcalinas e piroclásticas subordinadas) (Campos e Dardenne, 1997). O Grupo Areado (Eocretáceo) é constituído por três formações (Campos e Dardenne, 1997; Sgarbi et al., 2001): Formação Abaeté, basal, depositada por leques aluviais na porção sul da bacia e por sistemas fluviais entrelaçados nas demais regiões; Formação Quiricó, lacustre, localmente caracterizada por siltitos, calcretes e arenitos, representando paleolagos estratificados; Formação Três Barras, depositada em ambientes fluviais, flúvio-deltaicos e eólicos. O Grupo Mata da Corda (Neocretáceo) é representado pela Formação Patos, composta por rochas vulcânicas alcalinas kamafugíticas; e pela Formação Capacete, de origem epiclástica distal, com arenitos e conglomerados sedimentados a partir de fontes vulcânicas, com importante contribuição de areias eólicas (Campos e Dardenne, 1997; Sgarbi et al., 2001). O Grupo Urucua (Neocretáceo) é subdividido na Formação Posse, representada por arenitos eólicos de campos de dunas secas; e Formação Serra das Araras, com arenitos depositados em ambiente fluvial entrelaçado (Campos e Dardenne, 1997).

O rifteamento do Cretáceo contribuiu para a separação das porções cratônicas São Francisco e Congo e para a formação do Oceano Atlântico (Campos e Dardenne, 1997; Alkmim e Martins-Neto, 2001).

### **3.2. Síntese da evolução do conhecimento sobre a geologia do Grupo Bambuí**

Os primeiros registros das unidades do Grupo Bambuí foram feitos por Eschwege (1833), descrevendo as camadas horizontais de calcário do vale do Rio São Francisco e o Arenito Pirapora, aflorante no leito do rio no município homônimo. Estas rochas foram relacionadas aos “Terrenos de Transição”, pacotes sedimentares sobrepostos a xistos e a sedimentos recentes.

Com a criação do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, iniciou-se o reconhecimento geológico do vale do Rio São Francisco, com os sedimentos carbonatados e argilosos denominados de “Série São Francisco” (Derby, 1880). A expressão “Série Bambuí” foi introduzida por Rimann (1917), referindo-se à sequência dobrada de calcário e ardósia na cidade homônima.

Freyberg (1932), trabalhando na região entre o vale do Rio das Velhas e a Serra do Espinhaço, subdividiu a “Série Bambuí” em “Camadas Gerais” e “Camadas Indaiá”. As Camadas Gerais correspondiam às rochas em camadas horizontais aflorantes nas regiões centrais de Minas Gerais, próximo às margens do Rio São Francisco. As Camadas Indaiá ocorriam à oeste da Serra da Mata da Corda, concentradas nas áreas mais próximas à Serra do Espinhaço, com evidências de deformação em seus estratos dobrados e falhados.

Ruellan (1952) fez o primeiro mapa tectônico do Bambuí na região de Pirapora e Formosa, verificando que as camadas horizontais a leste do Rio São Francisco tornavam-se suavemente dobradas a sudoeste e a oeste de Canabrava. Na região de Formosa descreveu um dobramento holomórfico linear.

A primeira coluna litoestratigráfica da Série Bambuí (Tab. 3.1) foi definida por Costa e Branco (1961) em uma seção ao longo da BR-040, entre Belo Horizonte e Brasília, sendo proposta a subdivisão em três formações: Carrancas (unidade basal – conglomerado); Sete Lagoas (intermediária – calcários) e Rio Paraopeba (unidade superior), esta constituída pelos membros Serra de Santa Helena (siltitos), Lagoa do Jacaré (calcários), Três Marias (siltitos e arcóseos) e Serra da Saudade (siltitos). O Membro Serra da Saudade era identificado em campo pelos siltitos e argilitos verdes com lentes de rochas fosfáticas próximas à base. Embora esta coluna tenha sido a principal referência para o mapeamento do Grupo Bambuí, era de difícil aplicação em regiões mais distantes da seção-tipo, sendo revisada posteriormente por vários autores.

Barbosa (1965) propôs uma nova coluna (Tab. 3.1), elevando os membros Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Três Marias e Serra da Saudade à categoria de formação. A Formação Paranoá foi posicionada na base do Grupo Bambuí.

Oliveira (1967) estabeleceu, a partir de perfis regionais em MG, BA e GO, uma nova classificação (Tab. 3.1), introduzindo a Formação Vila Chapada na porção basal, englobando o Membro Carrancas; seguido por um subgrupo inferior denominado São Francisco, com as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré; e um grupo superior, sem designação, apenas com a Formação Três Marias.

Com a adoção do Código de Nomenclatura Estratigráfica no Brasil, a expressão “Série Bambuí” foi substituída por “Grupo Bambuí” por Carvalho e Epstein (1967), no mapeamento da Folha Pirapora.

Braun (1968), ao verificar as descontinuidades de calcários e metapelitos na borda ocidental da bacia, sugeriu o emprego do termo “formação” apenas para as unidades com grande expressão em área, adotando o termo “fácies” para as unidades descontínuas. Sua coluna estratigráfica (Tab. 3.1) era constituída por três formações, da base para o topo: Formação Paranoá (arenosa); Formação Paraopeba (incluindo as fácies Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e parte do Grupo Canastra); e Formação Três Marias (superior). O posicionamento da Formação Três Marias passou a ser diferente da proposta de Costa e Branco (1961), onde situava-se abaixo da Formação Serra da Saudade, tornando-se unidade de topo do Grupo Bambuí.

Pflug e Renger (1973) utilizaram a denominação de “Supergrupo São Francisco” para todos os sedimentos depositados após o soerguimento da “Cadeia Minas”, denominada atualmente de Supergrupo Espinhaço. Dessa forma, o Grupo Bambuí passou a ser posicionado na porção superior do Supergrupo São Francisco.

Schöll (1973, 1976), com trabalhos na porção sudoeste da bacia, dividiu o Grupo Bambuí em: Formação Sete Lagoas, subdividida nas fácies Carrancas (conglomerados, meta-arcóseos, metassiltitos e filitos), Pedro Leopoldo (calcários, às vezes dolomíticos, e margas), Lagoa Santa (calcários puros); e nas formações Serra de Santa Helena; Lagoa do Jacaré e Três Marias. Com a exclusão da Formação Paranoá do Grupo Bambuí e a inclusão da Formação Jequitaiá, sua estratigrafia (Tab. 3.1) era similar à de Costa e Branco (1961), porém com a Formação Serra da Saudade abaixo da Formação Três Marias, coerente com o proposto por Braun (1968).

Dardenne (1978; 1981), com estudos na região do Brasil Central, caracterizou seis formações, da base para o topo (Tab. 3.1):

- i) Formação Jequitaí: tilito de matriz argilosa com quartzito, calcário, dolomitos, chert, gnaiss, micaxistos e granitos.
- ii) Formação Sete Lagoas: margas, pelitos, dolomitos, calcários, localmente estromatolíticos. Na região de Januária, Itacarambi, Montalvânia e Serra do Ramalho, a Formação Sete Lagoas foi denominada de Formação Januária.
- iii) Formação Serra de Santa Helena: siltitos micáceos, folhelhos e margas cinza-esverdeados; siltitos avermelhados, com estratos plano paralelos e marcas de onda; além de intercalações métricas de calcário cinza escuro, com alto teor de enxofre.
- iv) Formação Lagoa do Jacaré: calcários negros, em estratos paralelos, separados por superfícies onduladas, localmente oolíticos e psolíticos, com nódulos de chert, intensa recristalização e alto teor de enxofre. Ocorrem também brechas intraclásticas, margas e intercalações de siltitos e folhelhos verdes com gretas de contração e estratificações cruzadas.
- v) Formação Serra da Saudade: basicamente compreende siltitos, argilitos e folhelhos cinzas e verdes, intercalados por calcários negros, ricos em matéria orgânica, bem como calcários oolíticos e psolíticos. A unidade é geralmente identificada pela presença de siltitos verdes, denominados informalmente de *verdetes* (Chaves et al., 1971). Por ser a unidade de estudo, será descrita detalhadamente a seguir.
- vi) Formação Três Marias: originalmente definida como Arenitos Pirapora (Eschwege 1833) e, posteriormente renomeada (Costa e Branco, 1961), foi, a princípio, posicionada abaixo da Formação Serra da Saudade (Costa e Branco, 1961). Esta sequência, definida como unidade de topo do Grupo Bambuí (Braun, 1968; Dardenne, 1978) é caracterizada por arcóseos, arenitos e siltitos com raras lentes de argilitos, com estratificações e laminações cruzadas de baixo ângulo e incipientes marcas onduladas.

Nesta coluna litoestratigráfica, a Formação Paranoá foi excluída do Grupo Bambuí, que passou a ter a Formação Jequitaí como unidade basal. Esta formação, constituída de paraconglomerados foi associada a um evento de glaciação global durante o Neoproterozoico, com diversas unidades correlatas. Apesar de ter sido elaborada no final da década de 1970 e



sofrido algumas alterações ao longo dos últimos anos, conforme descrito a seguir, esta coluna estratigráfica ainda é adotada como referência para o Grupo Bambuí.

**Tab. 3.1: Síntese da evolução do conhecimento sobre a divisão estratigráfica do Grupo Bambuí; Fm.=Formação (modificado de Uhlein et al., 2004).**

Costa e Branco (1961)		Barbosa (1965)	Oliveira (1967)	Braun (1968)	Schöll (1973)		Dardenne (1978)
Fm. Rio Paraopeba	Membro Serra da Saudade	Fm. Serra da Saudade	Fm. Três Marias	Fm. Três Marias	Fm. Três Marias		Fm. Três Marias
	Membro Três Marias	Fm. Três Marias					Fm. Serra da Saudade
	Membro Lagoa do Jacaré	Fm. Lagoa do Jacaré	Fm. Lagoa do Jacaré	Fm. Paraopeba	Fm. Lagoa do Jacaré		Fm. Lagoa do Jacaré
	Membro Serra de Santa Helena	Fm. Serra de Santa Helena	Fm. Serra de Santa Helena				Fm. Serra de Santa Helena
Fm. Sete Lagoas		Fm. Sete Lagoas	Fm. Sete Lagoas	Fm. Sete Lagoas	Fácies Lagoa Santa	Fm. Sete Lagoas (localmente Fm. Januária)	
Fm. Carrancas		Fm. Carrancas	Fm. Vila Chapada		Fm. Paranoá Fácies Carrancas	Fácies Pedro Leopoldo	Fm. Jequitaiá
		Fm. Paranoá		Fácies Carrancas			

Vários projetos de mapeamento trouxeram contribuições importantes para a geologia Grupo Bambuí, por exemplo, os projetos Três Marias (Menezes-Filho et al., 1977), Furnas (Silva et al., 1978), Vida (Tuller et al., 1991), Bacia do São Francisco (COMIG/CPRM, 2002). Para a Formação Serra da Saudade, destacam-se o Projeto Fosfato Cedro do Abaeté (Guimarães, 1967; Guimarães e Dutra, 1969; Chaves et al., 1971) e o Projeto São Francisco (Tuller e Silva, 2003, Signorelli et al., 2003).

Alguns trabalhos em locais específicos foram executados ao longo das décadas seguintes. Gomes (1988) realizou um estudo petrográfico sobre os arenitos da Formação Três Marias, definindo seu caráter arcoseano. Seer et al. (1987; 1989) identificaram metadiamicritos, metajaspilitos e ardósias na região de Lagoa Formosa.

Diversos autores discutiram o posicionamento da Formação Jequitaiá. Couto e Bez (1981) concluíram que a Formação Jequitaiá, portadora de tilitos, deveria ser considerada como uma unidade discordante do Grupo Bambuí. Na base do grupo ficariam apenas os conglomerados (Formação Carrancas) e os tilitos foram incluídos no Grupo Macaúbas, assim

como já havia sido proposto por Oliveira (1967). Karfunkel e Hoppe (1988) seguiram esta mesma linha e a consideraram como pertencente ao Grupo Macaúbas. Em trabalhos seguintes, os diamictitos dessa formação foram considerados como gerados em outro contexto tectônico e posteriormente recobertos pelos pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí (Alkmim e Martins-Neto, 2001; Martins e Lemos, 2007; Zalán e Romeiro-Silva, 2007).

Outra unidade controversa é a Formação Carrancas, considerada mais nova que a Formação Jequitai (Caetano-Filho et al., 2019), formada por uma associação de ruditos, arenitos, pelitos e, localmente, calcário no topo (Uhlein et al., 2012, 2016), considerada como um retrabalhamento da plataforma basal na parte inferior da Formação Sete Lagoas (Caxito et al., 2012). Posteriormente foi reinterpretada como uma unidade pré-glaciação Jequitai, depositada por sedimentação gravitacional ao longo de margens de falhas (Uhlein et al., 2013; 2016).

Trabalhos na borda leste da bacia permitiram descrever outras litofácies. Seer et al. (1987; 1989) identificaram diamictitos, arenitos, ritmitos e calcários na região de Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba, mais tarde caracterizadas como depositadas em sistema deposicional tipo leque submarino (Baptista, 2004), sendo denominada Formação Lagoa Formosa. Esta unidade é considerada cronocorrelata às unidades superiores do Grupo Bambuí, sendo uma variação lateral da Formação Serra da Saudade (Uhlein, 2014). Na porção sudoeste, Magalhães (1988) descreveu conglomerados com seixos de quartzo, xisto, gnaisses, quartzitos e filitos, intercalados com siltitos e argilitos feldspáticos. Esta unidade, denominada de Formação Samburá foi interpretada como depósito de fan-delta, proveniente da Faixa Brasília (Castro 1997; Castro e Dardenne, 2000).

Nas décadas de 1990 e 2000, os trabalhos passaram a propor uma interpretação mais detalhada dos ambientes sedimentares das diversas formações do Grupo Bambuí. Nobre-Lopes (1995), na região de Arcos e Pains, interpretou a Formação Sete Lagoas como uma plataforma carbonática regressiva, com fácies de plataforma na base e fácies depositadas por influência de marés, com estromatólitos de águas rasas no topo. Abreu-Lima (1997), na região de Montalvânia, Itacarambi e Lontra, interpretou a mesma formação como uma deposição em planície de maré, plataformal e periplataformal. Chiavegatto et al. (1997) identificaram na Serra do Gortuba uma discordância de borda de bacia entre a Formação Três Marias (arenitos e conglomerados) e a Serra da Saudade (pelitos). Guimarães (1997) trabalhou na região de Bezerra-Cabeceiras, GO, onde, a partir de um estudo petrográfico, estratigráfico e geoquímico

detalhado, reconheceu a proveniência de orógeno reciclado (bacia de antepaís), a partir de soerguimentos de escamas tectônicas da Faixa Brasília.

Nos anos 2000, foram apresentados roteiros geológicos (Martins-Neto et al., 2001) e sínteses sobre a geologia do Grupo Bambuí (Alkmim e Martins-Neto, 2001; Martins-Neto e Alkmim, 2001), considerando que a Bacia Intracratônica do São Francisco foi uma bacia sedimentar polihistórica, com evolução diferenciada no Tempo Geológico, inicialmente como bacia de antepaís (Neoproterozoico) e depois como bacia rifte (Cretáceo).

Uhlein et al. (2004), em seu roteiro geológico apresentado no Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, MG, propõem uma síntese dos conhecimentos, caracterização das litofácies, sistemas deposicionais e evolução geológica do Grupo Bambuí. Os autores citam diferentes trabalhos e mostram que a bacia Bambuí teve sua história evolutiva diferenciada, conforme a porção geográfica pesquisada (Uhlein et al., 2003), sugerindo sua divisão em dois setores, um ocidental e um oriental (Tab. 3.2) O setor ocidental foi caracterizado por maiores taxas de subsidência e, conseqüentemente, maior espessura da pilha sedimentar, além de controle tectônico sobre a sedimentação e variações faciológicas entre conglomerados, arenitos e siltitos, com pouca expressão regional de carbonatos. O setor oriental, por sua vez, foi formado por amplas plataformas marinhas de baixo gradiente, predomínio de sedimentação carbonática, menores taxas de subsidência e forte controle eustático, com maior continuidade lateral, menor tectonismo sinsedimentar. Foi proposto um novo quadro estratigráfico, modificando a coluna definida por Dardenne (1978) (Fig. 3.3). No setor ocidental tem-se: Formação Sete Lagoas e, localmente a Unidade Samburá; Formação Serra de Santa Helena e a Unidade Lagoa Formosa, aflorante próximo à Faixa Brasília; Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias. No setor oriental, as unidades são: Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena, Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias.

Em relação à Formação Serra da Saudade, unidade de estudo desta tese, Uhlein et al. (2004) a consideraram como depositada em um contexto marinho plataformar com influência de ondas de tempestades.

Lima (2005) e, posteriormente Lima et al. (2007) apresentaram uma importante contribuição para o conhecimento da Formação Serra da Saudade, com levantamentos detalhados em sua seção-tipo, conforme descrito a seguir, no item **3.8.6. Formação Serra da Saudade.**



Outros trabalhos utilizaram técnicas avançadas para análise do Grupo Bambuí, como estratigrafia de seqüências, quimioestratigrafia e geocronologia, conforme sumarizado a seguir.

### 3.3. Estratigrafia de seqüências

Além dos estudos sobre litoestratigrafia, a estratigrafia de seqüências tem sido usada para o entendimento da evolução cronoestratigráfica da Bacia do São Francisco durante a deposição do Grupo Bambuí. Esta ferramenta permite comparar depósitos cronocorrelatos e sedimentados sob um mesmo regime tectônico em escala bacinal (Martins-Neto et al., 2001; Martins e Lemos, 2007; Alkmim e Martins-Neto, 2012).

Técnicas de estratigrafia de seqüências para o estudo do Grupo Bambuí foram usadas pela primeira vez por Chiavegatto (1992). Na Formação Três Marias, reconheceu oito litofácies, associadas a um sistema de plataforma sob ação de ondas de tempestade, e dois conjuntos de parasseqüências de mar alto.

Dardenne (2000) dividiu a seqüência de 1ª ordem em três megaciclos transgressivo-regressivos do tipo raseamento ascendente (*shallowing upwards*) (Tab. 3.3):

- 1) Primeiro megaciclo: Formação Sete Lagoas, caracterizada por uma seqüência granocrescente com calcilito na base, calcários e dolomitos no topo, cujo final exhibe fácies de supramaré dolomitizadas, estruturas *tepee* e, localmente, gretas de ressecamento.
- 2) Segundo megaciclo: Formação Serra de Santa Helena, predominantemente pelítica, com folhelhos de águas profundas e progressivo retrabalhamento por ondas de tempestade; e Formação Lagoa do Jacaré, composta por calcários plataformais de águas rasas, com calcarenitos oolíticos e oncolíticos, calcilitos e intercalações de folhelhos e lutitos.
- 3) Terceiro megaciclo: Constituído pelas formações Serra da Saudade e Três Marias, com deposição em plataforma rasa dominada por correntes de tempestade com fácies de supramaré, respectivamente.

Estes megaciclos se iniciam com uma transgressão marinha regional. Cada seqüência representa uma fase inicial de geração de espaço de acomodação, decorrente da flexura causada pela sobrecarga orogênica, maior que a taxa de sedimentação (Martins-Neto et al., 2001). As seqüências marinhas profundas passam para fácies de plataforma rasa e, por fim,

fácies de maré a supramaré (Dardenne, 1981; 2000). Nesta concepção, a Formação Jequitai/Carrancas representa a base do Grupo Bambuí.

**Tab. 3.3: Divisão do Grupo Bambuí em ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upwards*) e seus respectivos ambientes de sedimentação, segundo Dardenne (1978, 1981) (modificado de Uhlein et al. 2004).**

Formação	Características litológicas	Espessura (m)	Sequência	Ambiente de sedimentação
Três Marias	Siltitos, arenitos e arcóseos cinza a verde-escuros	100	Megaciclo III Argilo-arenoso	Fluvial (local), marinho a sublitorâneo, alternante. Ambiente marinho litorâneo agitado, com influência de ondas e correntes de maré, exposição subaérea temporária, frequente na zona de intermarés
Serra da Saudade	Argilitos e siltitos verde, com lentes de calcários	25 a 200		
Lagoa do Jacaré	Calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, siltitos e margas	0 a 100	Megaciclo II Argilo-carbonatado	Ambiente marinho litorâneo, agitado, submetido a influência de ondas e correntes de maré
Serra de Santa Helena	Argilitos e siltitos cinza a cinza-esverdeados	220 a 150		
Sete Lagoas	Calcários dolomíticos e microcristalinos, finamente laminados, de cor cinza. Dolomitos bege, litográficos, laminados, com intraclastos, oólitos e estromatólitos colunares	250 a 200	Megaciclo I Argilo-carbonatado	Ambiente marinho sublitorâneo, abaixo do nível de base das ondas e correntes de maré, profundidade média
Jequitai	Paraconglomerado com matriz argilosa esverdeada, seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, chert, gnaisses, granitos, micaxistos e vulcânicas	0 a 20	-	Ambiente glacial

Uma importante contribuição, a partir de levantamentos sísmicos, foi a individualização das grandes sequências estratigráficas, marcadas por discordâncias regionais, permitindo uma caracterização dos estilos tectônicos envolvidos durante a evolução da bacia (Zalán e Romeiro-Silva, 2007).

Martins e Lemos (2007) propuseram um refinamento parcial da coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco, com a divisão em quatro sequências deposicionais, separadas por discordâncias marcadas por descontinuidades faciológicas e fortes quebras isotópicas:

- 1) Sequência 1: glácio-marinha, correspondendo à Formação Jequitaí;
- 2) Sequência 2: abrange os carbonatos da base da Formação Sete Lagoas até seu terço superior, com tendência progradacional;
- 3) Sequência 3: compreende todo o registro sedimentar do topo da Formação Sete Lagoas até o topo da Formação Lagoa do Jacaré;
- 4) Sequência 4: associação de fácies siliciclástica de baixa energia, considerada parte distal de uma sequência progradante de terrígenos marinhos de plataforma dominada por tempestades (Formação Serra da Saudade), que culmina em um sistema flúvio-deltaico (Formação Três Marias).

Entre as sequências 2 e 3 há uma quebra isotópica coincidente com fácies típicas de exposição subaérea e níveis de dolomitização, sendo estimado um hiato de cerca de 20 Ma. A partir da Sequência 2, a bacia mostra-se progressivamente mais confinada a nordeste e mais ventilada a oeste, sendo associada a um evento global de 1ª ou 2ª ordem (Martins e Lemos, 2007).

Vieira et al. (2007b) subdividiram este primeiro megaciclo, correspondente à Formação Sete Lagoas em dois megaciclos do tipo raseamento ascendente (*shallowing upwards*). O primeiro megaciclo, correlacionado ao Membro Pedro Leopoldo (Schöll, 1976), inicia-se com a deposição de sedimentos finos, ricos em matéria orgânica, a leste da bacia, em ambiente de água profunda. Em altos estruturais, ocorrem precipitados de fundo oceânico, característicos de capas carbonáticas depositadas sobre depósitos glaciais. Este megaciclo é finalizado com carbonatos impuros de granulometria grossa, passando para calcários laminados com estruturas heterolíticas e *climbing ripples*, depositados em ambientes de rampa dominada por tempestade e rampa dominada por maré, respectivamente. O segundo megaciclo, correlacionado ao Membro Lagoa Santa (Schöll, 1976, teria se iniciado com deposição de pelitos e ritmitos (calcários/pelitos) que sugerem afogamento da bacia, gradando em direção ao topo para calcários negros, depositados em rampa profunda. O topo da

sequência apresenta calcários negros de águas rasas com estromatólitos (Dardenne, 2000; Vieira et al., 2007b), além de depósitos de dolomitos de supramaré (Abreu-Lima, 1997).

Reis et al. (2013; 2015; 2016) definiram três sequências de 1ª ordem na Bacia do São Francisco: i) sequência Meso-Neoproterozoica Paranoá/Espinhaço Superior; ii) sequência Neoproterozoica Macaúbas; iii) sequência Ediacarana Bambuí. Com base em seções sísmicas, definiram que a sequência Bambuí apresenta uma geometria em cunha e a presença de estruturas de larga escala que teriam se reativado devido à sobrecarga causada pelos orógenos. Esta sequência de 1ª ordem foi subdividida em quatro sequências de raseamento ascendente de 2ª ordem (*shallowing upwards*), sobrepondo a Formação Carrancas, basal. A sequência basal compreende os diamictitos e tilitos glaciogênicos e o carbonato de capa da Formação Sete Lagoas, incluindo ainda as sucessões de diamictitos na porção noroeste da bacia e a Formação Jequitai (antes correlacionada à sequência de 1ª ordem Macaúbas). As demais sequências de 2ª ordem se sobrepõem aos depósitos glaciogênicos, abrangendo as formações Sete Lagoas superior, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. Citam ainda as sequências laterais, de ambiente fan-delta e leque submarino, Formações Samburá e Lagoa Formosa.

Uhlein et al. (2017), trabalhando na porção leste da bacia, consideraram cinco sequências transgressivo-regressivas de 2ª ordem (Fig. 3.4):

- 1) Sequência 1: se inicia com a deposição dos conglomerados, brechas e arenitos imaturos da base da Formação Carrancas, gradativamente sobrepostos por argilitos e folhelhos negros depositados em uma superfície de inundação máxima. Posteriormente, em um trato de sistemas regressivo, tem-se a deposição de siltitos e dolomitos da Formação Carrancas superior, seguidos pelos registros glaciais da Formação Jequitai, representados por diamictitos e arenitos.
- 2) Sequência 2: consiste em um trato de sistemas transgressivo, com o carbonato de capa da Formação Sete Lagoas sobreposto pelos dolomitos depositados em um trato de sistema regressivo.
- 3) Sequência 3: marcada pela transgressão e deposição de pelitos e arenitos finos da Formação Serra de Santa Helena, com ardósias marcando a superfície de inundação máxima. Os calcários oolíticos da Formação Lagoa do Jacaré registram o evento regressivo subsequente.
- 4) Sequência 4: compreende nova transgressão, representada pela Formação Serra da Saudade. Os níveis de silito glauconítico marcam a superfície de inundação máxima



(Moreira et al., 2016) e o início de um raseamento progressivo, com aumento da granulometria dos sedimentos e deposição de carbonatos.

- 5) Sequência 5: é uma sequência incompleta, representada pelos arenitos e argilitos da Formação Três Marias, depositados durante um trato de sistema transgressivo.

**Fig. 3.4. Litoestratigrafia e estratigrafia de seqüências do Grupo Bambuí (modificado de Uhlein et al., 2017 – TST: trato de sistema transgressivo; RST: trato de sistema regressivo; SIM: superfície de inundação máxima).**

		Litoestratigrafia	Estratigrafia de Sequências	
Grupo Bambuí Oriental	Fm. Três Marias	Arenito e argilito	Sequência 5	TST
	Fm. Serra da Saudade	Siltito, arenito e argilito, raros carbonatos, lentes de fosfatos Siltito glauconítico: SIM		RST
			Sequência 4	TST
	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário oolítico cinza-escuro, ardósia e marga	Sequência 3	RST
	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito, argilito e arenito		SIM
				TST
	Fm. Sete Lagoas	Calcário e dolomito, localmente estromatólitos (carbonato de capa)	Sequência 2	RST
			SIM	
			TST	
Fm. Jequitaiá	Diamictito, argilito e arenito	Sequência 1	RST	
Fm. Carrancas	Conglomerado, brecha e arenitos imaturos		SIM	
			TST	

### 3.4. Químioestratigrafia isotópica

A químioestratigrafia isotópica em carbonatos marinhos tem sido a ferramenta mais importante para estudar o registro sedimentar Neoproterozoico, especialmente na ausência de fósseis reconhecíveis ou idades radiométricas confiáveis (Kaufman et al., 1997). No entanto, alguns carbonatos são geralmente suscetíveis a alterações pós-deposicionais, especialmente as de idade pré-cambriana, que alteram o registro isotópico e geoquímico original da água do mar (Melezhik et al., 2001).

Vários autores fizeram correlações estratigráficas regionais, baseadas na análise de curvas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e nas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Alvarenga et al., 2007; Vieira et al., 2007b; Kawashita, 1998; Misi et al., 1999; Misi e Veizer, 1998), a maioria na Formação Sete Lagoas e, em menor proporção, nos carbonatos das formações Carrancas (Uhlein et al., 2013; 2016), Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré (Misi et al., 2007).

O perfil isotópico da Formação Sete Lagoas, compreende três intervalos. Os carbonatos de capa da base apresentam  $\delta^{13}\text{C}$  em torno de  $-4,5\text{‰}$  (Vieira et al., 2007a; Kuchenbecker et al., 2016). Acima, as rochas carbonáticas mostram aumento gradual dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , chegando a  $0\text{‰}$  no limite entre as sequências de base e topo (Vieira et al., 2007a; Kuchenbecker et al., 2016; Paula-Santos et al., 2015). Estes valores próximos a zero indicam que a deposição da Formação Sete Lagoas ocorreu em um ambiente ventilado (Chang, 1997). No limite de sequências, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  oscilam de  $+6\text{‰}$  (Vieira et al., 2007a; Kuchenbecker et al., 2016; Paula-Santos et al., 2015) até  $+16\text{‰}$  no topo da unidade (Iyer et al., 1995), enriquecimento relacionado a um ambiente restrito (Martins e Lemos, 2007; Paula-Santos et al., 2015). Em relação ao perfil isotópico de  $\delta^{18}\text{O}$ , na capa carbonática, os valores variam de  $-10$  a  $-5\text{‰}$  (Alvarenga et al., 2007; Vieira et al., 2007a). Nos demais intervalos, não há variação, podendo refletir uma possível conectividade da bacia com outras do Gondwana Ocidental (Vieira et al., 2007a; Paula-Santos et al., 2017).

Uhlein et al. (2013) verificaram que dolomitos róseos da Formação Carrancas em Pitangui (MG) apresentam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $+7,1$  e  $+9,6\text{‰}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-7,0$  e  $-5,3\text{‰}$  (em relação ao padrão VPDB), interpretados como matéria orgânica acumulada. Uhlein et al. (2016) reinterpretaram estes valores positivos como compatíveis com carbonatos depositados antes da Glaciação Marinoana (Halverson et al., 2005).

Margas e lentes de calcários da Formação Serra de Santa Helena e calcários da Formação Lagoa do Jacaré mostram  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $+10$  e  $+16\text{‰}$  (Misi et al., 2007). Este aumento

brusco de valores altamente positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  sugerem uma mudança rápida de um oceano ventilado para um altamente estratificado, com matéria orgânica preservada decorrente de um longo período de anoxia, indicando que a deposição da sequência superior do Bambuí está relacionada a ambientes marinhos confinados definidos por processos tectônicos (Chang, 1997).

Na Serra da Jaíba, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de microbialitos da Formação Serra da Saudade estão entre 0,8 e 3,4‰, apresentando um *trend* constante ao redor de 2,5‰, enquanto  $\delta^{18}\text{O}$  oscila em torno de -8‰. Estes dados contrastam com os valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados na base do Grupo Bambuí, seguidos por valores altamente positivos (até cerca de +14‰) na sua porção intermediária. Os  $\delta^{13}\text{C}$  particularmente altos são comumente interpretados como evidência de deposição em uma bacia restrita, provavelmente em um do tipo antepaís, relacionada ao desenvolvimento dos orógenos Brasília e Araçuaí, marginais ao cráton. O retorno a valores mais próximos ao padrão VPDB na porção superior do Grupo Bambuí pode indicar uma mudança na paleogeografia e no ambiente tectônico da bacia, sugerindo um ambiente aberto e ventilado, assim como o retorno de condições biológicas e hidrológicas mais amenas após as flutuações radicais do Neoproterozoico (Caxito et al., 2017).

Em relação às razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , nos carbonatos de capa da base da Formação Sete Lagoas os valores mostram um aumento de 0,7074 para 0,7082. Acima da capa carbonática, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variam de 0,7074 a 0,7075 (Misi e Veizer 1998; Misi et al., 2007; Babinski et al., 2007; Kuchenbecker, 2011; Alvarenga et al., 2014; Paula-Santos et al., 2015). Na Formação Lagoa do Jacaré, as razões variam de 0,7073 a 0,7074 (Kawashita et al., 1998; Misi et al., 2007). Estes valores são considerados como indícios de deposição carbonática após a Glaciação Marinoana (Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014), mas também podem indicar deposição em um mar epicontinental restrito (Guacaneme et al., 2017).

### 3.5. Geocronologia

A interpretação da idade de deposição do Grupo Bambuí tem sido alvo de vários estudos desde o final da década de 1970 (Tab. 3.4). As primeiras estimativas foram de  $619 \pm 17$  Ma, obtidas pela datação Rb-Sr em pelitos da Formação Paraopeba na região de Januária (Bonhomme, 1976).

Dardenne (1981), com base na identificação de estromatólitos colunares pertencentes ao Supergrupo Gymnosolenida, com aproximação ao Grupo Linnela avis, estimou uma idade de 900 a 650 Ma para a deposição do Grupo Bambuí.

Couto e Bez (1981) obtiveram através de determinações isotópicas de Rb-Sr, em várias fácies representativas, aflorantes no estado de Minas Gerais, uma sequência de idades de  $640 \pm 15$  Ma,  $620 \pm 40$  Ma e  $590 \pm 40$  Ma, relacionadas aos três megaciclos deposicionais de Dardenne (1978, 1981). Parenti-Couto et al. (1981), com datações Rb-Sr realizadas em pelitos das formações Paraopeba e Três Marias, apresentaram idades de sedimentação e diagênese de  $640 \pm 15$  e  $590 \pm 40$  Ma, respectivamente. Bonhomme et al. (1982), a partir do cálculo de isócronas Rb-Sr de rocha total em argilitos das regiões centrais da bacia, inclusive em siltitos verdes da Formação Serra da Saudade, calcularam idades de 690 a 560 Ma. Foram interpretadas como idades mínimas de sedimentação, relacionadas a uma abertura do sistema durante os eventos deformacionais do Brasileiro. Kawashita et al. (1987), com base na razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtida em carbonatos em diferentes unidades do Grupo Bambuí, definiram uma idade próxima a 700 Ma.

Na época, estas idades obtidas por métodos radiométricos e isotópicos foram desacreditadas pela comunidade científica, que concordava mais com as estimativas baseadas em estromatólitos de Dardenne (1981) e em microfósseis Achritarchae (1.000 a 570 Ma), identificados no calcário basal da Formação Sete Lagoas (Cruz e Nobre-Lopes, 1992). Posteriormente, idades similares às definidas por Rb-Sr voltaram a ser obtidas pela aplicação de outros métodos de geocronologia, especialmente U-Pb em zircão detrítico, conjugados com dados isotópicos de C-O-Sr.

Chang et al. (1993), analisando rochas carbonáticas do Grupo Bambuí através de estudos micropaleontológicos e isotópicos, inferiram uma idade em torno de 600 Ma. Babinski (1993), a partir de amostras da Formação Sete Lagoas sem evidências de deformação mesoscópica, coletadas na região de Moema, MG, forneceram isócrona Pb-Pb, com idade de  $686 \pm 69$  Ma, considerada como a idade mínima de deposição destes carbonatos. Os dados de

Rb-Sr e K-Ar relatados por Thomaz Filho et al. (1998) produziram idades entre 640 Ma para a porção inferior da bacia, e 540 Ma para as rochas de topo. A partir das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em calcários da Formação Sete Lagoas, aflorantes em Januária, Nobre-Lopes (2002) sugeriu uma idade de cerca de 600 Ma para esta deposição.

Babinski e Kaufman (2003) dataram os carbonatos da Formação Sete Lagoas pelo método Pb-Pb e encontraram uma isócrona de  $740 \pm 22$  Ma e, juntamente com dados de isótopos de carbono, correlacionaram aos carbonatos de capa da Formação Maieberg, Cráton do Congo. O carbonato de capa na base da Formação Sete Lagoas, sobreposto aos diamictitos glaciogênicos da Formação Jequitai, foi datado em 740 Ma pelo método Pb-Pb, sendo atribuída uma idade Pós-Sturtiana/Criogeniano (Babinski et al., 2007), em concordância com a idade máxima de deposição para os diamictitos da Formação Jequitai (~880 Ma), que foram relacionados à Glaciação Sturtiana (Vieira et al., 2007b; Rodrigues, 2008; Babinski et al., 2012).

Lima (2011), ao considerar idades U-Pb de grãos de zircão detríticos de níveis arenosos intercalados nas formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, juntamente com dados  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  provenientes de calcários das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, limita a idade máxima do Grupo Bambuí em 610 Ma, reforçando uma idade Ediacarana.

Uma importante descoberta para a idade do Grupo Bambuí foi a identificação de fósseis do gênero *Cloudina* em leitos de carbonatos biogênicos (trombolitos) e na porção intermediária da Formação Sete Lagoas na região de Januária. Este metazoário, que possui uma curta distribuição temporal, é um fóssil-índice para o fim do Ediacarano (Warren et al., 2014).

Razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em calcários entre 0,7074 e 0,7080 (Paula-Santos et al., 2017) e dados obtidos a partir de datação U-Pb em grãos detríticos de zircão sugerem que o carbonato de capa da base da Formação Sete Lagoas pode ser mais jovem, podendo ser correlacionado ao evento pós glaciação Marinoana, ~635 Ma (Caxito et al., 2012, 2018; Alvarenga et al., 2014; Crockford et al., 2016; Okubo et al., 2018; Uhlein et al., 2017, 2019).

Grãos detríticos de zircão, recuperados de ardósias da porção superior da Formação Sete lagoas foram datados por U-Pb em ~560 Ma (Paula-Santos et al., 2015). O equivalente lateral da Formação Sete Lagoas, a Formação Samburá, tem uma idade máxima de deposição de ~630 Ma, baseada em datação U-Pb em grãos detríticos de zircão recuperados em conglomerados (Uhlein et al., 2017). Grãos detríticos de zircão dos carbonatos basais da

Formação Lagoa Formosa, unidade correlacionada lateralmente à Formação Serra da Saudade, são mais novos que ~550 Ma, com pico a  $593\pm 17$  Ma (Paula-Santos et al., 2015). Dessa forma, tem-se um hiato que separa a Formação Jequitai (associada à glaciação do Marinoano), e o carbonato de capa da formação Sete Lagoas (pós-Marinoano), do restante da sequência do Bambuí, cuja deposição seguiu até o final do Ediacarano (Uhlein et al., 2017, 2019).

Idades ainda mais recentes, ~527 Ma (Tavares et al., 2020) e ~555 Ma (Rossi et al., 2020) pelo método U-Pb em grãos detríticos de zircão obtidos em arenitos da Formação Três Marias na borda leste da bacia, indicam que a deposição da Bacia Bambuí, iniciada no Cryogeniano/Ediacarano evoluiu até o Cambriano, podendo, nos estágios finais, ter sido controlada também pelo desenvolvimento do Orógeno Araçuaí (Rossi et al., 2020).

**Tab. 3.4. Sumário dos principais dados geocronológicos do Grupo Bambuí (Modificado de Gomes, 2005).**

Localização	Referência	Amostra	Método	Idade (Ma)	Interpretação
Januária	Bonhomme (1976)	Folhelho	Rb-Sr	619 ± 17	Idade de deposição
São Francisco	Dardenne (1981)	Calcário	Gymnosolenida	950 – 650	Idade de deposição
São Francisco	Couto e Bez (1981)	Calcário e folhelho	Rb-Sr	640 ± 15 620 ± 40 590 ± 40	Idade de deposição
São Francisco	Parenti-Couto et al. (1981)	Pelitos da Formação Paraopeba	Rb-Sr	640 ± 15	Idade de sedimentação
		Pelito da Formação Três Marias		590 ± 40	Idade de diagênese
Serra da Saudade	Bonhomme et al. (1982)	Pelitos, inclusive verdetes	Rb-Sr	690 – 560	Idade de sedimentação
Montalvânia	Kawashita et al. (1987)	Calcário	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	700	Idade de deposição <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr = 0,7077
Januária	Cruz e Nobre-Lopes (1992)	Calcário basal da Formação Sete Lagoas	Achritarchae	1.000 – 570	Idade de deposição
Montalvânia	Chang et al. (1993)	Calcário	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	600	Idade de deposição <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr = 0,7075
Moema	Babinski (1993)	Calcário basal da Formação Sete Lagoas	Pb/Pb	686 ± 69	Idade de deposição
São Francisco	Thomaz Filho et al. (1998)	Calcários da Formação Sete Lagoas	Rb-Sr e K-Ar	640 (inferior) 540 (superior)	Idade de deposição
Januária	Nobre-Lopes (2002)	Calcário basal da Formação Sete Lagoas	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	590 – 600	Início da idade de deposição <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr = 0,7076 a 0,7079
Sete Lagoas	Babinski e Kaufman (2003)	Carbonato	Pb-Pb	740 ± 22	Idade de deposição da Fm. Sete Lagoas, correlação com os carbonatos de capa da Formação Maieberg, Cráton do Congo
Sete Lagoas	Babinski et al. (2007)	Carbonato	Pb-Pb	740	Idade de deposição
Sete Lagoas	Warren et al. (2014)	Trombolitos e grainstones na porção mediana da Formação Sete Lagoas	Cloudina sp.	< 549	Idade máxima de deposição do Bambuí
Lagoa Formosa	Paula-Santos et al. (2015)	Ardósias	U-Pb	550, pico a 593 ± 17	Idade máxima de deposição da Formação Lagoa Formosa
São Francisco	Paula-Santos et al. (2015)	Carbonatos	U-Pb	560	Idade máxima de deposição da Formação Sete Lagoas
Sete Lagoas	Paula-Santos et al. (2017)	Calcário basal da Formação Sete Lagoas	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	635	Idade de deposição <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr entre 0,7074 e 0,7080
			U-Pb	635	Idade de deposição do carbonato de capa, pós Marinoano
São Francisco	Uhlein et al. (2017)	Conglomerado	U-Pb	630	Idade máxima de deposição da Formação Samburá
Buenópolis	Tavares et al. (2020)	Arenitos	U-Pb	527 ± 4	Idade máxima de deposição da Formação Três Marias
Serra dado Gortuba	Rossi et al. (2020)	Principais litofácies da Formação Três Marias	U-Pb	555 ± 17	Idade máxima de deposição ad Formação Três Marias

### 3.6. Contexto geotectônico e desenvolvimento da Bacia Bambuí

Trabalhos de correlação estratigráfica regional permitiram a elaboração de um modelo de evolução para toda a Bacia do São Francisco, com algumas divergências em relação ao ambiente geotectônico no qual as coberturas neoproterozoicas teriam se depositado. Alguns autores defendem a deposição durante um regime tectônico compressivo (orogênese Brasileira), com subsidência flexural por sobrecarga tectônica associada a uma bacia de antepaís (Chang et al., 1988; Thomaz Filho et al., 1998; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2001; Martins-Neto e Alkmim, 2001; Alkmim e Martins-Neto, 2001). Outros consideram a deposição em um regime tectônico extensional, gerador de bacias epicontinentais em margem passiva (D'el-Rey Silva, 1999; Campos Neto, 2000; Dominguez, 1993; Brito Neves, 1999).

No caso da Bacia Bambuí, os primeiros trabalhos já consideravam a deposição em uma bacia intracratônica (Pflug e Renger, 1973). Posteriormente foi admitida como uma bacia de antepaís relacionada a edificação da Faixa Brasília (Chang et al., 1988; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2001; Martins-Neto, 2009; Alkmim e Martins-Neto, 2011; Reis et al., 2017).

O tipo de bacia foi definido com base na geometria indicada pela distribuição regional dos sistemas deposicionais (Chiavegatto, 1992; Castro, 1997; Castro e Dardenne, 2000) e estudos de proveniência (Guimarães e Dardenne, 1998; Castro e Dardenne, 2000). No entanto, seções sísmicas regionais indicaram que o Grupo Bambuí possui características de bacia intracratônica na base, passando gradativamente para bacia de antepaís (Romeiro-Silva, 1997; Romeiro-Silva e Zalán; 2005; Zalán e Romeiro-Silva, 2007). Estruturas extensionais na porção sudoeste do Cráton do São Francisco, obtidas a partir de levantamentos sísmicos e campanhas de sondagem para hidrocarbonetos, têm indicado que o Grupo Bambuí apresenta uma geometria em cunha (Reis et al., 2017).

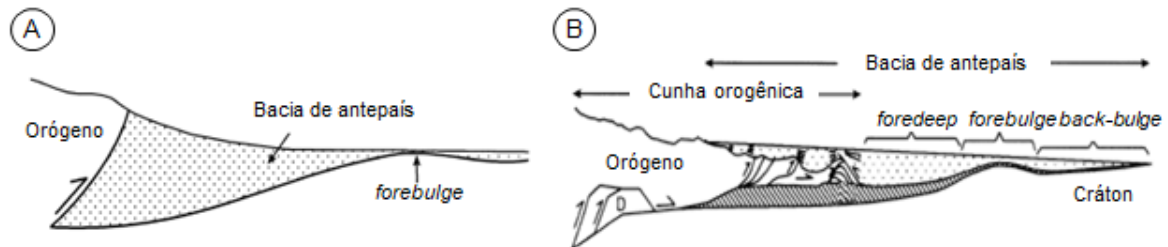
Estudos de proveniência mostram fontes neoproterozoicas, associadas principalmente à Faixa Brasília (Thomaz Filho et al., 1998; Guimarães, 1997; Castro e Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2001; Castro, 2004; Uhlein et al., 2017). Ocorrências de carbonatos na parte oeste (Nobre-Lopes, 1995; Vieira et al., 2007a; Iglesias e Uhlein, 2009) e padrões progradacionais nos altos de embasamento indicam proveniência de fontes cratônicas mais antigas que também alimentaram a bacia no Ediacarano (Reis et al., 2017). Idades U-Pb mais recentes que 560 Ma obtidas em zircão detrítico (Kuchenbecker, 2014; Warren et al., 2014; Paula-Santos et al., 2015; Tavares et al., 2020, Rossi et al., 2020), sugerem uma incompatibilidade entre a idade de deposição do Grupo Bambuí e a evolução da Faixa Brasília meridional, com evento colisional a 630 Ma, (Valeriano et al., 2004; Pimentel et al., 2011),



sendo proposto que, na porção leste a Faixa Araçuai também tenha contribuído como fonte de sedimentos para as formações Gorutuba e Três Marias (Kuchenbecker, 2014; Kuchenbecker et al., 2016, Reis et al., 2017; Tavares et al., 2020; Rossi et al., 2020).

A Bacia Bambuí é considerada uma bacia de antepaís relacionada à edificação da Faixa Brasília (Alkmim e Martins-Neto, 2011; Martins-Neto et al., 2001; Uhlein et al., 2004; Reis et al., 2017). Seguindo a subdivisão proposta por Decelles e Giles (1996), é possível diferenciar um depocentro (*foredeep*) a oeste, junto à Faixa Brasília, representado pelos conglomerados, arenitos e siltitos depositados em fan-delta (Formação Samburá) e em leque submarino (Formação Lagoa Formosa), interdigitados com o restante da sequência (Fig. 3.5). Os padrões progradacional e retrogradacional destes depósitos refletem os eventos de tectonismo com cavalgamentos e dobramentos episódicos da Faixa Brasília (Castro e Dardenne, 2000; Uhlein et al., 2017). Os depósitos distais (*forebulge*), consistem em uma rampa carbonática composta por calcários, localmente estromatolíticos, dolomitos e calcários argilosos (Castro, 1997; Castro e Dardenne, 2000; Uhlein et al., 2011; Uhlein et al., 2017). Os sedimentos marinhos da Formação Serra da Saudade (siltitos, ritmitos e arenitos), com o siltito glauconítico marcando a superfície de inundação máxima (Moreira et al., 2016; Uhlein et al., 2017), são, por fim, cobertos pelas fácies siliciclásticas da Formação Três Marias, que representa a sedimentação molássica típica de uma bacia antepaís, na qual um ambiente plataformal sob ação de ondas de tempestade evoluiu para a um sistema flúvio-deltaico (Chiavegatto, 1992; Chiavegatto et al., 1997; Chiavegatto et al., 2003; Iglesias 2007; Kuchenbecker, 2014; Kuchenbecker et al., 2016; Rossi et al., 2020).

**Fig.3.5. Modelo esquemático de bacia antepaís (modificado de Decelles e Giles, 1996): A) Compartimentação geral; B) Geometria e depozonas principais interpretados para a Bacia Bambuí.**

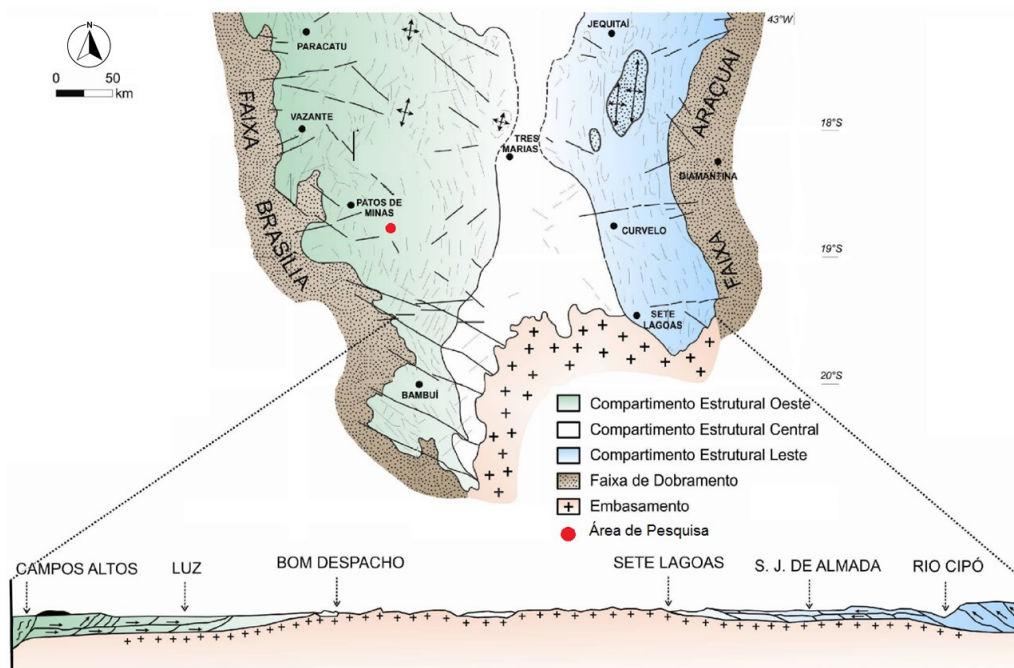


### 3.7. Geologia estrutural do Grupo Bambuí na Bacia do São Francisco

A porção sul da Bacia do São Francisco pode ser dividida em três compartimentos estruturais (Fig. 3.6 – Alkmim e Martins-Neto, 2001):

- Compartimento Oeste: porção externa da Faixa Brasília, com vergência estrutural para leste; dobras e falhas reversas orientadas preferencialmente NNE-SSW e com vergência para leste, metamorfismo incipiente. Na parte sul, as rochas neoproterozoicas do Grupo Bambuí praticamente não apresentam metamorfismo, as dobras e falhas reversas estão orientadas preferencialmente segundo NNE-SSW com vergência para leste, falhas transcorrentes sinistrais afetam inclusive o embasamento. Na porção norte, tem-se dobras de vários tipos e dimensões, orientadas NNW-SSE com vergência para ENE, falhas reversas e transcorrências destrais de orientação NE-SW, também com metamorfismo incipiente.
- Compartimento Central: porção central, onde as unidades neoproterozoicas do Grupo Bambuí estão praticamente indeformadas; metamorfismo praticamente inexistente.
- Compartimento Leste: porção externa da Faixa Araçuaí, que representa um cinturão epidérmico de antepaís com vergência para oeste; metamorfismo incipiente a de baixo grau, passando a de maior intensidade para leste, chegando à fácies xisto verde.

**Fig.3.6. Compartimentação estrutural do Grupo Bambuí na Bacia do São Francisco (modificado de Alkmim e Martins-Neto 2001).**



### **3.8. Litoestratigrafia regional do Grupo Bambuí**

Neste item será descrita a subdivisão estratigráfica adotada neste trabalho, conforme proposta de Dardenne (1978), acrescida das Formações Samburá e Lagoa Formosa, aflorantes no setor ocidental. No entanto, maior ênfase será dada à Formação Serra da Saudade, unidade de estudo desta tese.

#### **3.8.1. Formação Jequitaiá**

As principais exposições da Formação Jequitaiá ocorrem na região da cidade homônima e ao longo das serras do Cabral, Água Fria e Bicudo (proximidades de Corinto, MG), na porção leste da bacia e em Cristalina (GO). A formação é composta principalmente por diamictitos, com raros pelitos e psamitos, em discordância sobre as unidades superiores do Supergrupo Espinhaço (Dardenne e Walde, 1979; Hercos et al., 2008). É interpretada como de origem glacial (Karfunkel e Hoppe 1988; Uhlein et al., 2004, 2011a), com idades máximas de deposição em torno de 880 Ma (idade de zircão detrítico mais jovem, Rodrigues, 2008).

#### **3.8.2. Formação Sete Lagoas**

A Formação Sete Lagoas aflora principalmente no município homônimo, MG, com unidades correlatas ao longo de toda a bacia, na região de Arcos e Pains, na região de Januária (onde recebe o nome de Formação Januária) e na Serra de São Domingos, GO (Dardenne, 1978). É composta por margas, pelitos, dolomitos, calcários, localmente estromatolíticos (Dardenne, 1981). A porção basal é formada por calcilutitos com leques de pseudomorfos de aragonita (Vieira et al., 2007a). Esta formação é interpretada como depositada em rampa carbonática dominada por ondas de tempestades em dois ciclos regressivos (Vieira et al., 2007a). A porção basal é interpretada como uma sucessão pós-glacial de carbonatos de capa (Babinski et al., 2007).

#### **3.8.3. Formação Samburá**

A Formação Samburá aflora apenas na seção sudoeste da Bacia do São Francisco. É composta por conglomerados (orto e paraconglomerados) com seixos de quartzo, xisto, gnaisses, quartzitos e filitos, intercalados com siltitos feldspáticos e argilitos (Magalhães, 1988, Castro, 1997). Foi interpretada como depósito de fan-delta, proveniente da Faixa Brasília (Castro e Dardenne, 2000).

#### **3.8.4. Formação Serra de Santa Helena**

A Formação Serra de Santa Helena aflora principalmente na seção sudoeste da Bacia do São Francisco, sobreposta aos carbonatos da Formação Sete Lagoas. É constituída por siltitos micáceos, folhelhos e margas cinza-esverdeados; siltitos avermelhados, com estratos plano paralelos e marcas de onda, além de intercalações métricas de raros calcários cinza-escuro (com alto teor de enxofre) e arenitos finos (Costa e Branco, 1961; Dardenne, 1978, 1981). Atinge grandes espessuras (300 m) na parte ocidental do Grupo Bambuí e cerca de 135 m de espessura no norte de Minas Gerais, de São Francisco a Itacarambi (Iglesias e Uhlein, 2009). Representa uma transgressão gradual sobre a plataforma carbonática da Formação Sete Lagoas e a deposição de uma sucessão predominantemente pelítica (Dardenne, 1978), em plataforma siliciclástica distal (Vieira et al., 2007a).

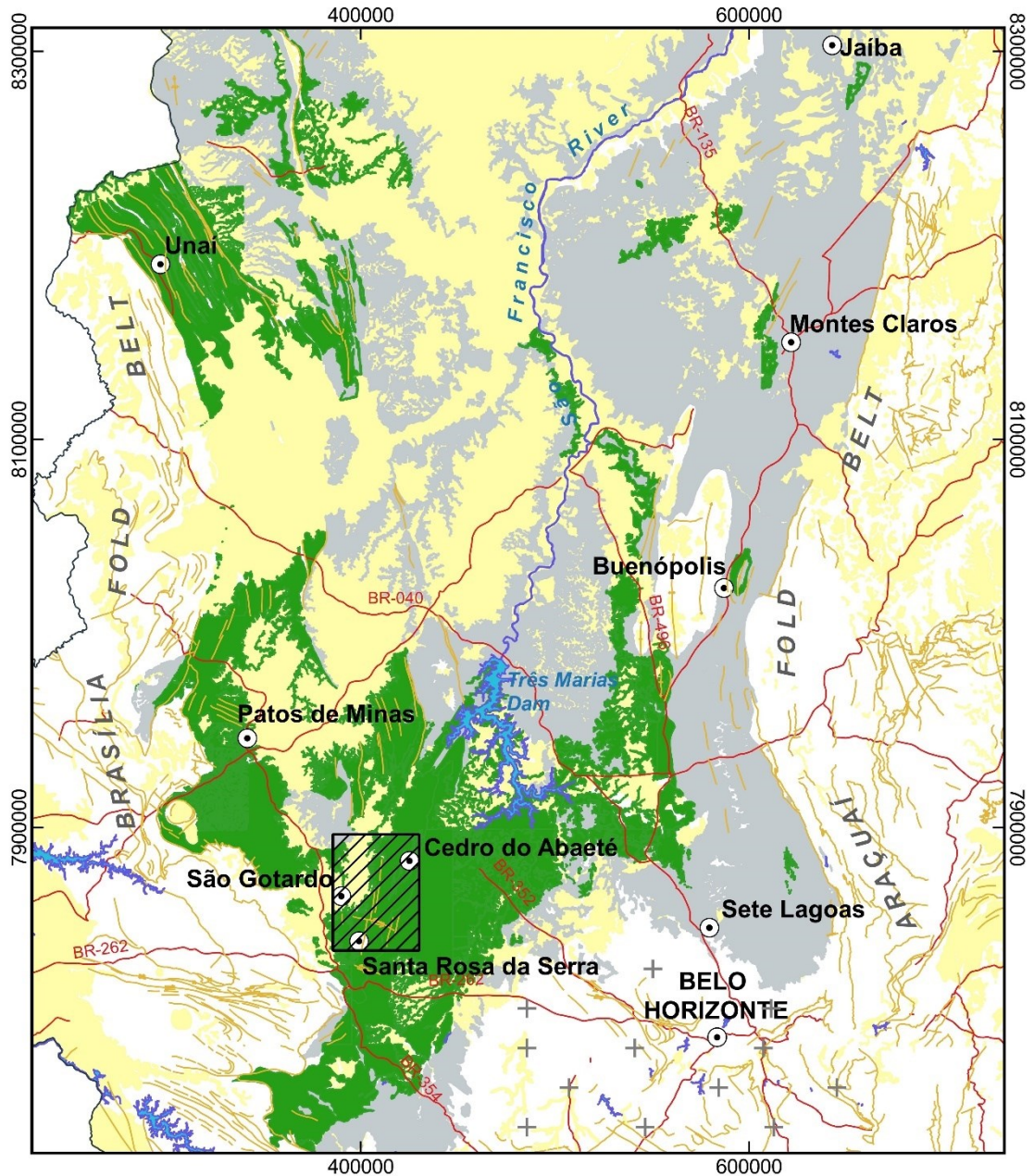
#### **3.8.5. Formação Lagoa do Jacaré**

A Formação Lagoa do Jacaré aflora principalmente na região da Serra do Cabral, em Montes Claros e Januária, norte de MG, sobre as unidades da Formação Serra de Santa Helena. Na Serra do Sabonetal atinge 140 m de espessura (Iglesias e Uhlein, 2009). É constituída por calcários negros, em estratos paralelos, separados por superfícies onduladas, localmente oolíticos e psolíticos, com nódulos de chert, intensa recristalização e alto teor de enxofre. Ocorrem também brechas intraclásticas, margas e intercalações de siltitos e folhelhos verdes com gretas de contração e estratificações cruzadas (Dardenne, 1978, 1981). Foi depositada em um contexto regressivo, sobre uma plataforma de alta energia, com retrabalhamento constante por ação de ondas de tempestades (Iglesias e Uhlein, 2009).

#### **3.8.6. Formação Serra da Saudade**

A Formação Serra da Saudade, unidade de interesse deste trabalho, tem suas exposições mais representativas na região homônima, entre os municípios de São Gotardo, Matutina e Cedro do Abaeté, MG, área de pesquisa. No estado de Minas Gerais, abrange 325 km na direção SW-NE e 170 km na direção SE-NW (Fig. 3.7– Silva e Pinto, 2014). Sua principal camada-guia são rochas de cor verde, denominadas informalmente de verdetes (Chaves et al., 1971).

**Fig. 3.7: Distribuição da Formação Serra da Saudade no estado de Minas Gerais (modificado de Silva e Pinto, 2014).**



**Legenda**

- ⊙ Município de referência
- Rodovia principal
- Elementos estruturais lineares
- Limite de estado
- Coberturas fanerozóicas (Grupos Areado e Mata da Corda - Cretáceo)
- Fm. Serra da Saudade - Ediacarano/Cambriano
- Grupo Bambuí Indiviso - Ediacarano/Cambriano
- Cinturões de dobramento - Neoproterozóico
- ⊕ Embasamento - Arqueano/Paleoproterozóico



0 50 100 km

UTM - WGS 1984 - 23 S



As pesquisas geológicas na região da Serra da Saudade tiveram início na década de 1960, com os trabalhos realizados pelo Professor Djalma Guimarães e pela Comissão do Vale do São Francisco, com foco na prospecção de fosfato em Cedro do Abaeté. Inicialmente a unidade foi considerada como formação superior do Grupo Bambuí (Costa e Branco, 1961), mas posteriormente, verificou-se o contato com a Formação Lagoa do Jacaré (Braun, 1968; Dardenne, 1978), sendo reposicionada abaixo da Formação Três Marias (ver Tab. 3.1).

A Formação Serra da Saudade compreende siltitos, arenitos, argilitos e folhelhos cinzas e verdes, intercalados por calcários negros, ricos em matéria orgânica, bem como calcários oolíticos e psolíticos (Dardenne, 1978). Do ponto de vista petrográfico, as rochas verdes foram caracterizadas primeiramente por Guimarães (1964) como xistos verde-azulados. Posteriormente outros trabalhos foram realizados, sobretudo na região de Cedro do Abaeté, com uma evolução do conhecimento petrográfico e, finalmente, identificando a glauconita como mineral principal, responsável pela cor verde (Tab. 3.5).

**Tab. 3.5: Evolução do conhecimento sobre as rochas verdes da Formação Serra da Saudade.**

Referência	Descrição
Guimarães (1964)	Xistos verde-azulados, com aspecto argiláceo, constituídos por hidromicas e hidrossilicato ferroso, similar ao folhelho quando decomposto
Guimarães (1967)	Folhelhos verdes
Guimarães e Dutra (1969)	Xistos azulados quando frescos, espessura entre 25 e 35 m, com maior espessamento nas charneiras de dobras sinclinais e diminuição nos anticlinais devido à erosão, extensão areal acima de 200 km <sup>2</sup> . teor de K <sub>2</sub> O varia de 4% na superfície a 8% nas rochas abaixo de 10 m de profundidade, se elevando com um aumento de profundidade.
Costa e Oliveira (1970)	Siltito verde com altos teores de K <sub>2</sub> O (6,2 – 10%) e baixo FeO (6,4%), composto predominantemente por illita, responsável pela cor verde.
Chaves et al. (1971)	Argilitos e siltitos verde-azulados, com teores de potássio acima de 7,5%. Por meio de petrografia convencional, identificaram duas fácies: i) hidro-micácea: formada por glauconita e illita, com pouco quartzo associado; ii) quartzo-micácea: depositada na borda da bacia, a menores profundidades, onde há maior contribuição detrítica.
Bonhomme (1976)	Siltito verde com illita, esmectita e clorita como constituintes da matriz, além de quartzo e feldspato potássico (não menciona a presença de glauconita)
Pereira (1987)	Argilito laminado, denso e às vezes compacto, intercalado com siltitos, pacote que representaria a sedimentação mista entre o argilito da base (estéril em potássio) e as rochas glauconíticas (minério). Por difração de raios X foram identificadas illita e glauconita como minerais principais.
Piza et al. (2011)	Metassedimentos pelíticos com predominância de glauconita, quartzo, feldspato potássico, albita, mica branca, clorita, magnetita, caulinita e opacos. Consideraram que a cor verde é dada pela presença de ferro. Neste trabalho, a petrografia foi baseada apenas em difração de raios X e microscopia ótica. Segundo os autores, o teor de K <sub>2</sub> O varia de 7 a 14%.
Silva et al. (2012 a, b)	Siltitos verdes com 7% em massa de K <sub>2</sub> O, associado à glauconita. Os teores de SiO <sub>2</sub> em torno de 65% estão relacionados ao quartzo. Também foram identificados clorita, serpentina e illita.

Na região de Cedro do Abaeté, foram reconhecidas cinco litofácies (Lima, 2005; Lima et al., 2007), conforme descrito a seguir (Fig. 3.8):

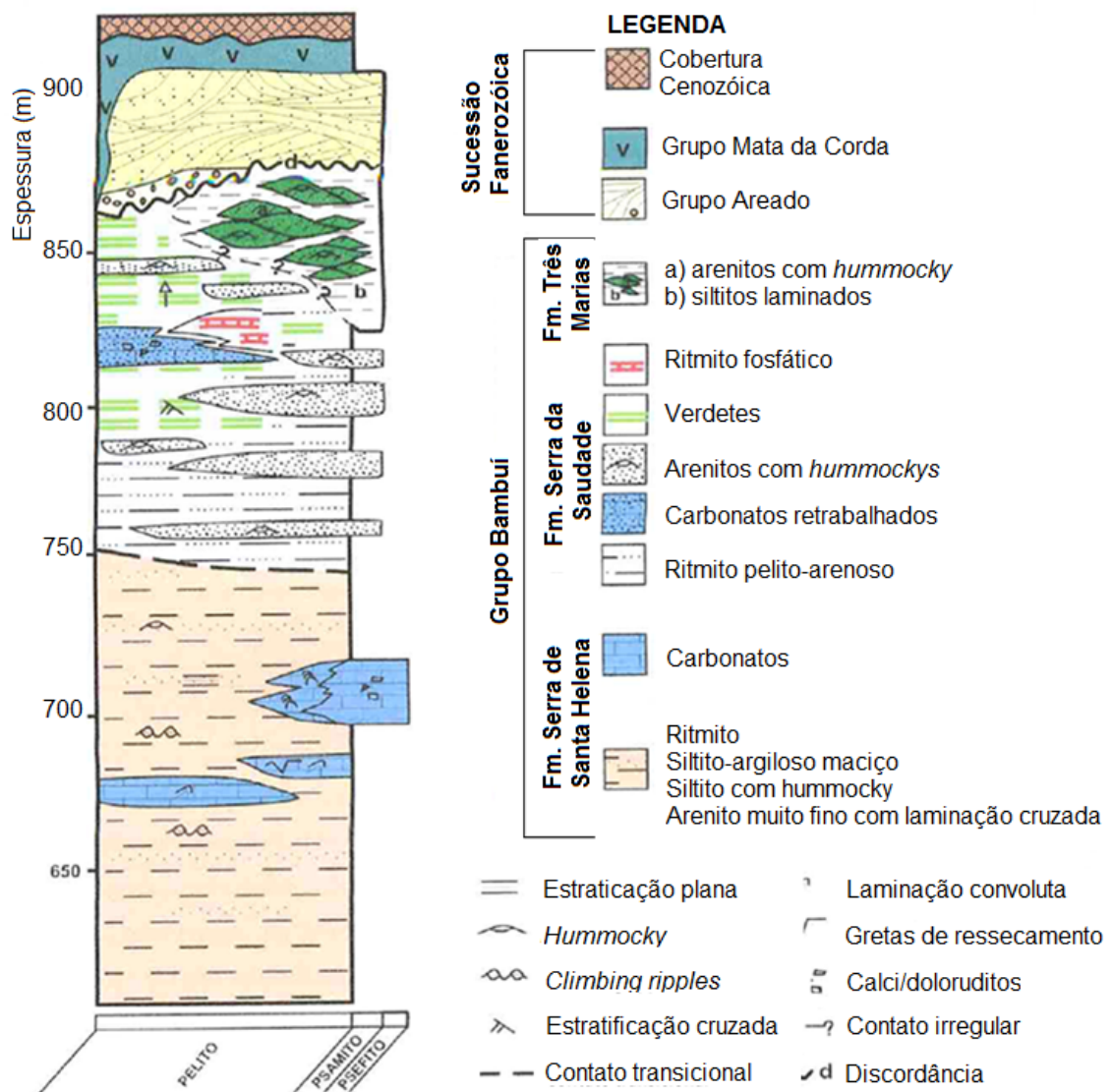
- ***Ritmitos pelito-arenosos:*** litofácies predominante na base da Formação Serra da Saudade, formada por arenitos médios a finos, ricos em micas brancas detríticas e às vezes calcita e dolomita. Os arenitos possuem estratificações planas e cruzadas, marcas onduladas simétricas e as camadas pelíticas, estrutura maciça. Os leitos pelíticos, com 0,5 a 15 cm de espessura, são esverdeados e maciços. As vezes são de cor verde, como na região de Cedro do Abaeté, as vezes mostram granocrescência ascendente.
- ***Carbonatos retrabalhados:*** corpos lenticulares de calcarenitos de granulometria fina a média e calciruditos que ocorrem na base ou no meio da sequência de ritmitos pelito-arenosos verdes.
- ***Ritmito fosfático:*** unidade pouco espessa (até 20 m), que ocorre acima dos carbonatos retrabalhados e intercalada em verdetes. São ritmitos areno-pelíticos cinza claros, com lâminas escuras, quase pretas, estratiformes ou lenticulares, ricos em wavelita e apatita, com teores de  $P_2O_5$  entre 3 e 14%, podendo atingir até 25% em alguns pontos.
- ***Arenito fino com estratificação hummocky:*** bancos acamadados ou lenticulares de arenitos imaturos finos a muito finos predominam em direção ao topo da Formação Serra da Saudade. Algumas camadas são maciças, feldspáticas, outras ricas em mica branca detrítica, estratificadas paralelamente ao  $S_0$ . Entre os estratos ocorrem estratificações cruzadas do tipo *hummocky*, que evidenciam eventos de tempestades num ambiente plataformal.

A oeste do Rio Indaiá, entre São Gotardo/Matutina, foram descritas três litofácies principais (Moreira et al., 2016):

- ***Siltitos cinza:*** siltitos cinza escuro a bege, com lâminas argilosas verde-escuro ocorrem na base e gradam para ritmitos argilosos.
- ***Ritmitos argilosos:*** ritmitos silto-argilosos, formados pela alternância de níveis avermelhados e níveis brancos e/ou verdes.
- ***Siltitos verdes:*** tanto os siltitos cinza da base, quanto os ritmitos gradam para siltitos verdes, formados predominantemente por glauconita, responsável pela cor

verde. Níveis com maior quantidade de glauconita refletem em teores de  $K_2O$  mais elevados.

**Fig. 3.8. Coluna estratigráfica esquemática da Formação Serra da Saudade (Lima, 2005).**



A Formação Serra da Saudade foi interpretada como depositada em ambiente plataformar com influência de correntes de turbidez e episódios de tempestade, resultando em um padrão de engrossamento ascendente (*coarsening upward*), no qual os depósitos de fosfatos foram precipitados em um ambiente mais profundo e redutor, sendo reconcentrado na forma de fosforitos devido ao retrabalhamento por ondas de tempestades (Uhlein et al. 2004; Lima, 2005, Lima et al., 2007). Já a glauconita teria se concentrado na porção mais profunda da bacia, marcando uma superfície de inundação máxima (Moreira et al., 2016; Uhlein et al., 2017).



Moreira (2015), sugere que existem diferenças entre a estratigrafia da região de São Gotardo e a de Cedro do Abaeté, tanto do ponto de vista estratigráfico, quanto mineralógico, uma vez que os teores anômalos de potássio estão associados aos níveis ricos em glauconita (Moreira et al., 2016). Com isso, siltitos verdes com alto teor de potássio (>10% K<sub>2</sub>O) e glauconita (>40%) foram denominados de siltitos glauconíticos (Nader e Ackroyd, 2017). Os recursos minerais atingem 1,47 bilhões de toneladas, com espessura da camada entre 15 e 80 m (Nader e Ackroyd, 2017).

### **3.8.7. Formação Lagoa Formosa**

A Formação Lagoa Formosa aflora principalmente na região homônima, na porção oeste da Bacia do Bambuí. (Seer et al., 1987; 1989; Castro, 1997; Uhlein et al., 2011). Compreende uma associação de litofácies compostas por diamictitos, arenitos, siltitos, conglomerados e carbonatos, relacionada a uma sedimentação em leques submarinos em um contexto de bacia tipo antepaís proximal, associada ao soerguimento da Faixa Brasília. Diamictitos são considerados como depósitos por avalanches submarinas (*debris-flow*). Arenitos e siltitos com estratificação gradacional são considerados como depositados por correntes de turbidez distais. Jaspilitos representam sedimentação química, na quiescência da sedimentação siliciclástica. Carbonatos estromatolíticos e de retrabalhamento são associados a paleoaltos onde houve a precipitação de carbonatos (Baptista, 2004; Uhlein et al., 2011b). Esta unidade é considerada cronocorrelata às unidades do topo do Grupo Bambuí, sendo uma variação lateral da Formação Serra da Saudade (Uhlein, 2014).

### **3.8.8. Formação Três Marias**

A Formação Três Marias, originalmente definida como Arenito Pirapora (Eschwege 1833) e posteriormente renomeada (Costa e Branco, 1961), foi inicialmente posicionada abaixo da Formação Serra da Saudade (Costa e Branco, 1961). Esta sequência, definida como unidade de topo do Grupo Bambuí (Braun, 1968; Dardenne, 1978) é caracterizada por arcóseos, arenitos feldspáticos e siltitos com raras lentes de argilitos, com estratificações e laminações cruzadas de baixo ângulo e marcas onduladas incipientes, representando um ambiente plataformal raso, sob ação de ondas de tempestades (Iglesias, 2007). Na porção central da Bacia Bambuí, próximo à Represa de Três Marias, atinge espessuras de 180 a 250 m. Na Serra de São Domingos, MG, borda oeste da Bacia do São Francisco, pode alcançar espessuras de 1000 m (Chiavegatto, 1992).

## CAPÍTULO 4 – AGROGEOLOGICAL POTENTIAL OF GLAUCONITIC SILTSTONE FROM SÃO GOTARDO, MINAS GERAIS STATE, BRAZIL

Pesquisa Agropecuária Brasileira



### Agrogeological potential of glauconitic siltstone from São Gotardo, Minas Gerais State, Brazil

Journal:	<i>Pesquisa Agropecuária Brasileira</i>
Manuscript ID:	PAB-1465
Manuscript Type:	Regional Agrominerals
Area of knowledge:	MINERAL NUTRITION
Keyword:	glauconite, gradual releaser of fertilizer, potash, Bambuí Group

SCHOLARONE™  
Manuscripts

<https://mc04.manuscriptcentral.com/pab-scielo>

**Autores** Débora Silvano Moreira, Alexandre Uhlein, Gabriel Jubé Uhlein, Cristiano Botelho Veloso, Rodrigo Estevam de Oliveira Mac Leod

## **Abstract**

The use of glauconite-rich rocks as direct application potassium fertilizer is recognized since 1700 in the United States. In Brazil, the main occurrence of glauconite is related to the Serra da Saudade Formation, Bambuí Group, a Neoproterozoic sedimentary basin. In this unit, two lithological facies were recognized: the glauconitic siltstone is a dark-green siltstone with K<sub>2</sub>O grades up to 10% and 40 to 80% of glauconite; the green siltstone contains minor occurrences of glauconite and lower K<sub>2</sub>O grades and occurred interbedded with rhythmites and sandstones. Glauconitic siltstone represents a deeper environment in the marine basin, compared to the green siltstone, related to a shallow platformal environment. Glauconite is an authigenic phyllosilicate formed in specific conditions where the K<sub>2</sub>O contents reflect their maturity. Glauconitic siltstone has K<sub>2</sub>O grades around 10% and glauconite content around 40%. Green siltstone has less glauconite and occasionally less K<sub>2</sub>O. Due to the glauconite geochemistry and crystalline structure, glauconitic siltstone is a gradual release potash source.

**Index terms:** glauconite, Bambuí Group, gradual releaser of fertilizer, potash.

## **Resumo**

A utilização de rochas ricas em glauconita é reconhecida desde 1700 nos Estados Unidos como fertilizante potássico de aplicação direta. No Brasil, a principal ocorrência de glauconita está relacionada à Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí, uma bacia sedimentar Neoproterozóica. Nesta unidade foram reconhecidas duas litofácies: o siltito glauconítico é um siltito verde-escuro, com teores de K<sub>2</sub>O acima de 10% e com 40 a 80% de glauconita; o siltito verde contém menores concentrações de glauconita e teores de K<sub>2</sub>O mais baixos, e ocorrem intercalados com ritmitos e arenitos. O siltito glauconítico representa uma porção mais profunda no ambiente deposicional marinho, em comparação com o siltito verde, relacionado a um ambiente plataformal raso. A glauconita é um filossilicato autigênico formado em condições específicas onde o teor de K<sub>2</sub>O reflete a maturidade do mineral. O siltito glauconítico tem K<sub>2</sub>O em torno de 10% e teor médio de 40% de glauconita. O siltito verde possui menos glauconita e geralmente menos K<sub>2</sub>O. Devido à geoquímica da glauconita e sua estrutura cristalina, o siltito glauconítico é uma fonte de potássio de liberação gradual.

**Termos para indexação:** glauconita, Grupo Bambuí, fertilizante de liberação gradual, potássio.

## 4.1. Introduction

Brazil imports over 95% of all potassium and is the second world's largest consumer. Brazilian soils are generally poor in potassium and its exuberant agriculture will continue to increase the demand for this nutrient in future.

The main source of potassium is Potassium Chloride (KCl). Its highly soluble chemical nature presents a major disadvantage to Brazil given its extremely weathered soils and a tropical climate. KCl also contains virtually as much chloride as potassium. Chloride kills soil microorganisms responsible for storing CO<sub>2</sub> in soils (Yan et al., 2015; Kannan et al., 2017). This should become a challenge for its wide usage in the coming years.

The use of glauconite-rich rocks is recognized throughout the centuries. In the United States, a glauconite rich rock known as Greensand has been used since 1700 as a direct application potash fertilizer (Prakash and Verma, 2018). In Brazil, glauconite is found in the green colored lithofacies of the Serra da Saudade Formation, Bambuí Group, a late Neoproterozoic sedimentary basin (Lima et al., 2007; Piza et al., 2011; Santos et al., 2015; Moreira, 2015; Moreira et al., 2016; Uhlein et al., 2017).

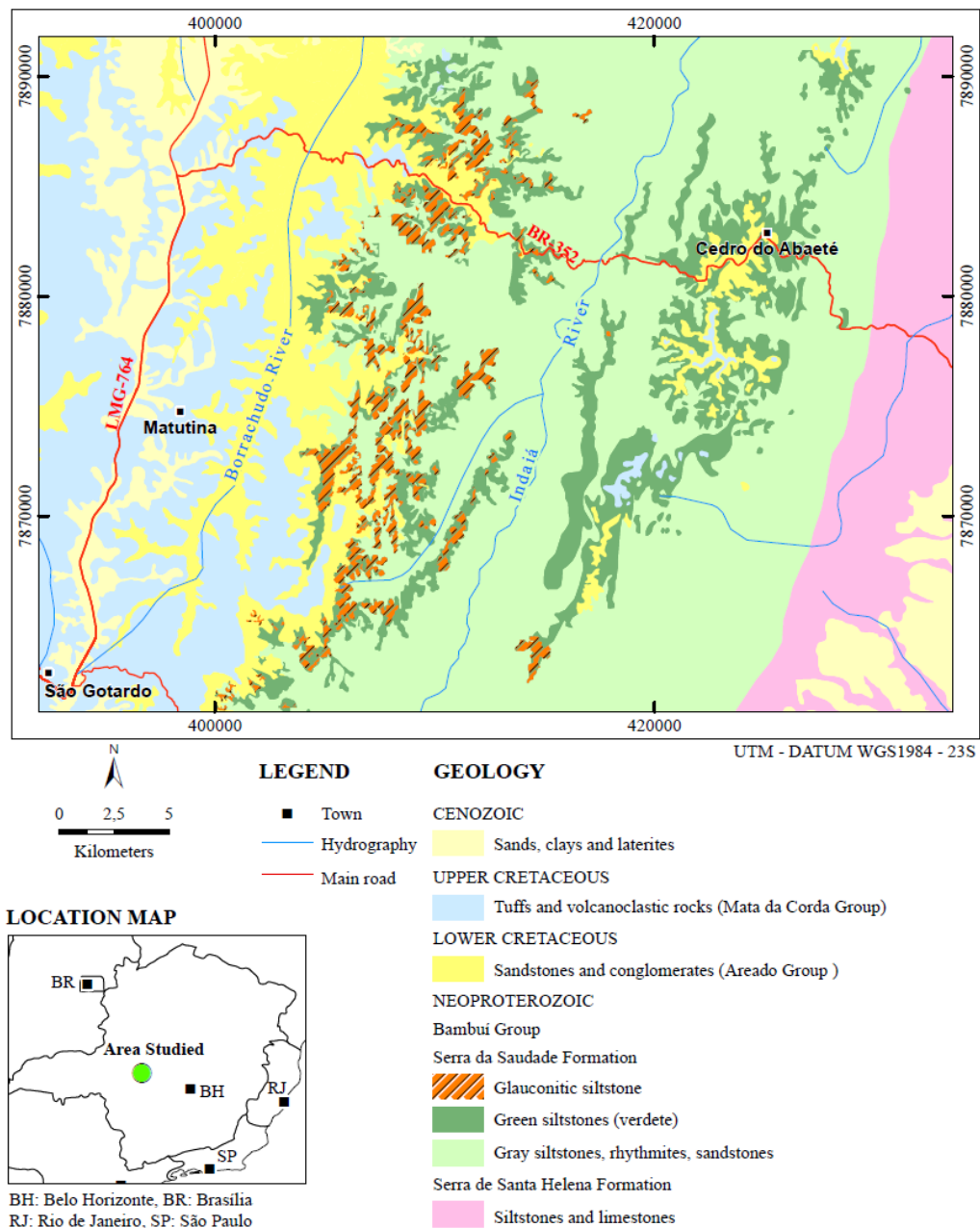
The São Gotardo region is mainly underlain by Neoproterozoic and Cretaceous rock units which are partly covered by Cenozoic sandstones, lateritic sediments and soils (Fig. 4.1). The basal unit is the Serra de Santa Helena Formation from Bambuí Group, which comprises siltstones and limestones. The overlying unit is the Serra da Saudade Formation (also Bambuí Group), formed by siliciclastic sediments that were deposited in an epicontinental marine platform in the late Neoproterozoic (Dardenne, 1978; Lima et al., 2007; Uhlein et al., 2017). This unit is represented by rhythmites, siltstones, sandstones and rare carbonates, including the glauconitic siltstone (Dardenne, 1978; Uhlein et al., 2004; Lima et al., 2007; Moreira, 2015, Moreira et al., 2016; Nader e Ackroyd, 2017). During the lower Cretaceous, the region was exposed to a period of erosion and deposition of terrigenous sediments of the Areado Group, followed by the extensive and dominant pyroclastic kamafugitic volcanism of the Mata da Corda Group of upper Cretaceous age (Sgarbi et al., 2001).

Various studies evaluated the agronomic efficiency of green rocks related to the Serra da Saudade Formation (Eichler and Lopes, 1983; Piza et al., 2011; Santos et al., 2015; Violatti, 2018) without a proper petrographic and mineralogical characterization. The indiscriminate use of “verdete” as a designation term to a green siltstone which outcrops mainly in the Cedro do Abaeté region of Minas Gerais, Brazil has misled agronomic researchers about the different

materials and its agronomic efficiency. The agronomic potential of rocks and minerals depends of the nutrient contents and their mineralogical distribution. So, it is important verify the mineral paragenesis as textural aspects to a better use of the lithotype as soil remineralization or slow release fertilizer.

The main objective of this study is to evaluate the stratigraphy, petrography and geochemistry of the lithofacies identified in the São Gotardo and Cedro do Abaeté region and establish the agronomic potential of the glauconitic siltstone as a potash source.

**Fig. 4.1. Location and geological map of the area studied (compiled from Chaves et al., 1971; Dardenne, 1978; Tuller and Silva, 2002; Lima et al., 2005; Moreira, 2015; Nader and Ackroyd, 2017).**



## 4.2. Materials and Methods

In this study, geological profiles were made with the support of regional maps (Chaves et al., 1971; Tuller and Silva, 2002; Moreira, 2015; Moreira et al., 2016) and detailed geological maps performed by Verde Fertilizantes Ltda with a 1:1,000 scale (Nader and Ackroyd, 2017), to obtain samples for petrographic and geochemical analysis.

In addition, the authors had access to an extensive geological database comprised by 435 drill holes (26,609 m) drilled at a nominal spacing of approximately 200 m by 200 m. A total of 420 reverse circulation drill holes (25,563 m) and 15 diamond drill holes (1,046 m) have been analyzed across the São Gotardo area. The drill core samples were collected at 1 m to 3 m intervals, previously assayed by a portable Innov-X Delta X-ray fluorescence equipment. Intervals which contained greater than 6% K<sub>2</sub>O were selected for X-ray fluorescence analysis in SGS Geosol Laboratories. Samples were fused with lithium tetraborate and analyzed by an X-Ray Fluorescence Spectrometer – AxiosmAX-Minerals® (PANalytical) for K<sub>2</sub>O.

Petrographic thin-sections were described using a transmitted light binocular microscope ZEISS AXIOSKOP 40 from Laboratório de Caracterização de Rochas Ornamentais in Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC/IGC/UFMG). An electronic microprobe with a dispersive energy spectrometer (EDS) analysis was performed in Centro de Microscopia da UFMG. The sample was metalized with carbon using a BAL-TEC MD20 metallizer. The qualitative analysis was performed on a JEOL 8900 microprobe, with acceleration of 20 KV, and 20 nA. Samples were analyzed by X-ray diffraction in CPMTC/IGC/UFMG. The diffractograms were interpreted using the Powder Diffraction File (International Center for Diffraction Data, 2013).

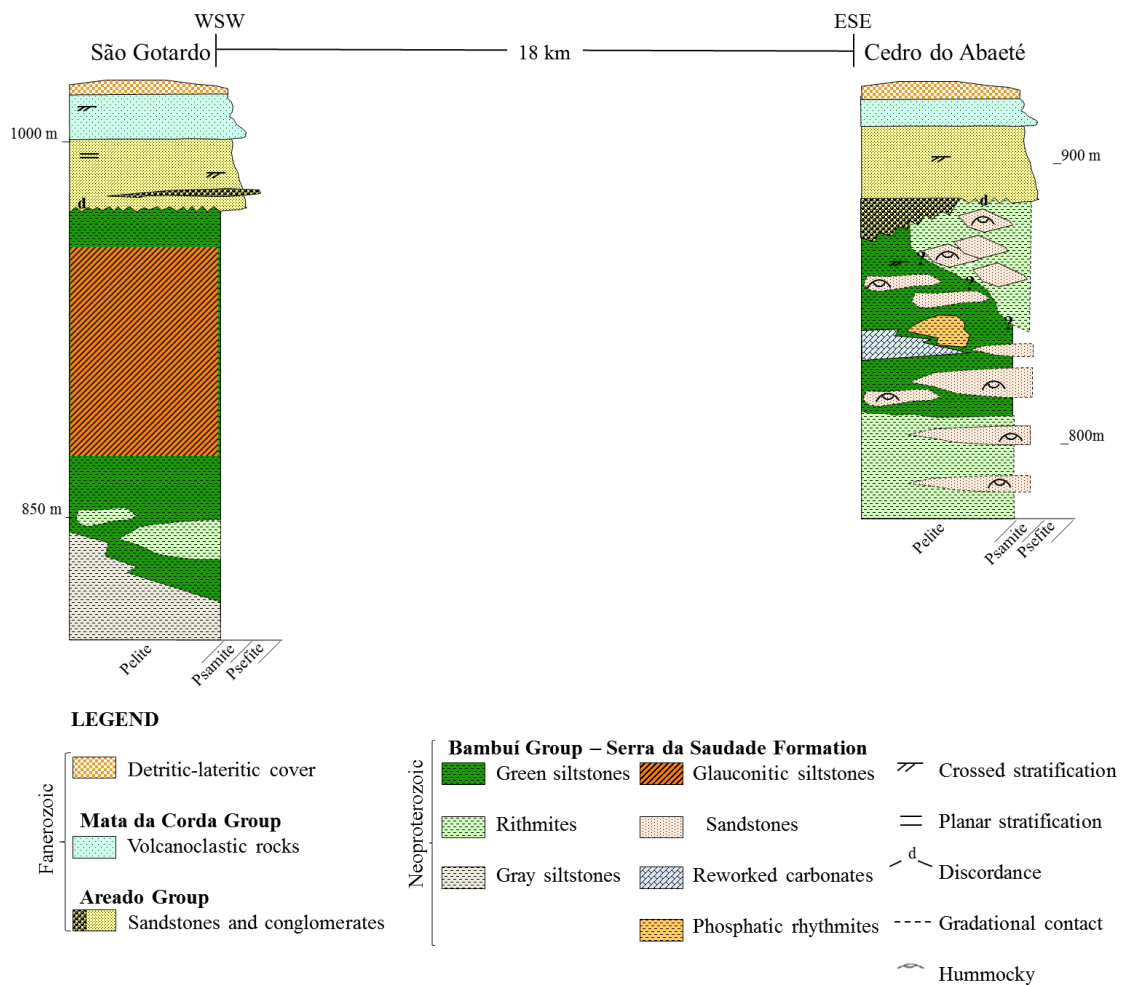
### 4.3. Results and Discussion

#### 4.3.1. Stratigraphy

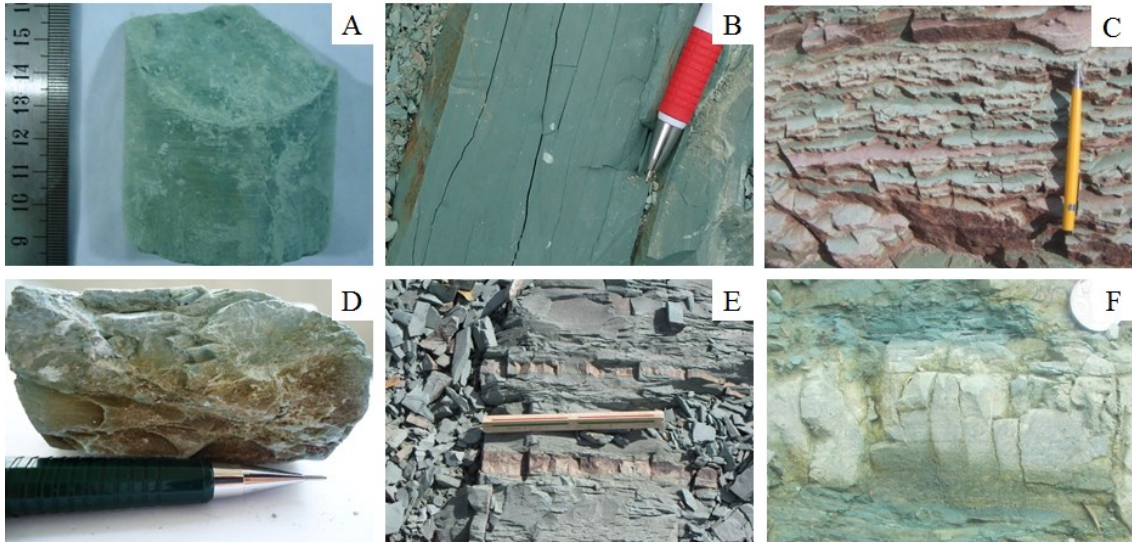
Field data (geologic mapping, bed by bed description and sampling), petrographic analysis and literature review, suggests that the stratigraphy of the glauconitic siltstone deposit, located in the São Gotardo region, is different from the green siltstone (verdete) found in the Cedro do Abaeté (Fig. 4.2).

In the studied area, between the municipalities of São Gotardo and Cedro do Abaeté (Fig. 4.1), six lithotypes with green color were recognized: i) green siltstone (Fig. 4.3A); ii) glauconitic siltstone (Fig. 4.3B); iii) silty-clayed rhythmmites, formed by intercalation between green siltstone and red or white mudstone (Fig. 4.3C); iv) gray siltstone (Fig. 4.3D); v) green sandy-silty rhythmmite (Fig. 4.3E); vi) green sandstone (Fig. 4.4E).

**Fig. 4.2. Lithostratigraphy of the Serra da Saudade Formation in the São Gotardo region (modified from Moreira, 2015; Moreira et al., 2016; Nader and Ackroyd 2017), compared to the Cedro do Abaeté region (modified from Lima et al., 2007).**



**Fig. 4.3. Lithofacies of the Serra da Saudade Formation: A) green siltstone; B) glauconitic siltstone; C) rhythmite (siltstone/mudstone); D) gray siltstone; E) rhythmite (siltstone/sandstone); F) green sandstone.**



### **I) Green siltstone**

On the eastern margin of the Indaiá River, in the Cedro do Abaeté region, green siltstone (Fig. 4.3B) and rhythmites (siltstone-sandstone intercalations) (Fig. 4.3E) gradually passes to fine-grained sandstones (Fig. 4.3F). Locally, phosphatic rhythmites and calcarenites occur interbedded with the green siltstones (Lima et al., 2007).

Green siltstone (verdete) exists along the both margins of the Indaiá River, in a trend of approximately 120 km x 20 km in area, being more predominant in the Cedro do Abaeté region (Fig. 4.1). The thickness of the green siltstone varies from 15 to 50 m. It is a laminated siltstone, composed by glauconite (up until 37%), quartz (24%), clay minerals (14%), kaolinite (11%), micas (7%), opaques and iron hydroxides (7%) (Piza et al., 2011; Santos et al., 2015). Dark green, massive siltstones are restricted to a few centimeters within the silty-clayed rhythmite (Lima et al., 2007). The K<sub>2</sub>O (weight percent) contents varies randomly, being more abundant in the hardest dark-green rocks, commonly ranging from 6.09 to 7.33 % (Piza et al., 2011; Santos et al., 2015). The geochemical and petrographic comparison between the lithotypes is summarized on Tab. 4.1.

### **II) Glauconitic Siltstone**

Glauconitic siltstone is interbedded to the green siltstone, predominantly concentrated on the western margin of the Indaiá River, in the São Gotardo region. The average thickness is 50 m up to 80 m. It is a dark-green, fine grained siltstone, usually laminated, alternating



with massive levels and a few intercalations of dark-green mudstone beds. Different from the green siltstone, the quartz-feldspar-rich intercalations have millimetric to centimetric thickness. According to Moreira et al. (2016), the mineral content is: glauconite (40-80%), quartz (10-20%), K-feldspar (10-15%), muscovite (5%), biotite (2%), titanium oxide and manganese oxide (<1%), goethite (<1%), barium phosphate and rare-earth elements phosphate (trace). The K<sub>2</sub>O content ranges from 6 to 12%, with an average grade of 10% (Nader and Ackroyd, 2017). Glauconite content and K<sub>2</sub>O grades are presented in Tab. 4.1.

### **III) Rhythmites**

The silty-clayed rhythmite is commonly interbedded with the green siltstone. They are formed by clayey reddish thin-levels intercalated with silty laminae, which color varies from green to reddish (Fig. 4.4C). The clayey thin-levels are rich in magnetite, iron oxides and goethite. The white sheets have silt granulometry and predominance of quartz, feldspar and mica. In the green sheets occur a few glauconite flakes. Glauconite content and K<sub>2</sub>O grades are presented in Tab. 4.1.

### **IV) Gray siltstones**

At the base of the Serra da Saudade Formation, predominate a gray-colored siltstone (Fig. 4.4D). The upper contact with green siltstone is transitional, with 2 to 3 m in width and contains intercalations of calciferous siltstone. The granulometry is fine silt and the color varies from dark gray to beige, but locally occurs dark green sheets. Lamination is incipient and defined by the alignment of micaceous minerals. The matrix is predominantly clayey and formed by sub-rounded and monocrystalline quartz and feldspar grains, without glauconite. The K<sub>2</sub>O grade is lesser than 6% (Tab. 4.1).

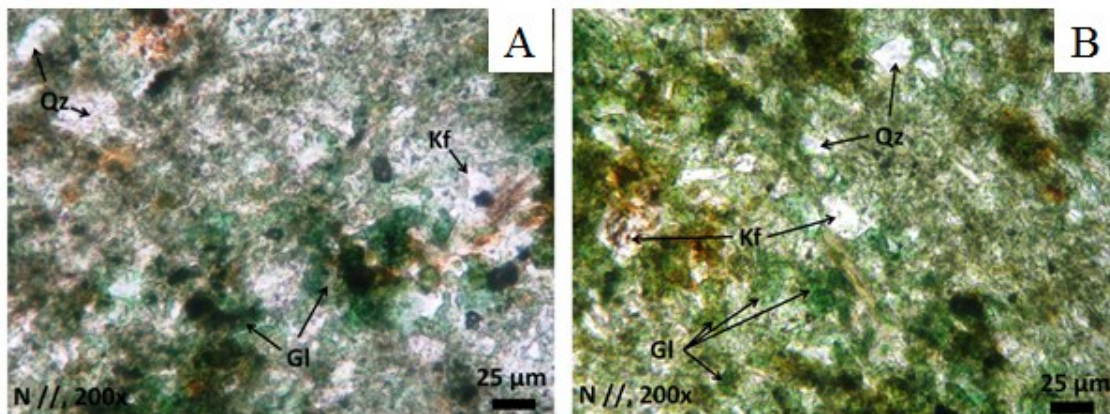
### **V) Sandy-silty rhythmites and sandstones**

In the Cedro do Abaeté region, the green siltstone is interbedded to sandstones, forming a rhythmite (Fig. 4.4E and Fig. 4.4F). Gradually, this unit is dominated by sandstones with hummocky cross stratification.

### 4.3.2. Petrography

Petrographic studies performed on thin sections and X-ray diffraction data confirms that the mineral responsible for the green color is the glauconite. In the green siltstone, glauconite occurs as placoid grains of 25  $\mu\text{m}$ , dispersed on the matrix rock (Fig. 4.4A). The glauconitic siltstone lamination is marked by the intercalation of glauconite-rich dark green laminae and quartz-rich levels, light green in color, with predominance of detrital minerals such as quartz and K-feldspar, but with a few dispersed grains of glauconite with 5 to 25  $\mu\text{m}$  (Fig. 4.4B). Tab. 4.1 summarizes the results from mineral geochemistry performed by microprobe and EDS on glauconite grains in the glauconitic siltstone.

**Fig. 4.4. (A) Photomicrography of green siltstone with glauconite grains dispersed in the matrix. (B) Glauconitic siltstone with accumulation of glauconite in the dark green layers, along with rounded grains dispersed in the quartz-feldspatic layers. GI: glauconite; Kf: K-feldspar; Qz: quartz. Parallel nichols, 200x (Moreira 2015).**



**Tab. 4.1. Glauconite content and  $\text{K}_2\text{O}$  grades in the lithotypes from Serra da Saudade Formation.**

Unit	Glauconite content (%)	Average $\text{K}_2\text{O}$ grade (%)
Gray Siltstone	Not identified	5.9
Green siltstone from Cedro do Abaeté <sup>1</sup>	37	6.0 – 7.3
Green Siltstone from São Gotardo	< 40%	6.5
Rhythmite	Green layers: < 40% Reddish/with layers: not identified	6.9
Glauconitic Siltstone <sup>2</sup>	40 – 80	10.4

1. Piza et al., 2011; Lima et al., 2007

2. Moreira et al., 2016; Nader and Ackroyd et al., 2017

### 4.3.3. Comparisons between glauconitic siltstone and the green siltstone

The Serra da Saudade Formation was deposited in a platformal environment with dynamic sea level fluctuations, as part of a regionally mapped transgressive sequence during Neoproterozoic (Uhlein et al., 2017). In a sequence stratigraphic context, glauconite is usually associated with maximum flooding surfaces at the end of transgressive systems tracts (Amorosi et al., 2007). Glauconite is an authigenic phyllosilicate of the mica group, formed via replacement of pre-existing illite or mica grains in marine environments where the supply of iron is high, conditions are suboxic and sediment influx is very low (Odin and Matter, 1981; Amorosi et al., 2007). The K content reflects the mineralogical maturity of glauconite. The highly evolved grains, with K<sub>2</sub>O higher than 8%, indicate a low sedimentation rate, deeper part of the sedimentary basin and additional residence time to the glauconitization process proceeds (Odin and Matter 1981; Rieder et al., 1998; Amorosi et al., 2007).

The glauconite in the glauconitic siltstone has K<sub>2</sub>O grades ranging from 8.55 to 10.64% (Tab. 4.1), reflecting in a high degree of maturity (Moreira, 2015), while Lima et al. (2007) describes the glauconite in the green siltstone as reworked grains. A transgressive phase on a sediment-starved sea floor offers favorable conditions for the glauconitization process. A regressive phase introduces a more energetic, oxidizing environment of higher sediment influx, which would inhibit glauconite authigenesis (Amorosi et al., 2007).

The glauconitic siltstone from the Serra da Saudade Formation represents a maximum flooding surface (Moreira, 2015; Moreira et al., 2016, Uhlein et al., 2017). The deposition of this lithotype occurred during a period of maximum sea level rise in starved-basin conditions. Short-lived progradations introduced sandy inputs (episodes of higher sedimentation rate), depicted by intercalations of rhythmites and sandstones found in Cedro do Abaeté (Fig. 4.2). While the glauconitic siltstone from the São Gotardo area was formed in a deeper and stable marine environment, the green siltstone of the Cedro do Abaeté are related to a shallower marine environment, with intercalations of sandstones with hummocky cross stratification. The reduction of glauconite contents could indicate that seafloor conditions during the deposition of these units were unsuitable for their formation, or that the glauconitization process was incomplete or seized.

Sediment influx can inhibit the glauconitization process by not allowing enough time for glauconitic minerals to mature (Harding et al., 2014). The few, small glauconite grains dispersed in the green siltstone and in rhythmite are often fractured, which may indicate an

allochthonous origin and that the glauconitization process did not occur during deposition of these lithotypes, comparing to the glauconitic siltstone, in which the glauconite concentration is related to massive and homogeneous fine-grained layers. The glauconitic siltstone reflects a depositional process in a low energy, deeper water depths, where the sedimentation rate was sufficiently slow and gentle for winnowing currents to provide Eh and pH conditions suitable for glauconite authigenesis (Amorosi et al., 2007).

The contrasting textural and mineralogical characteristics between the green siltstone (verdete) and the glauconitic siltstone (Tab. 4.1) reflects a change in environmental conditions during its deposition. The glauconitic siltstone is glauconite-rich, with  $K_2O$  grades around 10%. In contrast, the green siltstone, rhythmites and sandstones outcropping in the Cedro do Abaeté region, have predominance of detritic minerals, and the glauconite-rich layers are rare or absent. In this region, glauconite is probably allochthonous.

#### **4.3.4. Agronomic potential of the glauconitic siltstone**

The glauconitic siltstone applied as potash fertilizers increases dry material of aerial part (MSPA) and agronomic efficiency index (IEA), with results higher than KCl, the conventional potash fertilizer. It is also efficient in providing K, Si, and Mn for the plants (Violatti, 2018).

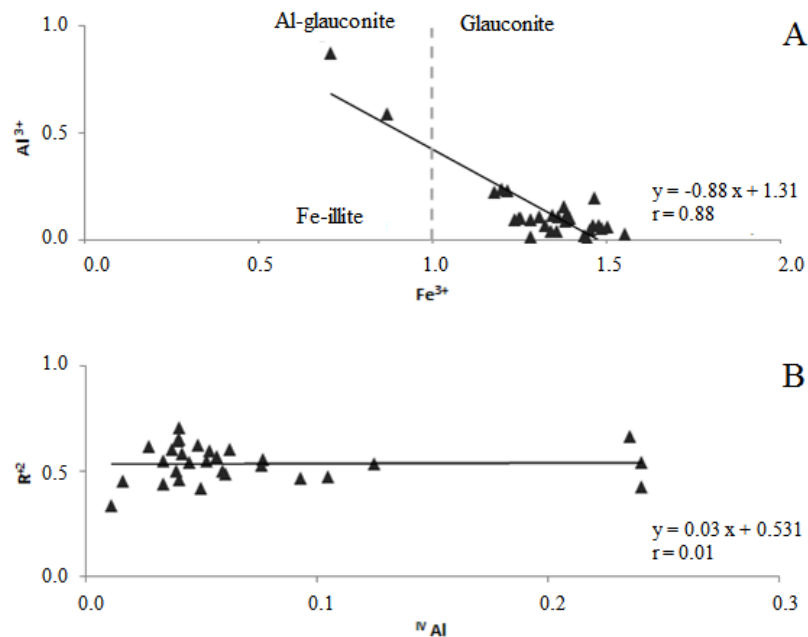
Pestitschek et al. (2012) described glauconite degradation over time. With climate changes, glauconite may be altered in color and chemistry, resulting in pseudomorphs of goethite and authigenic kaolinite. These changes are accompanied by the loss of K and Mg and considerable grain disaggregation. This process is usually accelerated by oxidizing and mildly acidic conditions. Potassium is slowly leached out from the rock by percolating waters. The escape of K from the crystal lattice led to the formation of smectite, making it partially available to plants.

The agronomic potential of glauconitic siltstone as a gradual release potash fertilizer could be directly associated to the glauconite type present in the rock. In the crystalline structure of glauconite there is an intercalation of an octahedral and two tetrahedral layers. Moreira (2015) identified from microprobe and EDS analysis (Tab. 4.2), a subtle negative linear correlation between Al and Fe contents in the glauconite, reflecting the Fe-Al substitution in the octahedral sites (Fig. 4.5A). Since the Al, which substitutes Si on the tetrahedral site, range from 0.01 to 0.24 ions per unit cell, to balance the charge deficiency a substitution of  $Fe^{3+}$  and  $Al^{3+}$  by bivalent cations, such as  $Fe^{2+}$  e  $Mg^{2+}$  in the octahedral sites is

required (Gruner, 1935). The absence of correlation between the tetrahedral Al and the bivalent cation (Fig. 4.5B) indicate charge instability during the Al-Fe substitutions. This relationship suggests that the substitution of Al by Fe and Mg on the octahedral sites results in the K capture by the mineral structure (Longuépée and Cousineau, 2006), reflecting in the highest K<sub>2</sub>O content in the glauconitic siltstone compared to the green siltstones.

The substitutions of ions for another type with minor valences in the octahedral layers (Al<sup>3+</sup> by Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>) and in the tetrahedral layers (Si<sup>4+</sup> by Al<sup>3+</sup>), without adjustments in the crystalline reticule, decrease the positive charges in the system, emerging a negative charge, converting the mineral in an anion. This anionic character facilitates the K<sup>+</sup> release during the ionic exchanges between the soil and glauconite grains (Malyovannyi et al., 2013; Franus and Bandura, 2014; Stomaite and Zagorskis, 2014).

**Fig. 4.5. Compositional graphs for glauconite (Longuépée and Cousineau 2006). A) Total Fe versus octahedral Al; B) absence of correlation between tetrahedral Al and bivalent cations (R<sup>2</sup>), indicating charges unbalance during substitutions of Al by Fe (Moreira 2015).**



Although some verdete samples present K<sub>2</sub>O levels around 10%, the low agronomic efficiency of green siltstone, rhythmites and sandstones from Cedro do Abaeté (Eichler e Lopes, 1983; Piza et al., 2011; Santos et al., 2015) is probably due to the thicker granulometry and low glauconite grade. The chemical and physical properties of the depositional paleoenvironment may have contributed to the discontinuance of the glauconitization process, lowering the maturity grade of the glauconite, which reflects in the lower agronomic efficiency of the rocks.

**Tab. 4.2. Results of mineral chemistry performed on glauconite grains by EDS and microprobe (Moreira, 2015).**

Point	Results (%)						Tetrahedral layer		Octahedral layer			Interlayer	Formula
	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (recalc.)	Si <sup>4+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	
2	10.11	1.89	5.04	22.52	55.23	25.02	3.95	0.05	0.11	1.35	0.54	0.58	K <sub>0.58</sub> (Al <sub>0.11</sub> . Fe <sub>1.35</sub> . Mg <sub>0.54</sub> )(Si <sub>3.95</sub> . Al <sub>0.05</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
3	10.24	1.08	4.09	23.81	52.95	26.46	3.96	0.04	0.05	1.49	0.46	0.50	K <sub>0.50</sub> (Al <sub>0.05</sub> . Fe <sub>1.49</sub> . Mg <sub>0.46</sub> )(Si <sub>3.96</sub> . Al <sub>0.04</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
4	9.97	2.20	4.55	23.22	55.02	25.79	3.94	0.06	0.13	1.39	0.49	0.55	K <sub>0.55</sub> (Al <sub>0.13</sub> . Fe <sub>1.39</sub> . Mg <sub>0.49</sub> )(Si <sub>3.94</sub> . Al <sub>0.06</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
5	10.23	2.94	4.33	22.98	54.38	25.53	3.91	0.09	0.16	1.38	0.46	0.56	K <sub>0.56</sub> (Al <sub>0.16</sub> . Fe <sub>1.38</sub> . Mg <sub>0.46</sub> )(Si <sub>3.91</sub> . Al <sub>0.09</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
7	10.39	1.00	4.64	24.15	54.92	26.83	3.96	0.04	0.05	1.46	0.50	0.54	K <sub>0.54</sub> (Al <sub>0.05</sub> . Fe <sub>1.46</sub> . Mg <sub>0.50</sub> )(Si <sub>3.96</sub> . Al <sub>0.04</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
8	10.07	1.06	3.88	24.07	52.96	26.74	3.97	0.03	0.06	1.51	0.43	0.47	K <sub>0.47</sub> (Al <sub>0.06</sub> . Fe <sub>1.51</sub> . Mg <sub>0.43</sub> )(Si <sub>3.97</sub> . Al <sub>0.03</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
10	10.21	3.51	5.39	20.39	56.03	22.66	3.94	0.06	0.23	1.20	0.57	0.62	K <sub>0.62</sub> (Al <sub>0.23</sub> . Fe <sub>1.20</sub> . Mg <sub>0.57</sub> )(Si <sub>3.94</sub> . Al <sub>0.04</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
11	10.29	0.97	4.01	23.53	52.94	26.14	3.98	0.02	0.07	1.48	0.45	0.47	K <sub>0.47</sub> (Al <sub>0.07</sub> . Fe <sub>1.48</sub> . Mg <sub>0.45</sub> )(Si <sub>3.98</sub> . Al <sub>0.02</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
12	10.22	1.78	5.51	22.06	55.76	24.51	3.96	0.04	0.11	1.31	0.58	0.63	K <sub>0.63</sub> (Al <sub>0.11</sub> . Fe <sub>1.31</sub> . Mg <sub>0.58</sub> )(Si <sub>3.96</sub> . Al <sub>0.04</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
13	10.63	2.39	3.05	23.71	53.93	26.34	3.99	0.01	0.20	1.47	0.34	0.35	K <sub>0.35</sub> (Al <sub>0.20</sub> . Fe <sub>1.47</sub> . Mg <sub>0.34</sub> )(Si <sub>3.99</sub> . Al <sub>0.01</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
14	10.03	0.92	3.78	25.34	53.77	28.15	3.95	0.05	0.03	1.56	0.41	0.46	K <sub>0.46</sub> (Al <sub>0.03</sub> . Fe <sub>1.56</sub> . Mg <sub>0.41</sub> )(Si <sub>3.95</sub> . Al <sub>0.05</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
16	9.96	2.74	4.98	22.86	54.27	25.39	3.87	0.13	0.11	1.36	0.53	0.65	K <sub>0.65</sub> (Al <sub>0.11</sub> . Fe <sub>1.36</sub> . Mg <sub>0.53</sub> )(Si <sub>3.87</sub> . Al <sub>0.13</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
19	10.26	2.03	4.29	23.92	53.27	26.57	3.89	0.11	0.07	1.46	0.47	0.57	K <sub>0.57</sub> (Al <sub>0.07</sub> . Fe <sub>1.46</sub> . Mg <sub>0.47</sub> )(Si <sub>3.89</sub> . Al <sub>0.11</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
20	10.04	2.00	4.95	23.25	55.12	25.83	3.92	0.08	0.09	1.38	0.53	0.60	K <sub>0.60</sub> (Al <sub>0.09</sub> . Fe <sub>1.38</sub> . Mg <sub>0.53</sub> )(Si <sub>3.92</sub> . Al <sub>0.08</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
21	8.55	1.98	4.80	24.03	56.61	26.70	3.94	0.06	0.10	1.40	0.50	0.56	K <sub>0.59</sub> (Al <sub>0.10</sub> . Fe <sub>1.40</sub> . Mg <sub>0.50</sub> )(Si <sub>3.94</sub> . Al <sub>0.06</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
22	9.96	1.68	6.19	21.18	56.11	23.53	3.96	0.04	0.10	1.25	0.65	0.69	K <sub>0.69</sub> (Al <sub>0.10</sub> . Fe <sub>1.25</sub> . Mg <sub>0.65</sub> )(Si <sub>3.96</sub> . Al <sub>0.04</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
26	10.22	1.61	5.77	22.61	56.15	25.12	3.94	0.06	0.07	1.33	0.60	0.67	K <sub>0.67</sub> (Al <sub>0.07</sub> . Fe <sub>1.33</sub> . Mg <sub>0.60</sub> )(Si <sub>3.94</sub> . Al <sub>0.06</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
29	10.29	0.82	5.82	22.53	55.80	25.03	3.97	0.03	0.04	1.34	0.62	0.65	K <sub>0.65</sub> (Al <sub>0.04</sub> . Fe <sub>1.34</sub> . Mg <sub>0.62</sub> )(Si <sub>3.97</sub> . Al <sub>0.03</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
30	10.37	0.67	5.05	23.82	54.30	26.46	3.95	0.05	0.01	1.45	0.55	0.60	K <sub>0.60</sub> (Al <sub>0.01</sub> . Fe <sub>1.45</sub> . Mg <sub>0.55</sub> )(Si <sub>3.95</sub> . Al <sub>0.05</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
31	10.35	0.91	5.70	22.83	55.72	25.37	3.96	0.04	0.04	1.36	0.60	0.64	K <sub>0.64</sub> (Al <sub>0.04</sub> . Fe <sub>1.36</sub> . Mg <sub>0.60</sub> )(Si <sub>3.96</sub> . Al <sub>0.04</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
32	10.64	0.57	4.77	22.44	51.79	24.93	3.97	0.03	0.02	1.44	0.54	0.58	K <sub>0.58</sub> (Al <sub>0.02</sub> . Fe <sub>1.44</sub> . Mg <sub>0.54</sub> )(Si <sub>3.97</sub> . Al <sub>0.03</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
34	10.15	1.70	6.10	21.28	56.07	23.64	3.96	0.04	0.10	1.26	0.64	0.68	K <sub>0.68</sub> (Al <sub>0.10</sub> . Fe <sub>1.26</sub> . Mg <sub>0.64</sub> )(Si <sub>3.96</sub> . Al <sub>0.04</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
38	10.01	3.38	5.65	20.11	56.13	22.34	3.95	0.05	0.23	1.18	0.59	0.65	K <sub>0.65</sub> (Al <sub>0.23</sub> . Fe <sub>1.18</sub> . Mg <sub>0.59</sub> )(Si <sub>3.95</sub> . Al <sub>0.05</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
39	10.27	1.75	5.90	21.73	55.97	24.14	3.95	0.05	0.10	1.28	0.62	0.67	K <sub>0.67</sub> (Al <sub>0.10</sub> . Fe <sub>1.28</sub> . Mg <sub>0.62</sub> )(Si <sub>3.95</sub> . Al <sub>0.05</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
41	10.38	3.82	5.39	21.25	57.23	23.61	3.92	0.08	0.23	1.22	0.55	0.63	K <sub>0.63</sub> (Al <sub>0.23</sub> . Fe <sub>1.22</sub> . Mg <sub>0.55</sub> )(Si <sub>3.92</sub> . Al <sub>0.08</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
42	10.30	0.66	6.69	21.80	56.23	24.22	3.96	0.04	0.01	1.28	0.70	0.74	K <sub>0.74</sub> (Al <sub>0.01</sub> . Fe <sub>1.28</sub> . Mg <sub>0.70</sub> )(Si <sub>3.96</sub> . Al <sub>0.04</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>

#### 4.4. Conclusions

The integration of stratigraphic, petrographic and geochemical studies provides a comprehensive framework to distinguish green siltstone (verdete) from glauconitic siltstone, a potash ore with agronomic potential.

Glauconitic siltstone has  $K_2O$  grades around 10% and glauconite content around 40%. Green siltstone has less glauconite and occasionally less  $K_2O$ . Due to the glauconite geochemistry and crystalline structure, glauconitic siltstone is a gradual release potash source.

#### 4.5. Acknowledgements

The authors are thankful for the financial support received from Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG CRA – APQ-01711-14) and from Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq Universal nº 447449/2014-1). We also acknowledge Verde Fertilizantes Ltda for supplying their exploration data for this research and the anonymous reviewers.

#### 4.6. References

- Amorosi, A.; Sammartino, I.; Tateo, F. Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach. *Deep-Sea Research*, v. II (54), p. 1364–1374, 2007.
- Bernardi, A. C. C.; Monte, B. M.; Paiva, R. P. Produção de matéria seca, extração e utilização de nitrogênio em aveia adubada com ureia misturada com zeólita. *Revista Agricultura*, v. 8, p.1-10, 2010.
- Chaves, A. G.; Heineck, C. A.; Tavares, W. P. Projeto Cedro do Abaeté. DNPM/CPRM. Belo Horizonte, 1971. 96p.
- Dardenne, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. Congresso Brasileiro de Geologia. Recife: SBG. p.597-610, 1978.
- Eichler, V. And Lopes, A. S. Disponibilidade do potássio do verdete de Abaeté, calcinado com e sem calcário magnesiano, para a cultura do milho (*Zea mays* L.) em solo de textura argilosa. *Ciência Prática*. v. 7, n. 2, p. 136-146, 1983.
- Franus, M. And Bandura, L. Sorption of heavy metal ions from aqueous solutions by glauconite. *Fresenius Environmental Bulletin*, v. 23, n. 3a, p.825-839, 2014.
- Gruner, J. W. The structural relationship of glauconite and mica. *The American Mineralogist*, p.699-714, 1935.
- Harding, S. C., Nash, B. P., Petersen, E. U., Bradbury, C. D. Dyar, M. D. Mineralogy and Geochemistry of the Main Glauconite Bed in the Middle Eocene of Texas: Paleoenvironmental Implications for the Verdine Facies. *Plos One*, v. 9, n. 2, 2014.
- Kannan, C. G., Perumalsamy, P., Thangavelu, M. Influences of Potassium Chloride Fertilization on Mycorrhizal Formation in a Tropical Alfisol. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, v. 48, n. 5, p.524-538, 2017.

Lima, O. N. B., Uhlein, A., Britto, W., Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, p.204-215, 2007.

Longuépée, H., And Cousineau, P. A. Constraints on the genesis of ferrian illite and aluminum-rich glauconite: potential impacts on sedimentology and isotopic studies. *The Canadian Mineralogist*, v. 44, p.967-980, 2006.

Malyovanny, M. Sakalova, S. Chomomaz, N. Nahurskyy, O. Water sorption purification from ammonium pollution. *Chemistry & Chemical Technology*, v. 7, n. 3, p.355-358, 2013.

Moreira, D. S. Estratigrafia, petrografia e gênese da mineralização de potássio em siltitos verdes (verdetes) do Grupo Bambuí na região de São Gotardo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2015. 125p.

Moreira, D. S. Uhlein, A. Fernandes, M. L. S., Mizusaki, A. M. Galéry, R. Delbem, D. Estratigrafia, petrografia e mineralização de potássio em siltitos verdes do Grupo Bambuí na região de São Gotardo, Minas Gerais. *Geociências*, v. 35, n. 2, p.157-171, 2016.

Nader, B.; Ackroyd, B. NI 43-101 Pre-Feasibility Technical Report - Cerrado Verde Project, Minas Gerais, Brazil. Verde AgriTech PLC. London, 2017. 219p.

Odin, G. S.; Matter, A. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, v. 28, p.611-641, 1981.

Pestitschek, B., Gier, S. Essa, M. Kurzweil, H. Effects of weathering on glauconite: evidence from the Abu Tartur Plateau, Egypt. *Clay and Clay Minerals*, v. 60, n. 1, p.76-88, 2012.

Piza, P. D. D. T., Bertolino, L. C., Silva, A. A. S., Sampaio, J. A., Luz, A.B. Verdete da região de Cedro do Abaeté (MG) como fonte alternativa para potássio. *Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 3, p.345-356, 2011.

Prakash, S., Verma, J. P., Does Glauconite be an Emerging and Potential Source of Potash Fertilizer? *Recent Advances in Petrochemical Science*, v. 4, n. 5, 2018. DOI: 10.19080/RAPSCI.2018.04.555649.

Rieder, M., Cavazzini, G. D'yakonov, Y. S. Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S. Koval, P. V., Muller, G. Neiva, A. M. R. Radoslovih, E. W., Robert, J., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. R. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, v. 36, p. 905-912, 1998.

Santos, W. O., Mattiello, E. M., Costa, L. M. Abrahão, W. A. P. Characterization of verdete rock as a potential source of potassium. *Ceres, Viçosa*, v. 62, n. 4, p 392-40, 2015. DOI: 0.1590/0034-737X201562040009.

Sgarbi, G. N. C., Sgarbi, P. B. A., Campos, J. E. G., Dardenne, M. A., Penha, U. C. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte: [s.n.], 2001. p. 93-138.

Stomaite, K. And Zagorskis, A. Research into efficiency of ammonia removal from polluted air using an adsorber with glauconite packing material. 9th International Conference Environmental Engineering. 22-23 May. Vilnius, Lithuania. 2014.



Tuller, M. P.; Silva, P. C. S. D. Carta Geológica Folha SE.23-Y-D-II - Dores do Indaiá - Escala 1:100.000. CPRM. Belo Horizonte. 2002.

Uhlein, A.; Lima, N. B.; Fantinel, L. M. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá: SBG. 2004. p. 30-61.

Uhlein, G. J., Uhlein, A., Halverson, G. P., Caxito, F. A., Cox, G. M. Early to Late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 2017. p. 101-116.

Violatti, I. C. A. Silito Glauconítico calcinado e não calcinado como fertilizante para *Urochloa brizantha* cv. Marandú. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Uberlândia. Uberlândia, 2018. 134 p.

Werneck, C. G., Breda, F. A., Zonta, E., Lima, E., Polidoro, J. C., Balieiro, F. C., Bernardi, A., C., C. Volatilização de amônia proveniente de ureia com zeólita natural. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 47, n. 3, p. 466-470, 2012.

Yan, N., Marschner, P., Cao, W., Zuo, C., Qin, W. Influence of salinity and water content on soil microorganisms. *International Soil and Water Conservation Research*, v. 3, n. 4, p. 316-323, 2015. DOI: 0.1016/j.iswcr.2015.11.003

# CAPÍTULO 5 – A CAMBRIAN AGE FOR THE UPPER BAMBUÍ GROUP, BRAZIL, SUPPORTED BY THE FIRST U-PB DATING OF VOLCANICLASTIC BED

Journal of South American Earth Sciences 99 (2020) 102503



Contents lists available at [ScienceDirect](#)

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jsames](http://www.elsevier.com/locate/jsames)



A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcaniclastic bed



Débora Silvano Moreira<sup>a,\*</sup>, Alexandre Uhlein<sup>b</sup>, Ivo Antônio Dussin<sup>c</sup>, Gabriel Jubé Uhlein<sup>b</sup>, Ana Maria Pimentel Misuzaki<sup>d</sup>

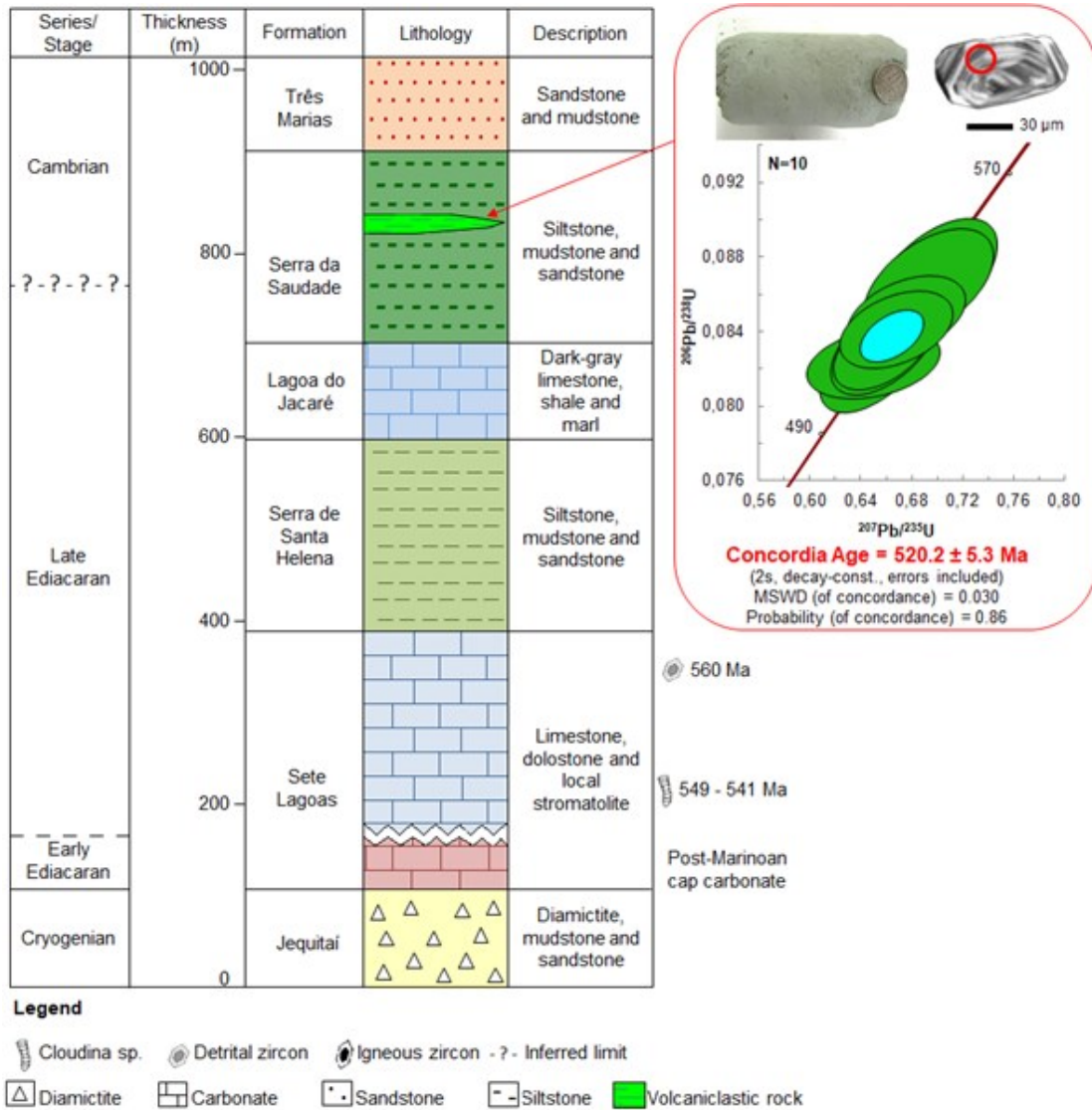
<sup>a</sup> Programa de Pós Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Campus Pampulha, Av. Antônio Carlos, 6627, 31270-901, Belo Horizonte, MG, Brazil

<sup>b</sup> Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Campus Pampulha, Av. Antônio Carlos, 6627, 31270-901, Belo Horizonte, MG, Brazil

<sup>c</sup> Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Rua São Francisco Xavier, 524, 4º andar, bloco A, 20.550-013, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

<sup>d</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil

## Graphical Abstract



## Highlights

- Stratigraphy, petrography and geochronology of Serra da Saudade Formation, Bambuí Group.
- The glauconitic siltstone was deposited in a foreland basin during low sedimentation rates and related to volcanic processes.
- The volcanoclastic layer described in the upper Bambuí Group reveals a sedimentation age of  $520.2 \pm 5.3$  Ma.
- The Bambuí Group spanned the Ediacaran-Cambrian boundary and was deformed during the Cambrian Period.

## **Abstract**

The Serra da Saudade Formation is part of the Bambuí Group, a cratonic cover from the western São Francisco craton. It is composed by siliciclastic sediments deposited in a foreland basin during a transgressive event. The Serra da Saudade Formation is mainly represented by rhythmites, siltstones (locally glauconitic) and rare sandstones. The glauconitic siltstone was deposited during a maximum flooding surface and sediment starvation, which allowed high concentrations of probable volcanic-sourced potassium. The interpretation of the depositional age of the Bambuí Group had multiple turnovers in the last decades. Finding and dating synsedimentary volcanic rocks is essential to solve this conundrum. This paper presents the first U-Pb direct dating of the Bambuí Group from zircon grains recovered from a volcanoclastic layer interbedded with glauconitic siltstones from the upper Serra da Saudade Formation. A total of 107 U-Pb ages were obtained by LA-ICP-MS and plotted into a Concordia diagram. The provenance signature comprises a wide range of detrital zircon ages (1.0-2.8 Ga). These data represent inherited zircon grains incorporated into the magma during magmatic activity that produced the volcanic sediment, or to dilution and reworking of volcanic ashes that mixed to fine-grained clastic sediments prior to deposition. A significant amount of 10 highly concordant, prismatic zircon grains clustered into a well constrained age of  $520.2 \pm 5.3$  Ma, which represent the explosive volcanic eruption age, and by extent, the depositional age of the upper Serra da Saudade Formation. Since the currently final thrust stacking ages from the Brasília Belt and the Araçuaí Belt are dated ca. 600 and 540 Ma, respectively, one must carefully look for the real age of the deformation event that affected the Bambuí Group over the São Francisco craton

**Keywords:** Geochronology; Petrography; Volcanic zircon, Direct dating, Glauconite

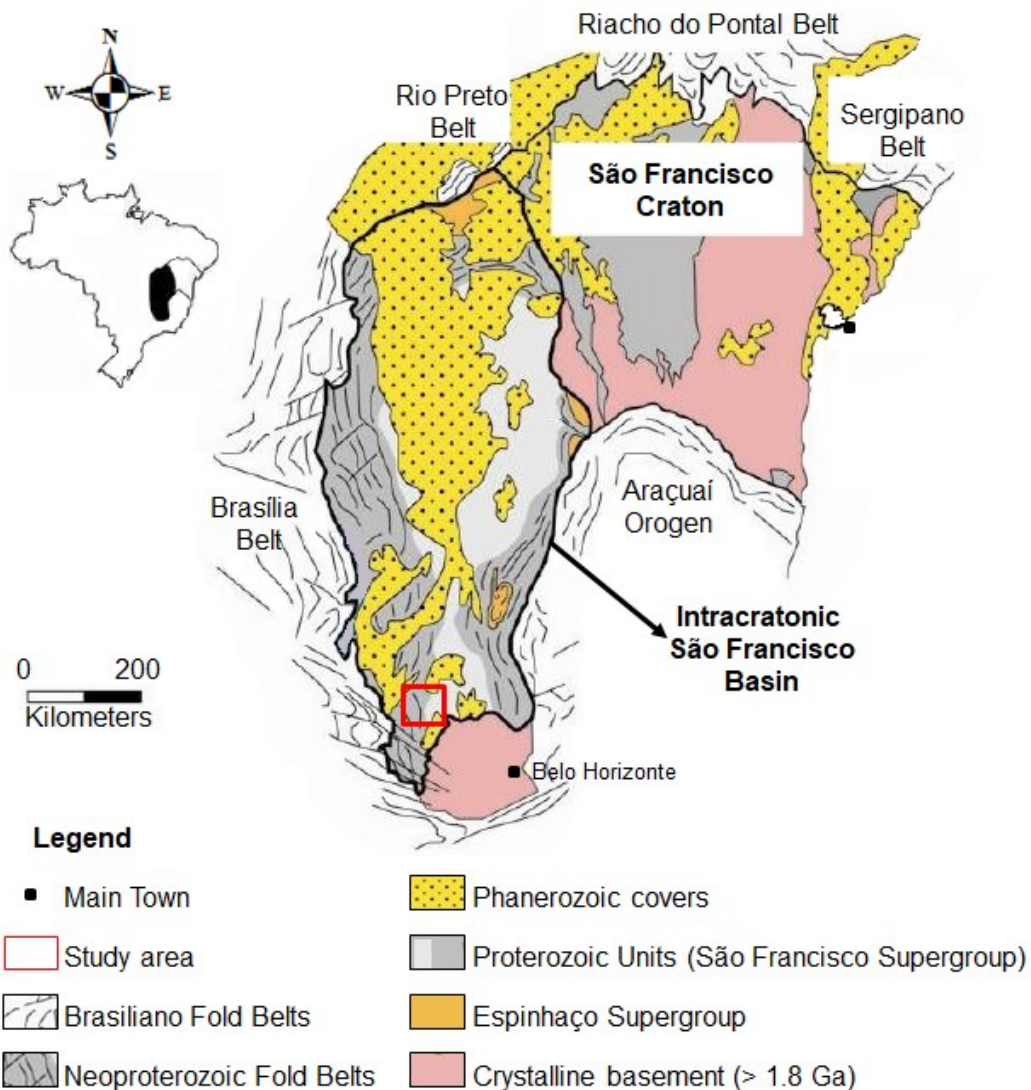
## Resumo

A Formação Serra da Saudade é parte do Grupo Bambuí, uma cobertura cratônica a oeste do Cráton São Francisco. É composta por sedimentos siliciclásticos depositados em uma bacia antepaís associada a um trato de sistemas transgressivo. É representada por ritmitos, arenitos, siltitos (localmente glauconíticos) e raras intercalações de arenitos. O silito glauconítico foi depositado em uma superfície máxima de inundação, durante um intervalo com baixas taxas de sedimentação, que permitiu as elevadas concentrações de potássio associadas a atividade vulcânica. A interpretação da idade de deposição do Grupo Bambuí tem sido objeto de várias controvérsias nas últimas décadas. Encontrar e datar rochas vulcânicas sinsedimentares é essencial para resolver este problema. Este artigo apresenta a primeira datação direta U-Pb do Grupo Bambuí a partir de grãos de zircão recuperados de uma camada de rocha vulcanoclástica intercalada nos siltitos glauconíticos da Formação Serra da Saudade. Um total de 107 idades U-Pb foram obtidas por LA-ICP-MS e plotadas em um diagrama concórdia. A assinatura de proveniência compreende um amplo espectro de grãos de zircão detríticos (1,0 a 2,8 Ga). Estes dados representam grãos de zircão herdados, incorporados ao magma durante a atividade que produziu o sedimento vulcânico, ou a diluição e retrabalho de cinzas vulcânicas que se misturaram a sedimentos clásticos de granulometria fina antes da deposição. Uma quantidade significativa de 10 grãos prismáticos de zircão resultou em uma idade concordante  $520,2 \pm 5,3$  Ma, que representa idade da erupção vulcânica e, conseqüentemente, a idade deposicional da Formação Serra da Saudade Superior. Como as idades finais de empilhamento por falhas inversas da faixa Brasília e da faixa Araçuaí são datadas em 600 e 540 Ma, respectivamente, deve-se procurar cuidadosamente a idade real do evento de deformação que afetou o Grupo Bambuí sobre o Cráton São Francisco.

## 5.1. Introduction

The Serra da Saudade Formation is part of the Bambuí Group, a sedimentary cover from the western São Francisco craton (Fig. 5.1), which was one of the paleocontinents involved in the assembly of Gondwana in late Neoproterozoic/Cambrian. The Brasiliano/Pan-African Araçuaí-West Congo Belt, to the east, the Brasília Belt, to the west, and the Rio Preto Belt, to the north, limit the São Francisco craton in central Brazil (Trompette, 1994; Cordani et al., 2000). The Bambuí Group has mixed carbonatic-siliciclastic sedimentary deposits that evolved as a foreland basin linked to the Brasilia Belt evolution, which is interpreted to be the main source area for the basin sediments (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2011; Alkmim and Martins-Neto, 2012; Reis et al., 2017; Uhlein et al., 2017).

**Fig. 5.1. Location of the study area in the geological context of the São Francisco craton and their marginal belts (modified from Alkmim and Martins-Neto, 2001; Alkmim, 2004).**



The interpretation of the depositional age of the Bambuí Group had multiple turnovers in the last decades. Rb-Sr isotopic data reported by Parenti Couto et al. (1981) suggested depositional ages of 600 Ma. Bonhomme et al. (1982) obtained ages at 690-560 Ma from Rb-Sr whole-rock isochrons on siltstones and mudstones from the Serra da Saudade Formation. Similarly, Rb-Sr and K-Ar data reported by Thomaz Filho et al. (1998) produced ages between 640 Ma for the lower basin and 540 Ma for the uppermost rocks. Later, the cap carbonate at the base of the Sete Lagoas Formation overlying the glaciogenic Jequitai diamictites was dated at 740 Ma by the Pb-Pb isochron method and thus a post-Sturtian glaciation (Cryogenian) cap carbonate was assigned to this interval (Babinski et al., 2007). However, the most recent collective datasets suggest that the lower Sete Lagoas Formation cap carbonate is younger and correlated to the post-Marinoan glaciation event, ca. 635 Ma (Caxito et al., 2012, 2018; Alvarenga et al., 2014; Crockford et al. 2016; Okubo et al., 2018; Uhlein et al., 2017, 2019). In addition, detrital zircons as young as 560 Ma were recovered from shales from the upper Sete Lagoas Formation (Paula-Santos et al., 2015). Finally, Warren et al. (2014) described the index fossil *Cloudina* sp. within thrombolite and grainstone beds in the middle Sete Lagoas Formation, ultimately defining a terminal Ediacaran age for the Bambuí Group. Thus, an apparent hiatus may separate the late Cryogenian/early Ediacaran Jequitai Formation (Marinoan glaciation) and lower Sete Lagoas Formation (post-Marinoan cap carbonate), from the remaining terminal Ediacaran (< 549 Ma) Bambuí Group.

In this view, finding and dating synsedimentary volcanic rocks along the Bambuí Group stratigraphy is essential to solve this age conundrum. This paper presents the first U-Pb direct dating of the Bambuí Group from zircon grains recovered from a tuff bed intercalated to glauconitic siltstones from the Serra da Saudade Formation. This new data has the potential to allow a more accurate understanding of the Bambuí Group tectono-sedimentary evolution within the São Francisco craton.

## **5.2. Methods**

For this study, geological profiles were performed with support of regional geological maps (Chaves et al., 1971; Tuller and Silva, 2003; Lima, 2005; Moreira, 2015; Moreira et al., 2016; Nader and Ackroyd, 2017). In addition, the authors had access to an extensive geological database comprised by a detailed geological map in a 1:1,000 scale and a total of 435 drill cores (25 thousand meters), drilled at a nominal spacing of approximately 200 m by 200 m by the Verde AgriTech Company in the São Gotardo and Matutina region. The drill cores were described in detail with the purpose of evaluate lithological variations of the

intercepted units, beside provide unweathered samples for petrographic and geochemical analysis.

Petrographic sections were described using a transmitted light binocular microscope ZEISS AXIOSKOP 40 from Laboratório de Caracterização de Rochas Ornamentais in Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa in the Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC/IGC/UFMG).

The whole rock and clay fraction X-ray diffraction (XRD) analysis was performed in the Centro de Microscopia e Microanálises – Instituto de Desenvolvimento e Pesquisa (IDEIA) – Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUC-RS), by the powder method, using a Bruker D8 Advance diffractometer, with copper tube, operating at 40kV and 30mA current, 2Theta from 3 to 70°, 0.015° pass and counting during 0.2s. At the CPMTC laboratory, the analysis was made using a XPERT-PRO system. The diffractograms graphics were interpreted by DIFFRAC.EVA V3.1 software, using the Powder Diffraction File database (International Center for Diffraction Data, 2013).

Two diamond cores were used to recovery samples to geochronological analysis: i) CV-DH-29 (19°14'21"S/45°53'41"W and 930m), a diamond drill core, from which were recovered the homonymous sample and the sample 29A; ii) CV-RC-559 (19°14'49"S/45°53'48"W and 917m), related to the sample RC-559. The boreholes are located at 800 meters from each other and the three samples represent the same stratigraphic horizon. Zircon grains were recovered using conventional methods: crushing, grinding, gravimetric separations using a vibrating table, and handpicked under binocular microscope. The final concentrate was mounted in epoxy disk and polished to expose grain centers. Backscattered electron (BSE) and cathode luminescence (CL) images were obtained from scanning electron microscope (SEM) JEOL 6510 of Laboratório de Imagens of Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). U-Pb isotopic analyses were performed with different ICP-MS equipment. BSE and CL images obtained from SEM revealed morphological features and internal structures of zircon grains. No analytical spot was performed on grain areas with inclusions, fractures or metamitic features. The isotopic data were performed in two laboratories and using three different methods as described below.

Isotopic data of the sample 29-A were performed at Multilab, located on the Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) on a multi-collector Neptune Plus instrument



(Thermo Fisher Scientific) with a pulsed Excimer ArF laser ( $\lambda = 193 \mu\text{m}$ ) that operated at a frequency of 10 Hz, 60 -70% energy and intensity of 0.6-0.9 J/cm<sup>2</sup> and a spot size of 25  $\mu\text{m}$ . The U-Pb data were calibrated using zircon GJ-1 (609 Ma – Jackson et al., 2004) as primary standard, and zircon 91500 (1065 Ma – Wiedenbeck et al., 2004) as secondary standard. Extreme errors were defined by error propagation of individual measures of GJ-1 and individual measures of each point. The data reduction was made using an MS Excel macro developed by Chemale et al. (2012). The evaluation for each spot was filtered considering the outliers with the Pb content, isotopic ratio errors, high discordance percent.

Isotopic data for sample RC-559 were carried out on a Thermo Finnigan Neptune LA-MC-ICP-MS, coupled with a 193  $\mu\text{m}$  G2 Photon-Machine laser ablation system, at the Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) in Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), according the procedure developed by Santos et al. (2017). The ablation was done with spot size of 30  $\mu\text{m}$ , at frequency of 6 Hz, 10% energy and intensity of 0.3 J/cm<sup>2</sup>. The recovery material from laser ablation was transported by Ar (~0.55 l/min), He (~0.18 l/min) and N (0.03 l/min). The U/Pb data were calibrated using zircon GJ-1 (609 Ma – Jackson et al., 2004) as primary standard; and Plesovice zircons (337 Ma – Slàma et al., 2008) and BB (560 Ma – Santos et al. 2017) as secondary standards. Extreme errors considered the internal reproducibility of individual reasons, external reproducibility of GJ-1, time analysis errors, differences between standards and Pb-common (Lana et al., 2017). The data evaluation for each spot was filtered considering outliers of Pb common contents, individual errors of isotopic ratios, high percentages of discordance. From selected point, just those with discordance below 10% were used to statistical calculation of maximum depositional age. Discordance below 5% was used to plot and determine the concordant age. Isotopic data were processed by electronic spreadsheet modified from Gerdes and Zeh (2006) and the corrections were performed to background, fractioning and the derivation of instrumental conjunct and Pb common correction.

Isotopic data for CV-DH-29 were acquired at LOPAG-UFOP using a LA-SF-ICP-MS (Thermo Fisher Scientific Element 2), coupled to a Photon-Machines 193  $\mu\text{m}$  laser system. Ablation was conducted in 20  $\mu\text{m}$  spots, using the peak jumping mode. The background measurements were performed during 20s and ablation for 20s. The isotopic data reduction was made using the GLITTER software (Van Achterbergh et al., 2001). The Pb common correction was applied using a spreadsheet macro MS Excel (Gerdes and Zeh, 2006), based on compositional Pb of Stacey and Kramers (1975).

Although the samples were analyzed by different methods, as they represent the same stratigraphic horizon, statistical analysis was performed considering results from all samples. Statistical treatment and plotting of data were achieved using the Isoplot/Ex4 program (Ludwig, 2000). Individual errors are presented at  $2\sigma$ . The elimination criteria were: i) discordance  $< \pm 5\%$  to determine the crystallization age for igneous rocks; ii) discordance  $< \pm 10\%$  to sedimentary rocks; iii)  $^{204}\text{Pb} < 5\%$ , measured by  $f\text{-}206$  or  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio; iv) individual errors in the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios  $< 8\%$ .

### 5.3. The Serra da Saudade Formation from the Bambuí Group

The lithostratigraphy of the Bambuí Group is composed by a basal diamictite-bearing unit (Jequitaiá Formation) deposited under glacial influence, overlapped by a thick ( $> 900$  m) marine shale-carbonate succession, comprising: i) Sete Lagoas Formation – limestones and dolomites; ii) Serra de Santa Helena Formation – shales, siltstones and rare limestones, iii) Lagoa do Jacaré Formation – mainly grainstones; iv) Serra da Saudade formation – siltstones, sandstones and rare limestones; v) Três Marias Formation – sandstones and siltstones (Dardenne, 1978; Dardenne, 2000; Kuchenbecker et al., 2015; Uhlein et al., 2011b; Uhlein et al., 2017, 2019).

The Serra da Saudade Formation is composed by siliciclastic sediments deposited in an epicontinental sea, represented by rhythmites, siltstones, sandstones and rare carbonates, including the glauconitic siltstone (Fig. 5.2 and 5.3), with  $\text{K}_2\text{O}$  grades up to 10% and phosphatic rhythmites (Dardenne, 1978; Lima et al., 2007; Moreira et al., 2016; Nader and Ackroyd, 2017).

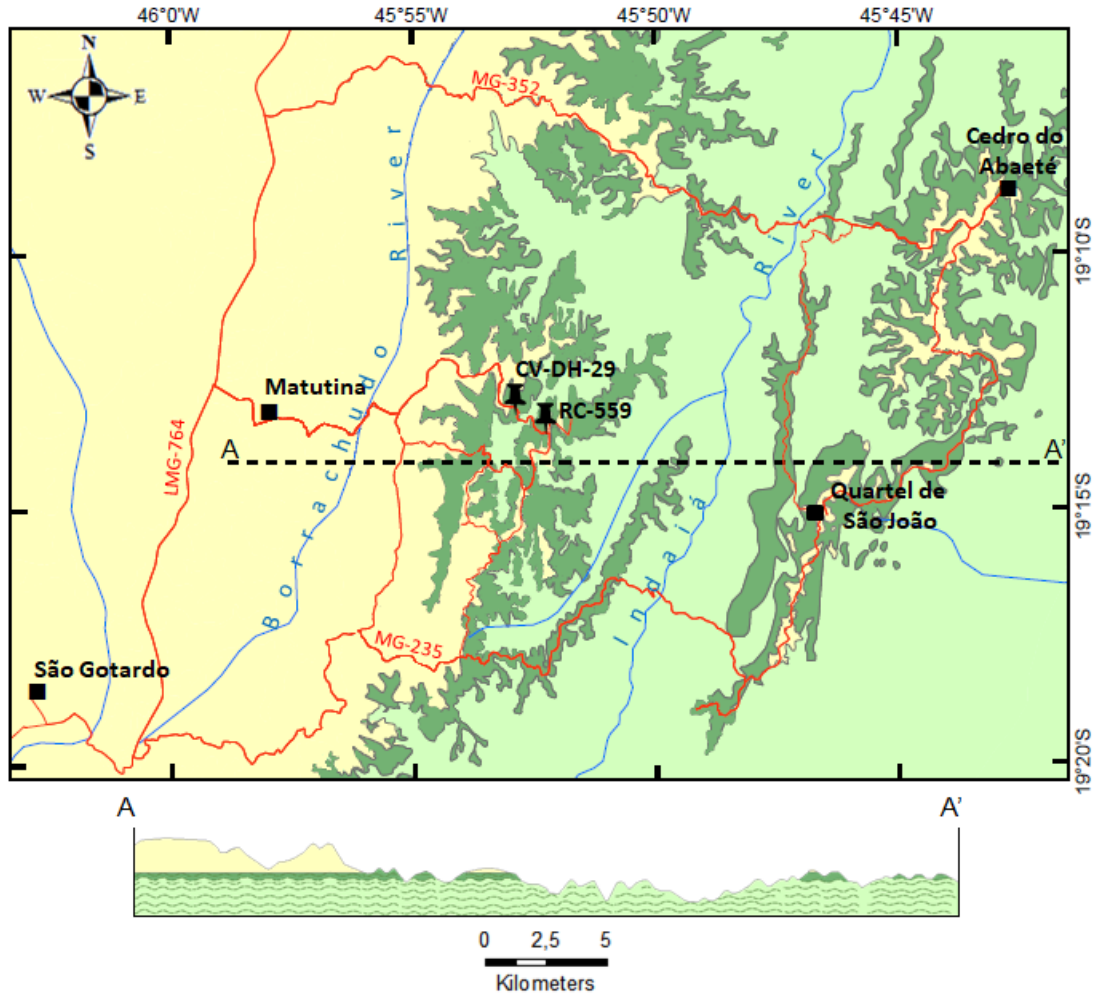
In the studied area, the Serra da Saudade Formation makes up a thick ( $\sim 150$  m) succession of slightly different siltstones that gradually alternate between each other (Fig. 5.3). Fine gray siltstones at the base (often with dark green laminations) give place to green siltstones and mud-silt rhythmites. Calciferous siltstones are common to occur near the gradational contact between the lower gray and middle green siltstones. The green siltstone often presents a dark green color related to a higher concentration of glauconite in laminae. Whitish phosphatic siltstones and dark gray carbonates may occur sporadically intercalated to the green siltstones, especially near to the town of Cedro do Abaeté Green to reddish mud-silt rhythmites are commonly interbedded within the green siltstones.

A fine-grained, whitish to greenish, clay-rich layer ranging between 0.5 to 1.0 m-thick was found in drill cores performed in the São Gotardo region, interpreted as probable

volcaniclastic rock (Fig. 5.4A). This bed outstands from the regular green siltstone that occur below and above mainly due to its fade color, distinctive slippery and waxy texture when wet, and showing an accelerated weathering process, making it a very friable intercalation between perfectly fresh green rocks sampled by the drill cores. Similarly, near the village of Quartel de São João (south of Cedro do Abaeté – Fig. 5.1B and Fig. 5.5), an also whitish to greenish and very friable bed outcrops between fresh green siltstones. These both intercalations are much lighter in weight than the regular fine-grained siltstones and contain minuscule to large vesicular cavities.

In outcrop scale, pervasive, concentric and occasionally chevron folds are sometimes described in all lithotypes from the Serra da Saudade Formation, with nearly vertical axial planes and sub-horizontal folding axes. However, no metamorphic features were identified in thin sections performed on fresh samples, thus suggesting a west to east thin-skin deformation development (Falci et al., 2018; Silva et al., 2019), locally accommodated by minor folding in outcrops.

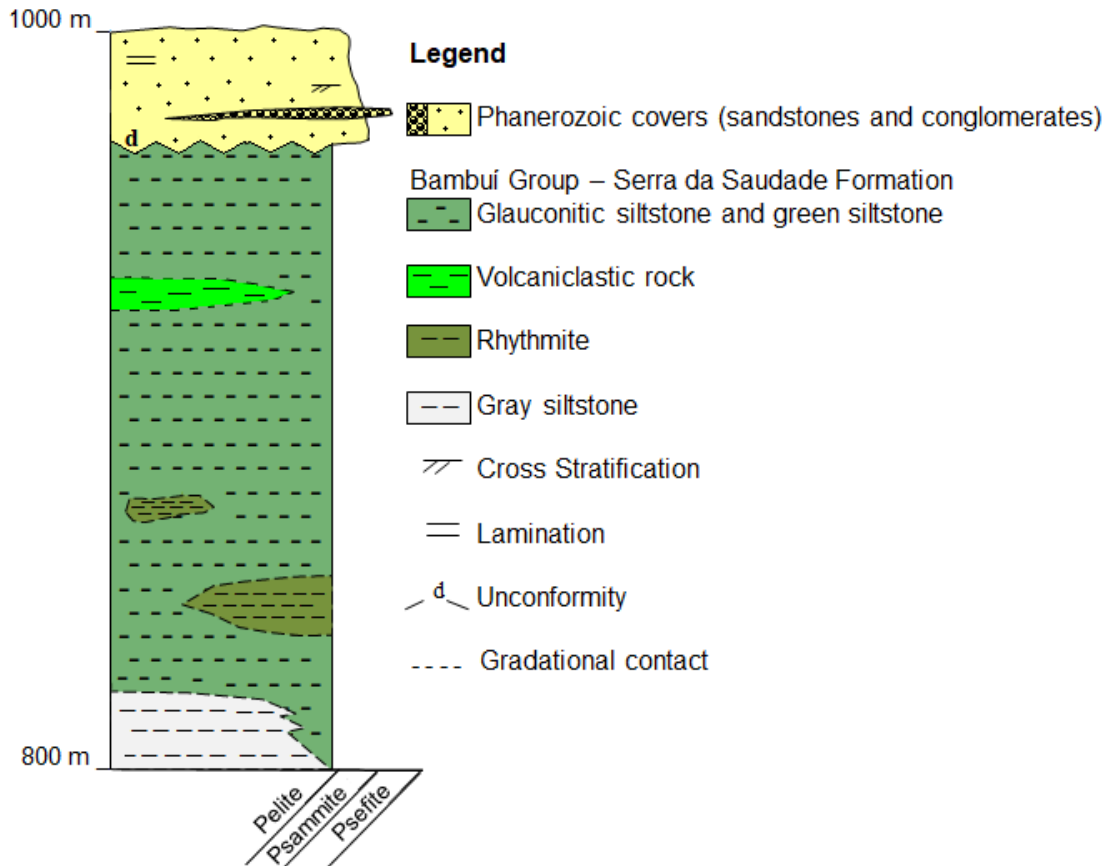
**Fig. 5.2. Simplified geological overview of the study area and geological section (2x vertical exaggeration). Datum WGS1984, 23S (modified from Chaves et al., 1971; Dardenne, 1978; Tuller and Silva, 2003; Lima et al., 2007; Moreira, 2015; Nader and Ackroyd, 2017).**



### Legend

- |     |                    |   |  |   |   |
|-----|--------------------|---|--|---|---|
| ✦   | Sampled boreholes  | ■ | Town/Village                               | ■ | Phanerozoic covers (sandstones and conglomerates) |
| --- | Geological profile | ■ | Bambuí Group - Serra da Saudade Formation  | ■ | Green and glauconitic siltstones                  |
| —   | Hydrography        | ■ | Rhythmites, gray siltstones and sandstones |   |   |
| —   | Main road          |   |  |   |   |

**Fig. 5.3. Lithostratigraphy of the Serra da Saudade Formation in the studied area (modified from Moreira et al., 2016)**



## 5.4. Results

### 5.4.1. Petrographic composition of the lithotypes from the Serra da Saudade Formation

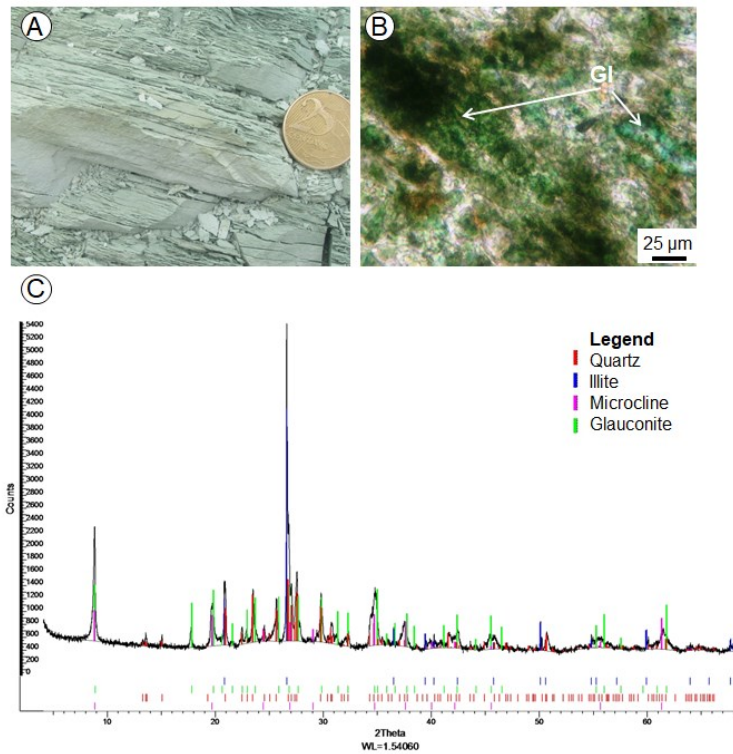
The basal gray siltstone is similar to a low-grade metamorphic slate due to the high degree of compaction and the incipient lamination. The matrix is predominantly clayey, and the silt-size grains are composed by sub-rounded and monocrystalline quartz, feldspar and mica. Glauconite is rare and occurs as sub rounded grains dispersed in the matrix. Locally, microfractures are filled by calcite. Above, the green siltstone is laminated and composed by glauconite (up to 40%), quartz (25%), clay minerals (15%), kaolinite (10%), micas (5%), opaque minerals and iron hydroxides (< 5%). The glauconitic siltstone is a dark-green, fine-grained siltstone, usually laminated, alternating with massive levels and a few intercalations of dark-green mudstone sheets (Fig. 5.4). The mineral content is glauconite (40-80%), quartz (10-20%), K-feldspar (10-15%), muscovite (5%), biotite (2%), titanium oxide and manganese oxide (<1%), goethite (<1%), traces of barium phosphate and rare-earth elements phosphate (Moreira et al., 2016). Both the green and glauconitic siltstones are composed of sub-angular

to sub-rounded grains of quartz and K-feldspar with superficial alteration, and acicular to lamellar detrital mica (muscovite/illite and minor biotite). Opaque minerals (manganese oxide, titanium oxide and zircon) are sub-rounded, with an average size of 5  $\mu\text{m}$ . The main differences between the green siltstone and the glauconitic siltstone beds are the glauconite content and its form. In the green siltstone, glauconite occurs as few grains of 25  $\mu\text{m}$  with yellow to dark pleochroism, rounded and dispersed in the matrix. On the other hand, the glauconitic siltstone is composed by 40 to 80% of dark green micaceous glauconite.

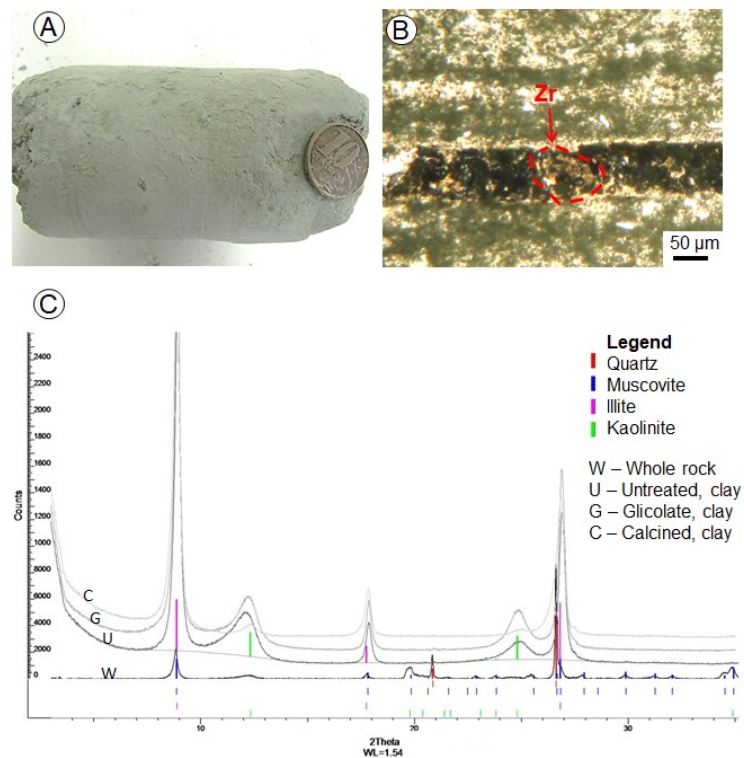
The combined thin section petrography and X-ray diffraction data indicate that the friable and light weight volcanoclastic layer from drill cores is composed by angular quartz, muscovite, illite, kaolinite and a few glauconite aggregates (Fig. 5.5). Also, zircon grains are found in anhedral, rounded and prismatic shapes. The lithotypes outcropping near to Quartel de São João have a very fine and porous matrix with a pale green to white color (Fig. 5.6). These lithotypes are clearly interbedded to green and gray siltstones of the Serra da Saudade Formation and are very similar to the friable volcanoclastic layer found in drill cores.

The silt-mud rhythmites are formed by clayey reddish thin-levels intercalated to silty laminae. Load casts and flame structures are common when rare interbedded fine sandstones are found. The clayey laminations are rich in magnetite, iron oxides and goethite. The silty laminations have a predominance of quartz, feldspar, mica and sparse glauconite flakes. The white mica is acicular, bigger than 20  $\mu\text{m}$ , dispersed in the matrix and oriented according to the lamination. Quartz and K-feldspar grains are sub-rounded, smaller than 15  $\mu\text{m}$ . The opaque minerals are altered to orange hydroxides, probably goethite. Glauconite is rare or absent, and when present, subrounded and producing green silty layers.

**Fig. 5.4. A) Detail from an outcrop of the glauconitic siltstone; B) Photomicrograph (200x, parallel light) showing the matrix composed by glauconite grains; C) Whole-rock X-ray diffractogram showing the occurrence of quartz, illite, microcline and glauconite.**



**Fig. 5.5. A) Drill core sample of the volcanoclastic bed; B) Photomicrograph (100x, parallel light) showing the lamination plans and a prismatic zircon grain (Zr). C) Whole rock and clay fraction X-ray diffractograms showing the predominance of quartz, muscovite, illite and kaolinite.**



**Fig. 5.6. Hand samples of volcanoclastic rocks interbedded to greenish siltstones outcropping near to the Quartel de São João village (19°15'54"S/45°45'32"W).**



#### 5.4.2. U-Pb zircon data

The volcanoclastic samples collected from drill cores had their zircon grains recovered and dated by LA-SF-ICP-MS or LA-MC-ICP-MS. Two distinct types of grains were concentrated. Most of zircon grains are subrounded to rounded, anhedral to subhedral, colorless to opaque, 40 to 150  $\mu\text{m}$  sized (mean 75  $\mu\text{m}$ ), and a 2:1 length to width ratio (Fig. 5.7A). On the other hand, colorless, prismatic grains showing length to width ratio of 3:1, 100  $\mu\text{m}$ -sized, and with rare inclusions were also recovered from the same samples (Fig. 5.9). The prismatic grains yield Th/U ratios between 0.37 to 1.52 and have typically igneous growth zoning.

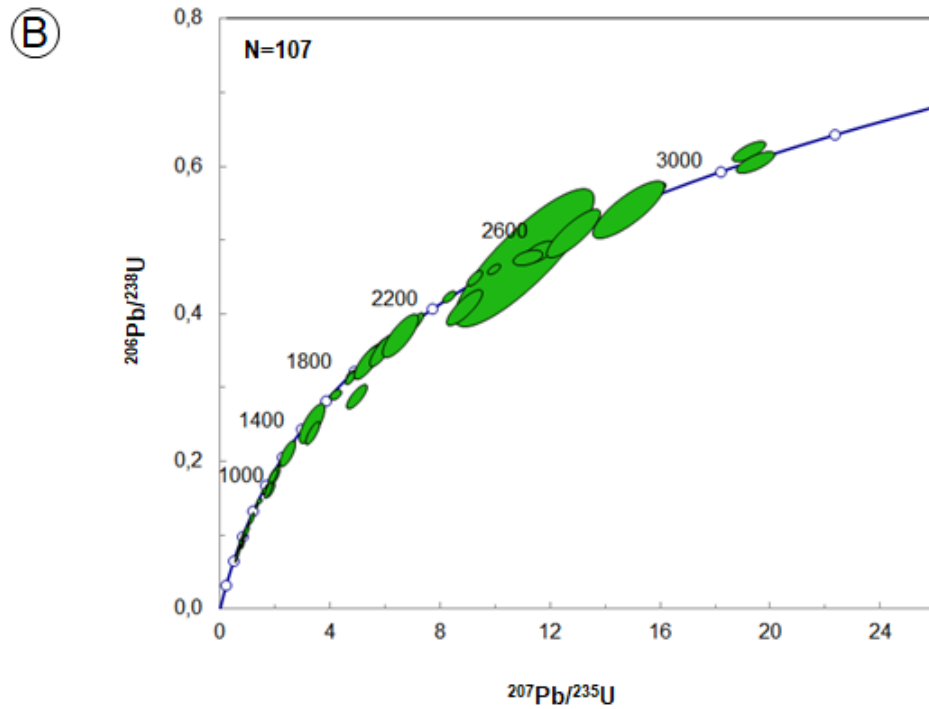
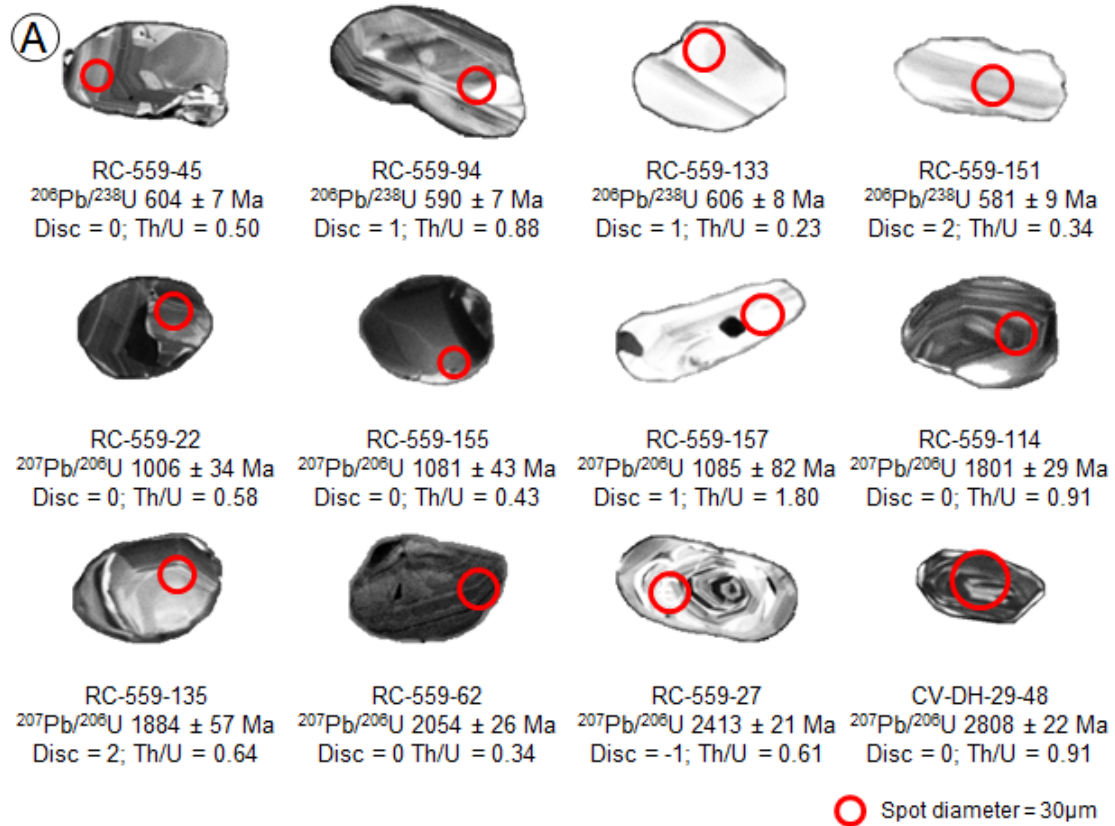
A total of 107 U-Pb ages were obtained (Appendix 1)<sup>1</sup> and plotted into a Concordia diagram (Fig. 5.7B). The results from the reference materials are summarized in the Appendix 2<sup>1</sup>. The statistical analysis for all results considering six intervals showed the following main ages and fractions: 0.59 Ga (40%), 1.0 Ga (19%), 1.8 Ga (16%), 2.0 Ga (11%), 2.4 Ga (6%) and 2.8 Ga (7%). It also provided a maximum sedimentation age for the Serra da Saudade Formation of  $594 \pm 3$  Ma (Fig. 5.8A). Following a statistical treatment, applying a filter only in the <1000 Ma grains and using 6 age intervals, a maximum sedimentation age of  $521 \pm 5$  Ma with 24% of the valid measures was determined (Fig. 5.8B). Also, from the total zircon grains, 10 were responsible to define a younger Concordia age of  $520.2 \pm 5.3$  Ma, with 86% of probability of concordance and MSWD of 0.030 (Tab. 5.1 and Fig. 5.9).

---

<sup>1</sup> Ver APÊNDICE C



**Fig. 5.7. Geochronological data for all 107 zircons analyzed from the volcanoclastic samples. A) CI/SEM images of representative grains analyzed. B) Concordia diagram (2 $\sigma$  error ellipses). Data-point error ellipses are 68.3% confidence.**



**Tab. 5.1. Summary of U-Pb isotopic data for the 10 youngest zircon grains recovered from the pale green volcanoclastic rock.**

Identifier	f-206c	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pbc <sup>c</sup> (%)	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> CPS	Pb <sup>b</sup> (ppm)	Th <sup>b</sup> ppm	U <sup>b</sup> (ppm)	Th/U <sup>b</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>d</sup>
Spot number											
29 A 7.1	0,0028				21,70	152,19	215,68	0,71	0,699780	4,18	0,087097
RC-559_38			0,0000	5241	29,57		272,74	0,37	0,677294	2,10	0,084893
RC-559_39			0,2216	1536	10,20		110,00	0,56	0,653484	3,62	0,082352
RC-559_43			0,1945	1876	14,30		131,58	1,14	0,660414	4,15	0,083053
RC-559_60			0,9872	1776	12,58		128,56	0,75	0,657143	4,75	0,082598
RC-559_61			0,0000	1368	9,91		104,89	0,55	0,664180	3,72	0,083454
RC-559_101			0,0000	3576	28,09		265,75	0,96	0,663553	3,46	0,083388
RC-559_103			0,3243	3456	30,86		240,15	1,52	0,696045	4,31	0,086706
RC-559_138			0,6041	2405	7,88		72,69	1,00	0,680527	4,06	0,085071
RC-559_156			0,2020	2561	7,51		76,27	0,68	0,672982	3,92	0,084353

Identifier	Ratios b				Dates c						
	2 s [%]	Rho <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s (%)	Disc. <sup>f</sup> (%)
Spot number											
29 A 7.1	2,30	0,55	0,058272	3,50	538	12	539	23	540	19	0
RC-559_38	1,28	0,61	0,057863	1,66	525	6	525	9	525	36	0
RC-559_39	1,45	0,40	0,057552	3,31	510	7	511	15	513	73	1
RC-559_43	2,40	0,58	0,057671	3,39	514	12	515	17	517	74	1
RC-559_60	1,48	0,31	0,057702	4,52	512	7	513	19	518	99	1
RC-559_61	1,97	0,53	0,057722	3,16	517	10	517	15	519	69	0
RC-559_101	1,68	0,49	0,057713	3,02	516	8	517	14	519	66	0
RC-559_103	2,18	0,51	0,058222	3,72	536	11	536	18	538	81	0
RC-559_138	1,61	0,40	0,058018	3,72	526	8	527	17	530	82	1
RC-559_156	1,58	0,40	0,057863	3,58	522	8	523	16	525	79	0

Sample 29-A-7.1: LA-MC-ICP-MS/UERJ.

Sample RC-559: LA-SF-ICP-MS/UFOP.

Accuracy and reproducibility was checked by repeated analyses (n = 7) of reference zircon Plesovice, Felix and 91,500; data given as mean with 2 standard deviation uncertainties.

<sup>a</sup> Within run background-corrected mean <sup>207</sup>Pb signal in cps (counts per second).

<sup>b</sup> U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 reference zircon.

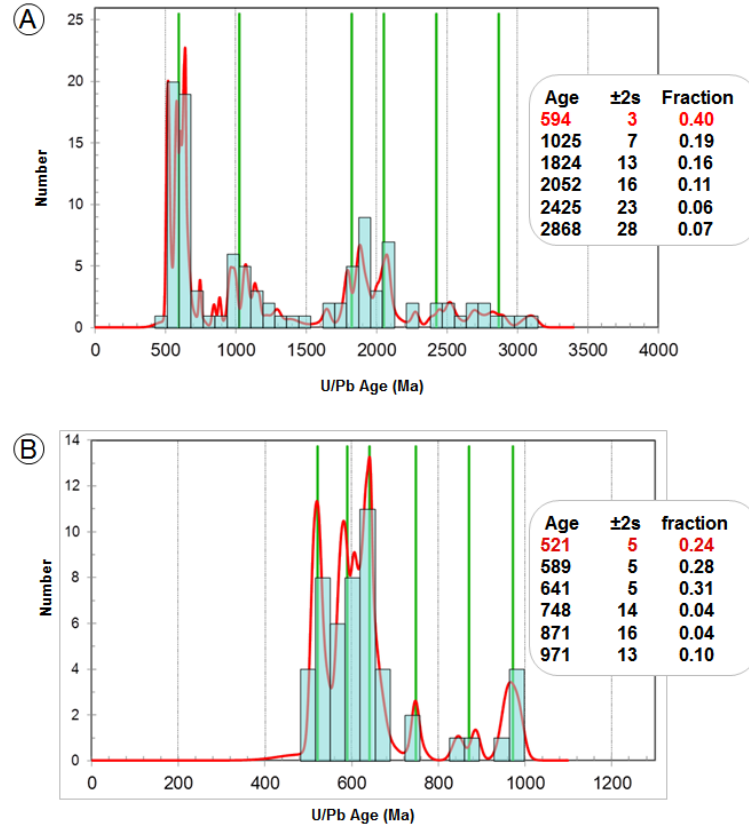
<sup>c</sup> Percentage of the common Pb on the <sup>206</sup>Pb. b.d. = below detection limit.

<sup>d</sup> Corrected for background, within-run Pb/U fractionation (in case of <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U) and common Pb using Stacey and Kramers (1975) model Pb composition and subsequently normalized to GJ-1 (ID-TIMS value/measured value); <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U calculated using <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb/(<sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb+1/137.88).

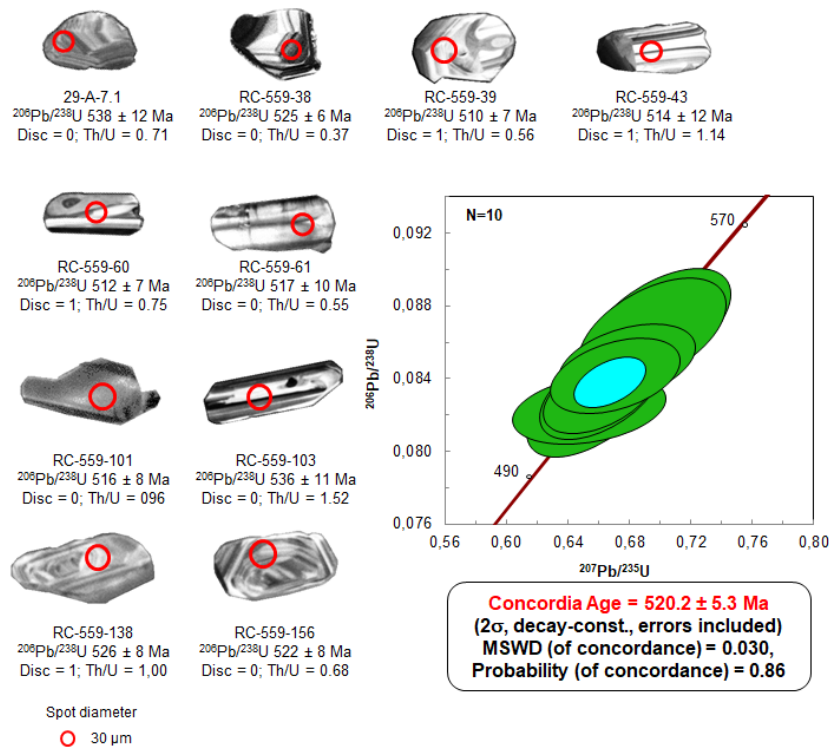
<sup>e</sup> Rho is the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U/<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U error correlation coefficient.

<sup>f</sup> Degree of discordance = 100-((<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age/<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb age) x 100).

**Fig. 5.8. Probability density diagrams showing the distribution of the zircon data. A) Distribution of all 107 zircon grains analyzed. B) Statistical analysis considering only the grains younger than 1000 Ma.  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$  for ages < 1000 Ma;  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  for ages > 1000 Ma.**



**Fig. 5.9. CL/SEM images of the 10 zircon grains used for the Cambrian Concordia age.**



## **5.5. Discussion**

### **5.5.1. Sedimentation and diagenesis of the Serra da Saudade Formation lithotypes**

The siltstones from the Serra da Saudade Formation were deposited in a foreland basin during a general transgressive event that provided extensive clay settling (Lima et al., 2008; Moreira et al., 2016; Uhlein et al., 2017). The clay minerals, probably illite, were modified during the diagenesis by the glauconitization process. The initial stage involved the dissolution of the precursor clay minerals and simultaneous crystallization, in equilibrium with the environmental geochemistry, until a K<sub>2</sub>O grade of 4.5% (Stille and Clauer, 1994). During a slightly reducing diagenetic environment, this precipitate becomes a glauconite smectite, which can have the crystallographic structure further evolved, reaching higher K<sub>2</sub>O grades (Amorosi, 1995). The glauconitic siltstones from the Serra da Saudade Formation have K<sub>2</sub>O grades higher than 10%, suggesting an extensive glauconitization process forming these lithotypes (Moreira et al., 2016). The source of potassium for glauconite is seawater and the most favorable conditions for the crystallization of glauconitic minerals occur during brief sedimentation gaps, as maximum flooding surfaces (Odin and Matter, 1981). During the sedimentation of the Serra da Saudade Formation, a continuous increase of dissolved potassium is verified from the basal gray siltstones until to the glauconitic siltstones in the upper unit. Probably the source of potassium enrichment was volcanic eruptions. This volcanism process and sedimentation were coeval as indicated by the volcanoclastic rock which occurs as lenses interbedded to the glauconitic siltstone succession. The intercalation of thin layers of rhythmites within the glauconitic siltstone package may be associated with variations at the siliciclastic sedimentation.

### **5.5.2. Identification of a volcanoclastic bed**

Volcanoclastic beds have been formed throughout the whole of Earth history. However, because of their metastable and highly reactive nature, only few occurrences are capable of identification and dating. For a reliable identification, key features must be looked for: ash beds may have different colors but are characteristically yellow to white when advanced weathered and are often in sharp contact with the basal and upper sedimentary rocks, some contain euhedral to anhedral volcanogenic minerals, such as quartz, biotite, feldspar (commonly sanidine), zircon, and apatite. These are fine-grained, clay-rich deposits in which preferential weathering causes them to be recessed into the outcrop face. Most of them are smectite or illite/smectite-rich on X-ray diffraction, although considerable amounts of

kaolinite may also be present in some specimens. Kaolinite was probably formed by alteration and lixiviation of bentonite (Huff, 2016).

The friable, whitish to greenish layer occurring in drill cores from the upper Serra da Saudade Formation has angular quartz and zircon grains, is clay-rich and often features sharp contact with basal and upper siltstones. The presence of a distinctive preferential weathering can only be the product of an original mineralogy, different from the regular siltstones of the Serra da Saudade Formation. The absence of smectite in samples does not imply that it was never present but may rather reflect an advanced stage of smectite illitization (Huff and Turkmenoglu, 1981; Brusewitz, 1988; Stille et al., 1993; Bankole et al., 2018) and glauconitization (Stille and Clauer, 1994), as suggested by the presence of glauconite in thin sections. Since kaolinite is mainly an authigenic product of altered biotite, feldspars, amphiboles, and pyroxenes, this presence may indicate alteration of an original volcanic ash (Dai et al., 2017). Kaolinite is unstable at higher diagenetic temperatures ( $\sim 150^{\circ}\text{C}$ ) where it is replaced by either illite or chlorite (Velde and Vasseur, 1992), thus suggesting low temperatures and shallow depths for the alteration process that affected the studied sample. These field and petrographic features indicate characteristic of K-bentonites preserved in the upper Serra da Saudade Formation of the Bambuí Group, which were formed by kinetically controlled, prolonged smectite illitization at low temperature.

### 5.5.3. Geochronologic implications

The zircon grains from the volcanoclastic bed yielded many U-Pb ages from basement rocks, perhaps from the Archean-Paleoproterozoic cratonic basement, along with the Mesoproterozoic passive margin deposits and Tonian-Cryogenian arc-related rocks from the Brasília Belt (Rodrigues, 2008; Pimentel et al., 2011). These are interpreted to represent inherited zircon grains incorporated into the magma during magmatic activity that produced the Serra da Saudade volcanoclastic layer, or to dilution and reworking of volcanic ashes that mixed to fine-grained clastic sediments prior to deposition. Nevertheless, a significant amount of 10 highly concordant and prismatic zircon grains clustered into a well constrained age of  $520.2 \pm 5.3$  Ma, which is here considered to represent the age of an explosive volcanic eruption, and by extent, indicate that the upper Serra da Saudade Formation was deposited around the beginning of Cambrian Series 2.

A Cambrian age for the upper Bambuí Group was already envisaged, since *Cloudina* shells and late Ediacaran detrital zircons were recovered from the middle and upper Sete Lagoas Formation (Warren et al., 2014; Caxito et al., 2018; Uhlein et al., 2019; Hippert et al.,

2019). In addition, detrital zircons as young as 560 Ma were recovered from shales from the upper Sete Lagoas Formation (Paula-Santos et al., 2015) and within the transition between the Sete Lagoas and the Serra de Santa Helena formations (Rodrigues, 2008; Pimentel et al., 2011). These novel data confirm that the Bambuí Group evolved up to the lower Cambrian and restrain the Ediacaran-Cambrian boundary interval to be somewhere between the middle Sete Lagoas Formation and the upper Serra da Saudade Formation (Fig. 5.10).

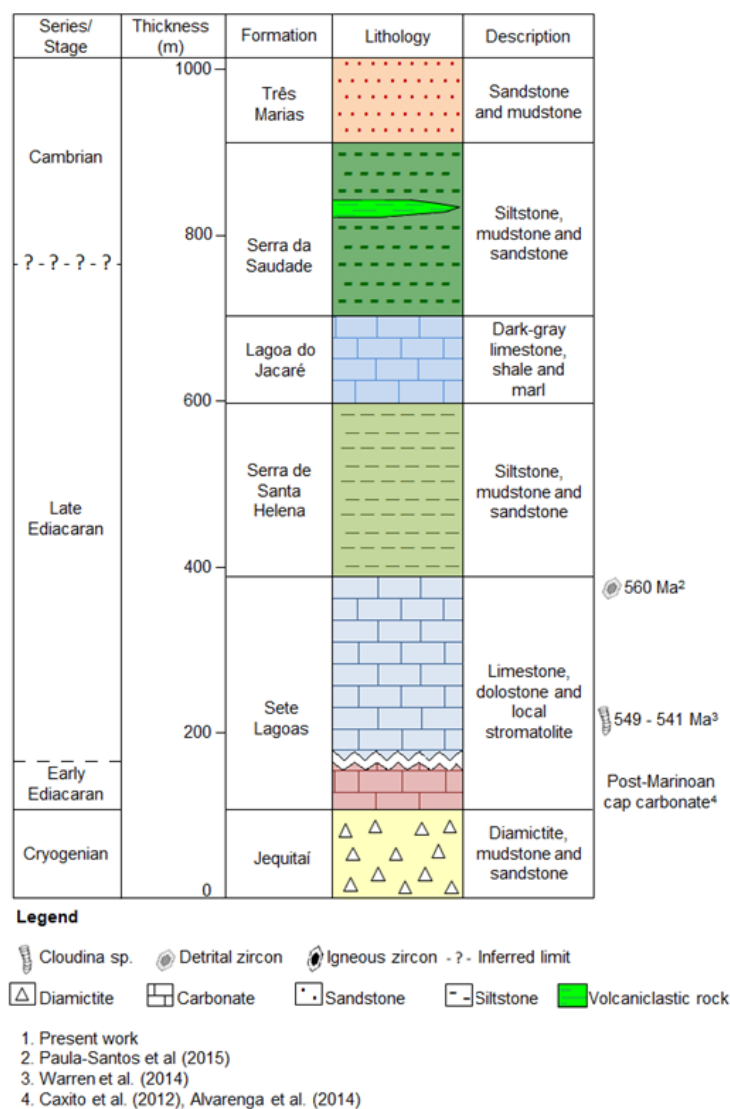
In this way, the upper Bambuí Basin may now be correlated to other lower Cambrian basins, such as the Puncoviscana Formation, in northwestern Argentina (Escayola et al., 2011), the Nomtsas Formation of the Nama Basin, Namibia (Grotzinger et al., 1999), the Guicurus Formation of the Corumbá Group, western Brazil (Parry et al., 2017), and the Raizama Formation from the Alto Paraguai Group, northwestern Brazil (Santos et al., 2017b). This 520 Ma age is also found in the Nahuel Niyeu Formation, a forearc basin developed at 520-510 Ma in eastern North Patagonia, in which the main sources are acidic volcanic rocks (Greco et al., 2017).

A confirmed lower Cambrian age for the upper Bambuí Basin imply significant consequences for the upcoming research. There is compelling evidence to suggest that at the beginning of Cambrian Series 2 (~521 Ma) biomineralized arthropods appear abruptly in the fossil record (Erwin and Valentine, 2013). Thus, the upper Bambuí Group (i.e., Serra da Saudade and Três Marias formations) must had been deposited during a time of worldwide high diversity, phylogenetic disparity and provincialism of most Eumetazoan Phyla. However, no complex trace or body fossils were ever found in such rocks and, beyond that, geochemical proxies which suggest the existence of a local biochemical noxious condition over the São Francisco paleocontinent (Hippert et al., 2019), probably precluding animal diversity during the upper Bambuí Basin deposition. This hypothesis is still to be further tested.

A lower Cambrian depositional age for the upper Bambuí indicate serious geodynamic problems concerning the time interval between sedimentation and tectonic deformation. The Bambuí Group is clearly deformed on its margins, where in contact to the Brasília Belt and the Araçuaí Belt. The final thrust stacking ages from both orogens are well constrained by U-Pb geochronological data on zircon, monazite and titanite at ca. 600 and ca. 540 Ma, respectively (e.g., Pedrosa-Soares et al., 2011; Pimentel et al., 2011, Pimentel, 2016). However, especially in the studied area, where the strata are slightly deformed from west to east, the ca. 600 Ma closing age of the Brasília Belt is obviously inconsistent with and Ediacaran-Cambrian sedimentation age for the Bambuí Basin. Noteworthy, Falci et al. (2018)

and Silva et al. (2019) recently recovered middle to late Ediacaran detrital zircons from metasedimentary units inside nappes thrust over the southwest Bambuí Group, suggesting a relevant thin-skin, low temperature collisional thrusting occurred during the Cambrian in the southern Brasília Belt. Thus, one must carefully look for the real age of the deformation event that affected the Bambuí succession. Low-temperature geochronometer methods are required to elucidate the likely late compressional events from the neighbor fold and thrust belts that affected the Bambuí Basin in the middle-upper Cambrian.

**Fig. 5.10. Lithostratigraphy (modified from Dardenne, 1978; Uhlein et al., 2017) and geochronology of the Bambuí Group. Approximate age of 635 Ma for the post-Marinoan cap carbonate interval from Caxito et al. (2012) and Alvarenga et al. (2014). Late Ediacaran index fossil *Cloudina* sp. found in the middle Sete Lagoas Formation from Warren et al. (2014). U-Pb detrital zircon ages from Paula-Santos et al. (2015). E. Ediacaran means Early Ediacaran.**



## 5.6. Conclusions

The siltstones from the Serra da Saudade Formation, upper Bambuí Group, were deposited during a regional transgressive event and the glauconitic siltstone records a maximum flooding surface in the upper Serra da Saudade Formation. Slow rates of deposition allowed volcanic ash to accumulate and was probable the main responsible for potassium enrichment in ocean water. The availability of potassium was later essential for diagenetic smectite illitization and glauconitization at low temperature and shallow depth burial.

From field and laboratory evidence, a thin K-bentonite volcanoclastic bed intercalated to green siltstones in the upper Serra da Saudade Formation was interpreted. 10 highly concordant, prismatic zircon grains were responsible to define a U-Pb Concordia age of  $520 \pm 5$  Ma. This novel data confirm that the Bambuí Group spanned the Ediacaran-Cambrian boundary and evolved at least up to the beginning of Cambrian Series 2. These data imply that the upper Bambuí deposited in a time of global major diversification of marine animals, and that the deformation affecting both west and east basin borders must be of Cambrian age and younger than 520 Ma, probably related to the final stages of Gondwana collage.

## 5.7. Acknowledgements

The authors are thankful for the financial support received from Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG CRA – grant number APQ-01711-14) and from Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq Universal nº 447449/2014-1 and Bolsa de Produtividade em Pesquisa, Chamada CNPq nº 09/2018, grant number 302202/2018-8). We also acknowledge Verde AgriTech for drill cores and exploration data.

## 5.8. References

- Alkmim, F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Matesso-Neto, V., et al. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 17-35.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (Eds.), *A Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte. 9-30.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33. 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Vieira, L.C., Lima, B.A.F., Mancini, L.H., 2014. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasília Belt of Brazil. *Precambrian Res.* 251, 164-180. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.011>.



Amorosi, A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sediment. Res.*, B65, 419-425. <https://doi.org/10.1306/D4268275-2B26-11D7-8648000102C1865D>.

Babinski, M., Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 19, 401-406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00764.x>.

Bonhomme, M. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., Macedo, M. H. F., Thomaz Filho, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18, 103-118. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(82\)90039-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(82)90039-0).

Bankole, O. M., El-Albani, A., Meunier, A., Pmabo, F., Paquette, J. Bekker, A. 2018. Earth's oldest preserved K-bentonites in the ca. 2.1 Ga Francevillian Basin, Gabon. *American Journal of Science*, 318, 409–434, DOI 10.2475/04.2018.02.

Brusewitz, A. M., 1988, Asymmetric zonation of a thick Ordovician K-bentonite bed at Kinnekulle, Sweden: *Clays and Clay Minerals*, v. 36, n. 4, p. 349–353, <https://doi.org/10.1346/CCMN.1988.0360409>.

Chaves, A. G., Heineck, A., Tavares, W. D. P. 1971. Projeto Fosfato Cedro do Abaeté - Mapa Geológico - Folha de Vila Funchal - Escala 1: 50.000. Belo Horizonte, CPRM. 2v. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/6537>.

Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Dias, T.G., Uhlein, G.J., 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian. Res.* v. 200-203, 38-58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.01.005>.

Caxito, F.A., Frei, R., Uhlein, G.J., Dias, T.G.,  rting, T.B., Uhlein, A., 2018. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic oxygenation event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. *Chemical Geology*, 481, 119–132.

Chemale, F., Kawashita, K., Dussin, I.A., Ávila, J.N., Justino, D., Bertotti, A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *An. Acad. Bras. Cienc.* 84, 275-295. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652012005000032>.

Cordani, U. G., Kawashita, K., Sato, K., Iyer, S.S., Taylor, P.N. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real Uranium Province (South Central Bahia, Brazil) and the Espinhaço cycle (ca. 1.5-1.0 Ga). *Journal of South American Earth Sciences*, v.5, n.1, 33-36. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90058-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90058-7).

Cordani, U.G., K. Sato, W. Teixeira; C.C.G. Tassinari, M.A.S. Basei, 2000. Crustal Evolution of the South American Platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 19-40.

Crockford, P.W., Cowie, B.R., Johnston, D.T., Hoffman, P.F., Sugiyama, I., Pellerin, A., Bui, T.H., Hayles, J., Halverson, G.P., MacDonald, F.A., Wing, B.A., 2016. Triple oxygen and multiple sulfur isotope constraints on the evolution of the post-Marinoan sulfur cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 435, 74–83. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.017>.

Dai, S., Ward, C.R., Grahan, I. T., French, D., Hower, J. C., Zhao, L., Wang, X. 2017. Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: A review of their nature and significance. *Earth-Sciences Review*, 1 – 148. <http://dx.doi.org/j.earscirev.2017.10.005>.

Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, 1978. *Anais.*, SBG, 2, 597-610.

Dardenne, M.A., 2000. The Brasília fold belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 231-264.

Erwin, D.H., Valentine, J.W. 2013. *The Cambrian Explosion—The Construction of Animal Biodiversity*. Greenwood Village, Roberts and Company, 416 p.

Escayola, M., Staal, C. R., Davis, W. J., 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*, **32 (4)**: 438-459. <http://doi.org.br/10.1016/j.jsames.2011.04.013>.

Falci, A., Caxito, F.A., Seer, H.J., Valeriano, C.M., Pedrosa-Soares, A.C. 2018. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. *Precambrian Research*, 306. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.004>.

Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**: 47-61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.039>.

Greco, G. A., González, S.N., Sato, A.N., González, P.D., Basei, M.A.S., Lhambías, E.J., Varela, R. 2017. The Nahuel Niyeu Basin: A Cambrian forearc Basin in the eastern North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, **79**: 111-13. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.009>.

Hippert, J.P., Caxito, F.A., Uhlein, G.J., Nalini, H.A., Sial, A.,N., Abreu, A.T. 2019. The Fate of a Neoproterozoic Intracratonic Marine Basin: Trace Elements, TOC and IRON Speciation Geochemistry of the Bambuí Basin, Brazil. *Precambrian Research*, **330**: 101-120. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.05.001>.

Hower, J. 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *American Mineralogist*, **46**: 313-334. <https://doi.org/10.1126/science.270.5236.598>.

Huff, W. D. 2016. K-bentonites: A review. *American Mineralogist*, **101.1**: 43–70.

Huff, W. D., Turkmenoglu, A. G., 1981. Chemical characteristics and origin of Ordovician K-bentonites along the Cincinnati Arch. *Clays and Clay Minerals*, **29(2)**: 113-123. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1981.0290205>.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., Belousova, E. A. 2004: The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology, *Chemical Geology*, **211**: 47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Silva, L.C., Costa, R.D., Fragoço, D.G.C., Knauer L.G., Dussin I.A., Pedrosa-Soares, A.C. 2015. Age constraints for deposition and sedimentary provenance of Espinhaço Supergroup and Bambuí Group in eastern São Francisco craton. *Geonomos*, **23(2)**: 14-28.

Lana, C., Farina, F., Gerde, A., Alkmim, A., Gonçalves, G.O., Jardim, A.C. 2017: Characterization of zircon reference materials via high precision U–Pb LA-MC-ICP-MS, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **32**: 2011-2023.

Lima, O.N.B. 2005. *Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 142 p.

Lima, O.N.B.; Uhlein, A.; Britto, W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37(4)**: 204-215.

Ludwig, K.R. 2000: Using Isoplot/Ex Version 3.0. A geochronological tool kit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center, Special Publication 1, 70 p.

Moreira, D.S. 2015. *Estratigrafia, Petrografia e Gênese da Mineralização de Potássio em Siltitos Verdes (Verdetes) do Grupo Bambuí na Região de São Gotardo, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 125 p.

Moreira, D.S., Uhlein, A., Fernandes, M.L.S., Mizusaki, A.M., Galéry, R., Delbem, I.D. 2016. Estratigrafia, petrografia, e mineralização de potássio em siltitos verdes do Grupo Bambuí na região de São Gotardo, Minas Gerais. *Geociências*, **35 (2)**: 157-171.

Nader, B., Ackroyd, B. 2017. *NI 43-101 Pre-Feasibility Technical Report - Cerrado Verde Project, Minas Gerais, Brazil*. London, Verde AgriTech PLC. 219 p.

Odin, G. S., Matter, A. 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**: 611-641.

Okubo, J., Muscente, A., Luvizotto, G.L., Uhlein, G.J., Warren, L. 2018. Phosphogenesis, aragonite fan formation and seafloor environments following the Marinoan glaciation. *Precambrian Research*, **311**: 24-36. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.04.002>.

Parenti Couto, J. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., Iyer, S. S., Moraes, N. M. P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, n. 1, 5-16.

Parry, L., Boggiani, P. C., Condon, D. J., Garwood, R. 2017. Ichnological evidence for meiofaunal bilaterians from the terminal Ediacaran and earliest Cambrian of Brazil. *Nature Ecology & Evolution*, **1**, 10. <http://doi.org/10.1038/s41559-017-0301-9>.

Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I.F., Pedrosa-Soares, A.C., 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* **18**, 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>.

Pedrosa-Soares A.C., De Campos C., Noce C.M., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011. Late Neoproterozoic– Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society, London, Spec. Publ.*, **350**: 2551.

Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., Della Giustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R., 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *J. S. Am. Earth Sci.* **31**, 345-357. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.011>.

Pimentel, M. M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, **46** (Suppl 1), 67-82. <http://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>.

Reis, H.L.S., Suss, J., Fonseca, R.C.S., Alkmim, F.F., 2017. Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco Basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Res.* 302, 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.023>.

Rodrigues, J.B., 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí—Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd (PhD Thesis). Universidade de Brasília, Brazil. 128 p.

Slàma, J., Kösler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. e Whitehouse, M. J. 2008. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, 249, 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Santos, M., Lana, C., Scholz, R., Buick, I., Schmit, M.D., Kamo, S.L., Gerde, A., Corfu, F., Tapster, S., Lancaster, P., Storey, C.D., Basei, M.A.S., Tohver, E., Alkmim, A., Nalini, H., Krambrock, K., Fantini, C. and Wiedenbeck, M. 2017 (a). A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 41, 3, 335-358.

Santos, H.P., Mángano, M.G., Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., Rudnitzki, I.D. 2017 (b). Ichnologic evidence of a Cambrian age in the southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 482-488.

Stacey J.S. and Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).

Silva, A. C. A, Simões, L. S. A, Dufrane, S. A. 2019. Tectonic implications of U-Pb ages of detrital zircon grains in metasedimentary rocks of the northwestern sector of the Passos Nappe, southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102293>.

Stille, P. and Clauer, N. 1994. The Process of Glauconitization: Chemical and Isotopic Evidence. *Contributions to Mineral Petrology*, V. 117, P. 253-262.

Stille, P., Gauthier-Lafaye, F., and Bros, R., 1993. The neodymium isotope system as a tool for petroleum exploration: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 18, 4521–4525, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90502-N](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90502-N).

Thomaz Filho A., Kawashita K., Cordani U.G. 1998. A origem do Grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70:527-548.

Trompette, R.R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, 350p.

Tuller, P. and Silva, P. C. S. D. 2003. Carta Geológica Folha Se.23-Y-D - Bom Despacho - Escala 1: 250.000. Projeto São Francisco. COMIG/CPRM.

Uhlein, A., Alvarenga, C. J. S., Trompette, R., Dardenne, M.A. 2011. The glaciogenic Jequitai Formation, southeastern Brazil. In: Arnaud, E., Halverson, G. P., Shields-Zhou, G. (Eds.), *The geological record of Neoproterozoic Glaciations*. v. 36, Geological Society, London, Memoirs, p. 541-546. <https://doi.org/10.1144/M36.51>.

Uhlein, G. J., Uhlein, A., Stevenson, R., Halverson, G.P., Caxito, F.A., Cox, G.M., 2017. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Res.* 299, 101-116. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.020>.

Uhlein, G. J., Uhlein, A., Pereira, E., Caxito, F. A., Okubo, J., Warren, L. V., Sial, A. N. 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeo*, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.022>.

Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.) *Laser Ablation ICPMS in the Earth Science* 29. Mineralogical Association of Canada, pp. 239–243.

Velde, B., and Vasseur, G., 1992, Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time- temperature space: *American Mineralogist*, v. 77, n. 9 –10, p. 967–976.

Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simoes, M.G., Poire, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., Strikis, P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology* 42, 391–394. <https://doi.org/10.1130/G35304.1>.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J.W., Whitehouse M.J., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli R., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q. and Zheng Y.F. 2004. Further characterization of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28, 9-39.

# CAPÍTULO 6 – THE SERRA DA SAUDADE FORMATION (BAMBUÍ GROUP): THE SEDIMENTARY RECORD OF A FORELAND BASIN DURING THE EDIACARAN/CAMBRIAN IN SOUTHEASTERN BRAZIL

Brazilian Journal of Geology

## BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY

**The Serra da Saudade Formation (BambuÍ Group): the sedimentary record of a foreland basin during the Ediacaran/Cambrian in southeastern Brazil**

Journal:	<i>Brazilian Journal of Geology</i>
Manuscript ID	Draft
Manuscript Type:	Original articles
Date Submitted by the Author:	n/a
Complete List of Authors:	Moreira, Debora; Universidade Federal de Minas Gerais Instituto de Geociências Uhlein, Alexandre ; Universidade Federal de Minas Gerais Instituto de Geociências Uhlein, Gabriel; Universidade Federal de Minas Gerais Sial, Alcides; Universidade Federal de Pernambuco, Geologia (NEG-LABISE) Koester, Edinei; UFRGS, Geology
Keyword:	sedimentary evolution, C-O-Sr isotopic geometry, glauconitic siltstone, phosphorite, foredeep/forebulge transition

SCHOLARONE™  
Manuscripts

<https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo>

## **Abstract**

An exposure of the Serra da Saudade Formation, Bambuí Group, along the Serra da Saudade ridge, central-western Minas Gerais State, provides an opportunity to observe and to interpret their depositional facies and sequence stratigraphy. Seven lithofacies were recognized: basal gray siltstone; silty-clay rhythmites; green and glauconitic siltstones; volcanoclastic rock; sandstone; phosphatic rhythmite; reworked carbonates and a black organic-rich micritic limestone. This one was sampled for isotopic analyses, showing  $\delta^{13}\text{C}$  values between -8.78 and 9.79‰, negative  $\delta^{18}\text{O}$  values ranging from -11.50 to -9.35‰, and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio around 0.7075. The isotopic signature, similar to other carbonates from Bambuí Group, indicates that the depositional environment was probable restricted from Ediacaran through early Cambrian period. The basal gray siltstones represent a transgressive system tract. The uppermost part, including siltstones interbedded with rhythmites and limestones, interpreted as a regressive system tract. The sequence composed of glauconite is interpreted as a maximum flooding surface. The phosphatic rhythmite reflects a pulse of coarse-grained beds. The occurrence of limestone at the top of sequence suggests deposition in inner to outer shelf. The gradual lateral facies changes reflect the transition from foredeep to forebulge deposits in a foreland basin, representing the final stage of a shallowing upward 2<sup>nd</sup>-order sequence.

**Keywords:** Sedimentary evolution; C-O-Sr isotopic geochemistry; glauconitic siltstone; phosphorite, foredeep/forebulge transition

## 6.1. Introduction

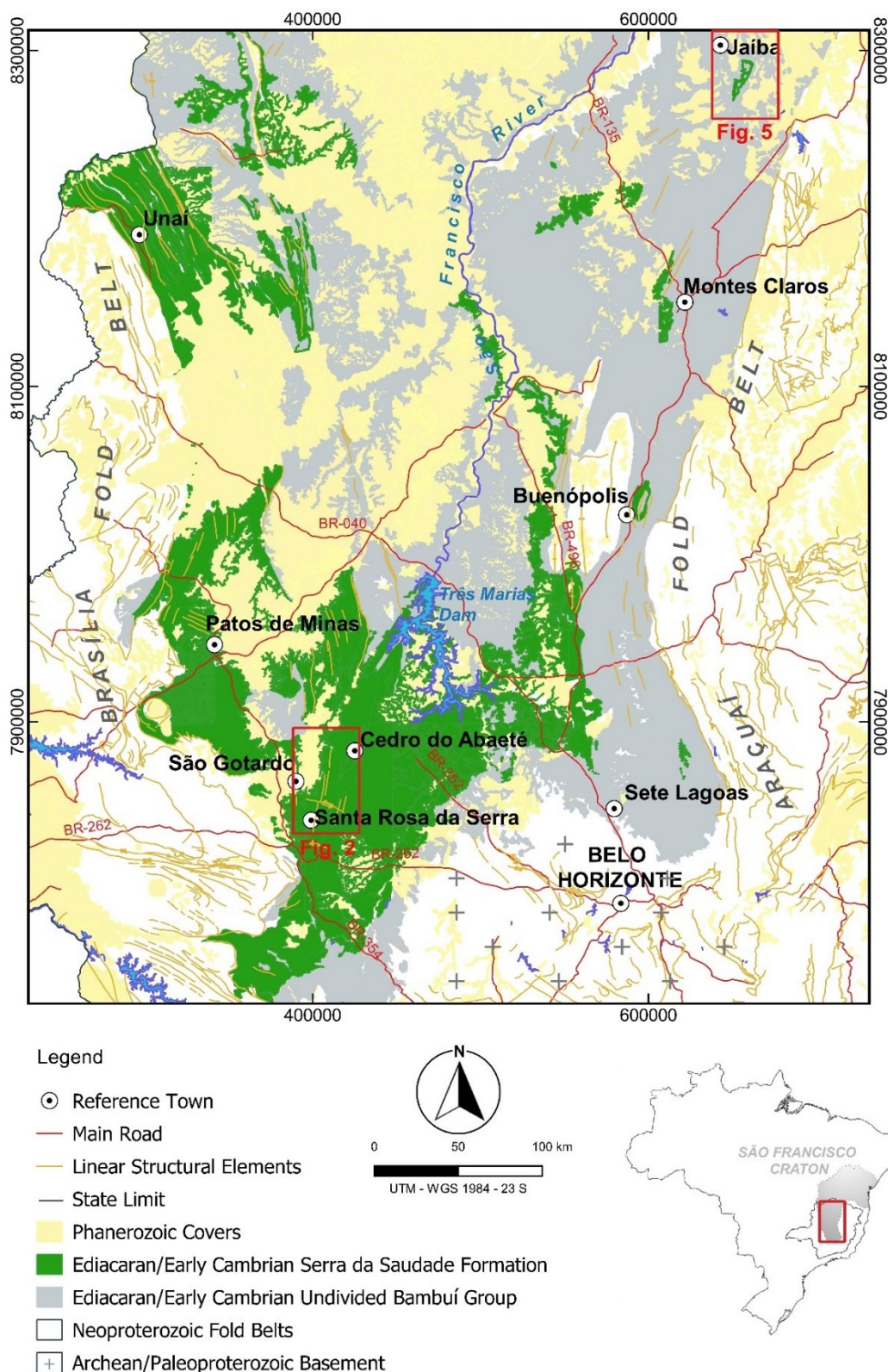
The Serra da Saudade Formation, Bambuí Group, outcrops in a continuous southwest-northeast strip, along the São Francisco River and occupies a large area in mid-west part of the Bambuí basin (325 km SW-NE and 170 km SE-NW – Fig. 6.1). The main exposures are at the Serra da Saudade ridge, its type-section, between the municipalities of Santa Rosa da Serra, São Gotardo, Matutina and Cedro do Abaeté, Minas Gerais State. The unit also outcrops in small areas of the northern sector (Unai, Montes Claros and Jaíba cities).

This unit is well known from numerous studies since the 1960 decade, that have documented the occurrence of phosphate and potassic rocks, with potential to use as fertilizers (Costa and Branco, 1961; Guimarães, 1967; Chaves et al., 1971; Dardenne, 1978; Lima et al., 2007; Nader and Ackroyd, 2017; Moreira et al., 2016). The geology of the Cedro do Abaeté region was first described by Guimarães (1967) and later in the Projeto Fosfato de Cedro do Abaeté (Chaves et al., 1971). After, Lima et al. (2007) detailed the Serra da Saudade Formation lithotypes and the genesis of the phosphatic mineralization. The São Gotardo region was studied by Moreira et al. (2016), which described the glauconitic siltstone unit with K<sub>2</sub>O values up to 10 wt%, used to produce potash fertilizers (Violatti et al., 2019). The Jaíba section, located 500 km northern, was characterized by several studies that have documented depositional facies and its isotopic composition (Chiavegatto et al., 2003; Iglesias and Uhlein, 2008; Costa, 2011; Kuchenbecker et al., 2015; Caxito et al., 2015; Uhlein et al., 2019).

The objectives of this paper are to describe and interpret the succession of sedimentary facies exposed along the type-section of the Serra da Saudade Formation, carried out along key sections between Santa Rosa da Serra, São Gotardo, Matutina and Cedro do Abaeté municipalities. The Serra da Saudade Formation is here discussed in terms of its sequence-stratigraphic framework, and its significance to the regional paleogeography of the Bambuí foreland basin. With recently published papers attesting a Cambrian age for the upper Bambuí basin (Moreira et al., 2020; Tavares et al., 2020), this paper aims to contribute with the stratigraphic and geochemical detailing of this interval of the Bambuí Group.



**Fig. 6.1. Distribution of the Serra da Saudade Formation in the Minas Gerais state and in the geologic scenario of the São Francisco Basin into the homonymous craton (modified from Silva e Pinto, 2014), showing locations of study area (red rectangle – Fig. 6.2) and the comparative Jaíba Section (red rectangle at north – Fig. 6.5).**



## 6.2. Geological Background

The Serra da Saudade Formation is part of the Bambuí Group, a sedimentary cover of the western São Francisco craton, with more than 300,000 km<sup>2</sup> (Dardenne, 1978; 2000; Sial et al., 2009). The São Francisco Craton was one of the paleocontinents involved in the assembly of Gondwana in late Neoproterozoic through Cambrian, surrounded by the Brasiliano/Pan-African Araçuaí-West Congo Belt, to the east, the Brasília Belt, to the west, and the Rio Preto Belt, to the north (Trompette, 1994; Cordani et al., 2000). The Bambuí Group has mixed carbonatic-siliciclastic sedimentary deposits that evolved as a foreland basin linked to the Brasília Belt evolution, which is up to now interpreted as the main source area for the basin sediments (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2011; Alkmim and Martins-Neto, 2012; Reis et al., 2017; Uhlein et al., 2017).

The lithostratigraphy of the Bambuí Group consists of a basal diamictite-bearing unit (Jequitai Formation) deposited under glacial influence, overlapped by a thick (> 900 m) marine shale-carbonate succession, comprising the following formations (according to the stratigraphy defined by several authors: Dardenne, 1978; 2000; Castro and Dardenne, 2000; Uhlein et al., 2011; Kuchenbecker et al., 2015; Uhlein et al., 2017, 2019): i) Sete Lagoas Formation – limestones and dolomites; ii) Serra de Santa Helena Formation – shales, siltstones and rare limestones, iii) Lagoa do Jacaré Formation – limestones and shales; iv) Serra da Saudade Formation – siltstones, sandstones, glauconitic siltstones, phosphorites and rare limestones; v) Três Marias Formation – sandstones and siltstones. Located in the western portion of the basin, the Samburá Formation – conglomerates and siltstones (Castro and Dardenne, 2000; Uhlein et al., 2017); and the Lagoa Formosa Formation – diamictite, sandstone, siltstone with interbedded limestone and jaspillite; have been considered as lateral stratigraphic equivalents of the lower Sete Lagoas Formation (i.e., the Pedro Leopoldo Member), and of the Serra da Saudade Formation, respectively (Uhlelin et al., 2011; Uhlein et al., 2017). The Jaíba Formation or Jaíba Member, mainly composed of limestone, is interleaved between the Serra da Saudade and Três Marias formations in the north-eastern portion of the basin (Chiavegatto et al., 2003; Caxito et al., 2016; Kuchenbecker et al., 2015; Uhlein et al., 2019).

The Serra da Saudade Formation crops out mostly in the homonymous ridge, located at the Alto Paranaíba region, Minas Gerais State (Fig. 6.1) and comprises pelitic-sandy sediments, including pelitic-psammitic rhythmites, sandstones with hummocky cross-stratification, green and glauconitic siltstones, phosphatic rhythmite, reworked carbonates and minor occurrences of limestones (Costa and Branco, 1961; Guimarães, 1967; Chaves et al., 1971; Dardenne, 1978;

Lima et al., 2007; Seer and Moraes, 2011; Moreira et al., 2016). In the northern, in the Vale do Rio Verde Grande region, it is exposed in the Jaíba Ridge, which preserves the Serra da Saudade and Tres Marias formations (Iglesias and Uhlein, 2009). In this region, the Serra da Saudade Formation consists predominately of marine supratidal to intertidal carbonate facies, composed of algal mud-limestone with a restricted occurrence with stromatolite levels (Chiavegatto et al., 2003; Iglesias and Uhlein, 2009). The basal contact with sandstones and siltstones from the Serra de Santa Helena Formation is gradational, with a progressive increase in carbonatic fraction in the siltstones. The superior contact with Tres Marias Formation is relatively abrupt, marked by a local unconformity. This interval is considered the top of the Serra da Saudade Formation – Jaíba Member by some authors (Iglesias and Uhlein, 2009; Costa, 2011; Uhlein et al., 2019), but another attributed the status of Jaíba Formation (Chiavegatto et al., 2003; Kuchenbecker et al., 2015). In this paper, this interval will be considered the uppermost interval of the Serra da Saudade Formation (i.e., member hierarchy).

The Serra da Saudade Formation is included in the upper part of the Ediacaran/early Cambrian Bambuí Group (Moreira et al., 2020), related to a foreland system, which embraces five transgressive-regressive cycles. In general, this unit defines a basal transgression and a progressive shallowing upwards, with sandy inputs and limestone occurrences until the deposition of thick sandstones of the Três Marias Formation (Uhlein et al., 2017).

The depositional age of the Bambuí Group was intensively debated in the last decades. A Pb-Pb whole-rock isochron array of  $740 \pm 22$  Ma on the cap carbonates of the Sete Lagoas Formation has indicated a probably post-Sturtian age (Babinski et al., 2007), in agreement with the maximum depositional age ( $\sim 880$  Ma) for the Jeiquitaí diamictites that were related to the Sturtian glaciation (Vieira et al., 2007; Rodrigues, 2008; Babinski et al., 2012). However, due to the presence of pinkish cap dolomite at the base of the Sete Lagoas Formation (Caxito et al., 2012, 2018) with upwards-decreasing carbon isotope profiles, and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  signatures of limestones between 0.7074 to 0.7080 (Caxito et al., 2012), a post-Marinoan age ( $\sim 635$  Ma) is nowadays more accepted. The lateral stratigraphic equivalent, Samburá Formation, yielded a maximum depositional age of  $\sim 630$  Ma, based on detrital zircon grains within conglomerate rocks (Uhlein et al., 2017). Crockford et al. (2018) recently also suggested a post-Marinoan (ca. 630 Ma) age for the cap carbonate rocks of the Sete Lagoas Formation in the Januária region using triple oxygen and sulphur isotopes analyzed on barite layers. Detrital zircons from the upper carbonates of the Sete Lagoas Formation are as young as  $\sim 560$  Ma, yielding a maximum age peak at  $593 \pm 17$  Ma (Paula-Santos et al., 2015). This Ediacaran age is supported by the

occurrence of *Cloudina* sp., a terminal Ediacaran index fossil (~550–541 Ma), founded in the middle Sete Lagoas Formation in the Januária region, northern part of the basin (Warren et al., 2014). Those data, together with K-Ar muscovite ages at  $567 \pm 17$  Ma from garnet-mica-schist and quartzite found in nappes of the external portion of the Brasília Orogen (Valeriano et al., 2004b), thrusting upon sedimentary rocks of the basal Bambuí Group in the southwestern part of the basin, constrain the depositional age of the lower Sete Lagoas Formation between 630 Ma and 560 Ma (Uhlein et al., 2017). Moreover, a recent U-Pb igneous zircon isochron array of  $520.2 \pm 5.3$  Ma on a volcanoclastic layer at the upper Serra da Saudade Formation has indicated that the Bambuí Basin deposition evolved from late Cryogenian, through the early Cambrian (Moreira et al., 2020).

### **6.3. Materials and Methods**

The study area is in the central area of the Serra da Saudade ridge, located between the municipalities of Santa Rosa da Serra, São Gotardo, Matutina and Cedro do Abaeté (Fig. 6.2).

#### **6.3.1. Geological mapping, field work and sampling**

The geological maps used in this study (Fig. 6.2 and 6.5) are produced by regional (Tuller and Silva, 2003; Signorelli et al., 2003; Seer and Morais, 2011; Kuchenbecker et al., 2015) and detailed maps, as the Fosfato Cedro do Abaeté Project (Guimarães and Dutra 1969, Chaves et al., 1971), Cerrado Verde Potash Project (Nader and Ackroyd, 2017).

The maps were adjusted by key sections, performed along the main roads, which connect the towns of Matutina and Cedro do Abaeté (BR-352), São Gotardo and Serra da Saudade (MG-235), also municipal and secondary ways. Detailed measurements were taken along field outcrops. Samples were collected to petrographic, geochemical and isotopic analysis as described below.

Carbonate samples were collected in a quarry located at the Santa Rosa da Serra region for geochemical and isotopic analysis of C, O and Sr isotopes, at 3 meters-intervals. Samples were described at the macroscopic and microscopic level, concerning for lithology recognition and description of primary and secondary features.

#### **6.3.2. Petrography**

Thin-sections were analyzed in detail using a transmitted light binocular microscope (ZEISS AXIOSKOP 40, Laboratório de Caracterização de Rochas Ornamentais, Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais – CPMTC/IGC/UFGM).

### 6.3.3. Geochemistry

Fresh carbonate samples were crushed and powdered. Pieces were chosen after macroscopic examination to ensure they are devoid of veins, fractures, mineral fillings and other features that could potentially affect their geochemical record by late post-depositional processes.

The main oxides were determined by melting the samples with lithium tetraborate and subsequent X-ray fluorescence analysis (AxiosmAX-Minerals<sup>®</sup>, PANalytical, SGS Geosol Laboratory). Minor element and rare earth elements plus yttrium (REEY) measurements were carried out by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS, SGS Geosol Laboratory). The obtained REEY mass fractions were normalized to the Post Archean Australian Shale (PAAS) values (McLennan, 1989). Anomalies were calculated as  $REEY_n/REEY_n^*$ , where  $REEY_n^*$  is the expected normalized value when extrapolated or interpolated with proper neighbors (Lawrence et al., 2006).

### 6.3.4. Isotopic analysis

For the isotopic analysis, in each selected carbonate sample, the most homogeneous areas, without veins, veinlets, mineral recrystallization or stylolite were selected. In these areas, the material for C, O and Sr isotopic analyses were collected through the micro-drilling technique.

For C and O isotope analysis, 20 mg of each sample were subjected to CO<sub>2</sub> gas extraction in a conventional high vacuum extraction line after reacting with 100% orthophosphoric acid at 25 °C for one day. The liberated CO<sub>2</sub> gas was cryogenically purified and analyzed in a double-mass spectrometer, and a SIRA II triple collector using the Borborema Skarn Calcite (BSC) reference gas to determine the isotopic ratios (VG Micromass or Delta V, Thermofinnigan Advantage, Nucleus of Geochemical Studies-Stable Isotope Laboratory – NEG-LABISE, Department of Geology, Federal University of Pernambuco). The results are expressed in per mil relative to Vienna PeeDee Belemnite (VPDB) standard. The uncertainties are better than 0.1‰ for carbon and 0.2‰ for oxygen, based on multiple analyses of an internal standard.

The Sr purification process was made by ion exchange chromatography technique. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios were obtained in a multi-collector thermal ionization mass spectrometer (TIMS, Finnigan MAT 262, Isotopic Geology Laboratory of the Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul – IGC-UFRGS). The <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios were normalized to

0.1194. The average amount of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of the NBS-987 standard determined during this study was  $0.710260 \pm 0.000040$ .

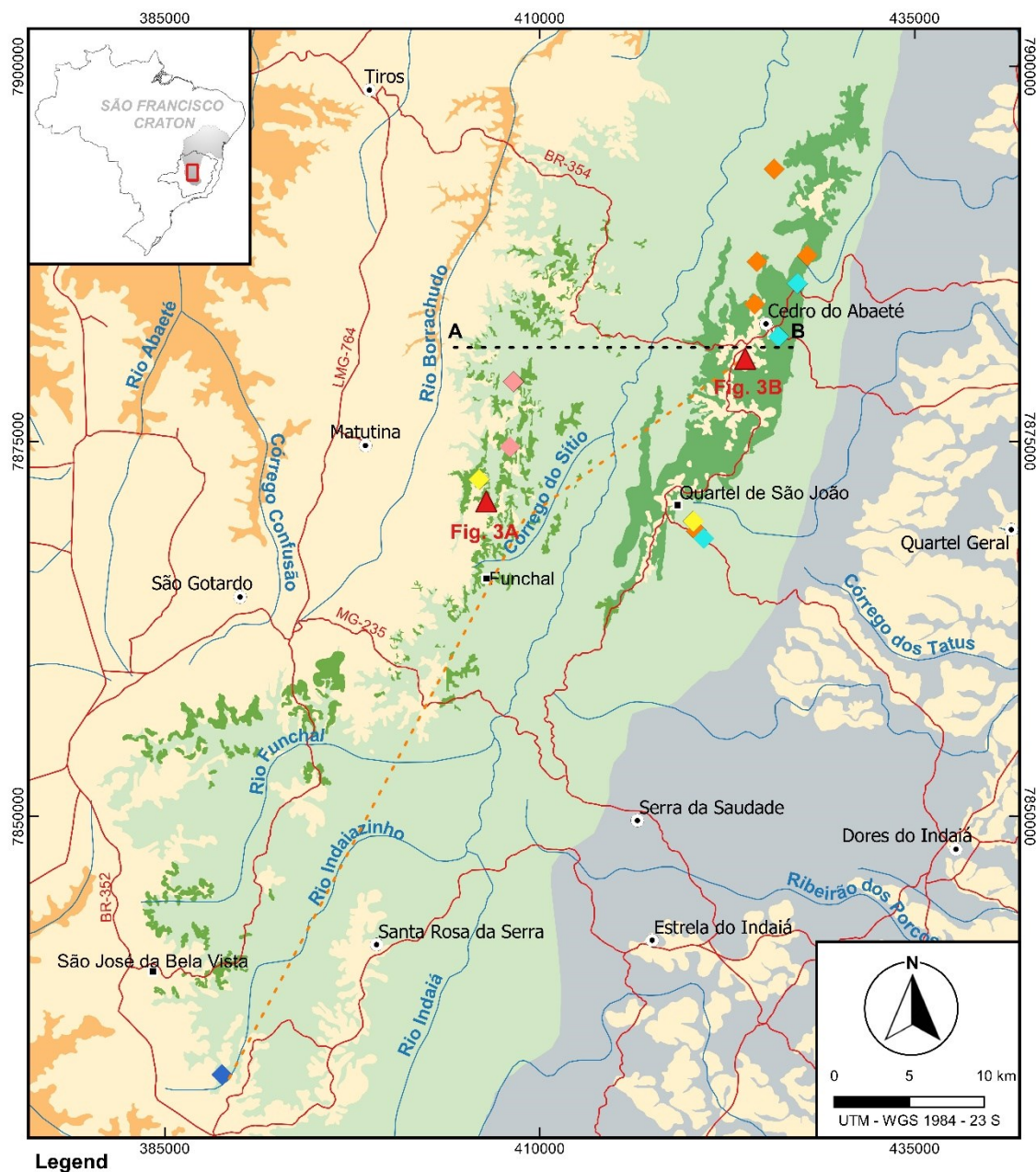
## **6.4. Stratigraphy of Serra da Saudade Formation**

### **6.4.1. Facies description of the Serra da Saudade Formation in its type-section**

The Serra da Saudade Formation along its type-section forms a 125 km-long belt and NNE-SSW oriented, with the best exposures between the municipalities of São Gotardo, Matutina and Cedro do Abaeté (Fig. 6.2). The unit is part of the Bambuí basin and overlies the pelitic Serra de Santa Helena Formation along the right slope of the Serra da Saudade Ridge. The Serra da Saudade Formation is overlain by Cretaceous rocks of the Areado and Mata da Corda Groups, superimposed by Cenozoic detritic-lateritic covers. In the studied area, the uppermost Bambuí unit, Três Marias Formation, is absent. The psamo-pelitic rocks of the Serra da Saudade Formation are folded (Fig. 6.2), however, to the east, tectonic deformations are far weak than those observed at the São Gotardo region (subhorizontal beds).

The Serra da Saudade Formation is here divided into seven lithofacies, for the purposes of describing and interpreting sedimentary process and environment. They are grouped according to their lithology, sedimentary structures, textures and geometry. Detailed stratigraphic columns of the Serra da Saudade Formation in the two studied locations are shown in Fig. 6.3. These two stratigraphic columns combine data collected from drill cores and field geological profiles performed along roads (approximately W-E). Thickness were measured along drill cores or inferred from outcrops.

**Fig. 6.2. Geological map of the study area, showing locations of stratigraphic columns (Fig. 6.3) and geological sections (A-B; and Fig. 6.8). Modified from Chaves et al., (1971); Tuller and Silva (2003); Signorelli et al. (2003); Nader and Ackroyd (2017); Moreira et al. (2016).**

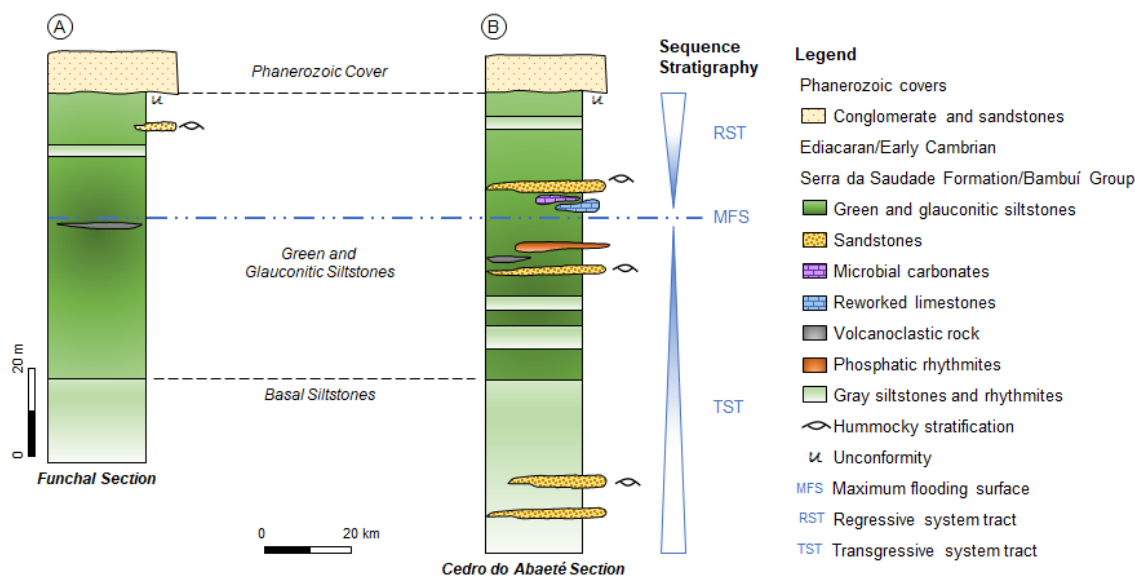


### Legend

- Town
- Village
- Main Road
- ▲ Stratigraphics columns (Fig. 3)
- - - Geological section (Fig. 8)
- Phanerozoic covers
- Undivided Bambuí Group
- Serra da Saudade Fm: green and glauconitic siltstones
- Serra da Saudade Fm.: siltstones, rhythmites, sandstones and limestones
- Serra de Santa Helena Fm.: siltstones and mudstones
- ◆ Volcanoclastic
- ◆ Carbonate
- ◆ Limestone
- ◆ Potash
- ◆ Phosphate



**Fig.6.3. Stratigraphic columns for the Serra da Saudade Formation, showing the lateral correlation of Funchal (A – modified from Moreira et al., 2020) and Cedro do Abaeté (B – modified from Lima et al., 2007) sections.**



#### 6.4.1.1. Gray siltstones

The base of the Serra da Saudade Formation, both in São Gotardo and Cedro do Abaeté region, is marked by a typical gray siltstone (Fig. 6.4A), sometimes interbedded with sandstones. It is a gray to beige siltstone with a few intercalations of calciferous siltstone. In thin sections, no foliation or metamorphic cleavage were observed. The siltstone is composed by quartz, feldspar and white mica. Quartz and K-feldspar grains are subrounded to subangular, smaller than 15  $\mu\text{m}$ . The white mica is acicular, smaller than 15  $\mu\text{m}$ , dispersed in the matrix and oriented according to the lamination. The opaque minerals are altered to orange hydroxides, probably goethite. Glauconite was not observed.

#### 6.4.1.2. Silty-clay rhythmites

The gray siltstone grade upward gradually to silty-clay rhythmites (Fig. 6.4B). They are characterized by interbedded green fine grained siltstone and greenish-gray to white soft mudstone, typically weathers to reddish brown by iron oxides. Load casts and flame structures are common. The clayey thin-levels are rich in magnetite, iron oxides and goethite. The pale-green laminae have silt-sized grains and predominance of quartz, feldspar and mica. Quartz and K-feldspar grains are sub-rounded to sub-angular, smaller than 15  $\mu\text{m}$ . The white mica is acicular, bigger than 20  $\mu\text{m}$ , dispersed in the matrix and oriented according to the lamination.



The opaque minerals are altered to orange hydroxides, probably goethite. Glauconite is rare, subrounded and restricted to the green silty layers.

To the top, near to the Santa Rosa da Serra city, these lithofacies grades to soft yellowish-brown siltstones with thin layers of rhythmites (fine grained muddy sandstones with interbedded siltstones), medium grained feldspatic sandstones and arkoses, in which locally occurs a lenticular black organic-rich micritic limestone.

#### **6.4.1.3. Green and glauconitic siltstones**

The rhythmites gradually pass to a green siltstone, commonly denominated as “*verdete*” (Fig. 6.4C). It is a pale-green, fine-grained siltstone, laminated, alternating with massive levels and a few intercalations of dark-green mudstone laminae. It is composed by glauconite (up until 37%), quartz (24%), clay minerals (14%), kaolinite (11%), micas (7%), opaques and iron hydroxides (7%) (Piza et al., 2011; Moreira et al., 2016). This lithofacies is thicker toward the east.

The green siltstone grades vertically and laterally to the glauconitic siltstone (Fig. 6.4D). The glauconitic siltstone package is more homogeneous and thicker to the west. It is a dark-green, fine-grained siltstone, with incipient lamination. Both the green and glauconitic siltstones are composed of subangular to subrounded grains of quartz and K-feldspar with superficial alteration, and acicular to lamellar detritic mica (muscovite/illite and minor biotite). Opaque minerals (manganese oxide, titanium oxide and zircon) are sub-rounded, with an average size of 5  $\mu\text{m}$ . Traces of zircon, goethite, barium phosphate and rare-earth elements phosphate were also identified (Moreira et al., 2016). The main differences between the two units are the glauconite content and its form. In the green siltstone, glauconite occurs as few grains of 25  $\mu\text{m}$ , with yellow to dark pleochroism, rounded and dispersed in the matrix. On the other hand, the glauconitic siltstone is composed by 40 to 80% of dark green micaceous glauconite, which is responsible for a whole-rock  $\text{K}_2\text{O}$  content of approximately 10 wt% (Nader and Ackroyd, 2017; Moreira et al., 2016, 2020). It is noteworthy that although innumerous studies regarding the evaluation of the green siltstone (“*verdete*”) as potash sources for agriculture (Piza et al., 2011), up to now, only the glauconitic siltstone was confirmed as a fertilizer (Violatti et al., 2019).

#### **6.4.1.4. Volcanoclastic rock**

Interbedded to the glauconitic siltstone (to the west) and the green siltstone (to the east), was described layers of volcanoclastic rock. In the São Gotardo region, a fine-grained, whitish

to greenish, clay-rich layer ranging between 0.5 to 1.0 m-thick and composed by angular quartz, muscovite, illite, kaolinite, zircon and a few glauconite aggregates is found between glauconitic siltstones (405960/7872465– Fig. 6.4E, Moreira et al., 2020). Similarly, near to the village of Quartel de São João (south of Cedro do Abaeté – 420285/7869670 – Fig. 6.4F), outcrops a whitish to greenish and very friable bed. It contains minuscule to large vesicular cavities and have a very fine and porous matrix with a pale green to white color.

#### **6.4.1.5. Sandstones**

Intercalations of fine-grained sandstones (Fig. 6.4G) increase in thickness and frequency to the east. In the Cedro do Abaeté region, fine to medium-grained sandstone with hummocky cross-stratification (Fig. 6.4H) occurs at the upper Serra da Saudade Formation, showing low-angle truncation surfaces and wavelengths between 1 to 2 meters. The sandstones are textural and mineralogically immature, with grain size varying from silt to medium sand and are classified as feldspatic wackes (Lima et al., 2007). The grains are angular to subangular and composed by quartz (50-40%), micas, chlorite and clay minerals (30%), feldspar (15-10%) and accessories (zircon, rutile and oxides).

#### **6.4.1.6. Phosphatic rhythmite**

Phosphatic rhythmites are restricted to the Cedro do Abaeté region (Fig. 6.2 and Fig. 6.4I). These phosphate occurrences were described by several authors (Guimarães, 1967; Chaves et al., 1971; Lima, 2005; Lima et al., 2007). The thickness is irregular, up to 20 meters (Lima, 2005), discontinuous and lenticulars, elongated at N-S direction. The layers are folded but without clear evidence of schistosity or cleavage. The lithofacies reflects different fracturing planes and display many degrees of weathering. The mineralized rock is a sandy-pelitic rhythmite (phosphoarenite), interbedded to the green siltstones, as stratiform lenses. It consists of phosphate intraclasts in a microcrystalline grained matrix, rich in fluorapatite and addition of detrital quartz, feldspar, muscovite, chlorite and calcite.

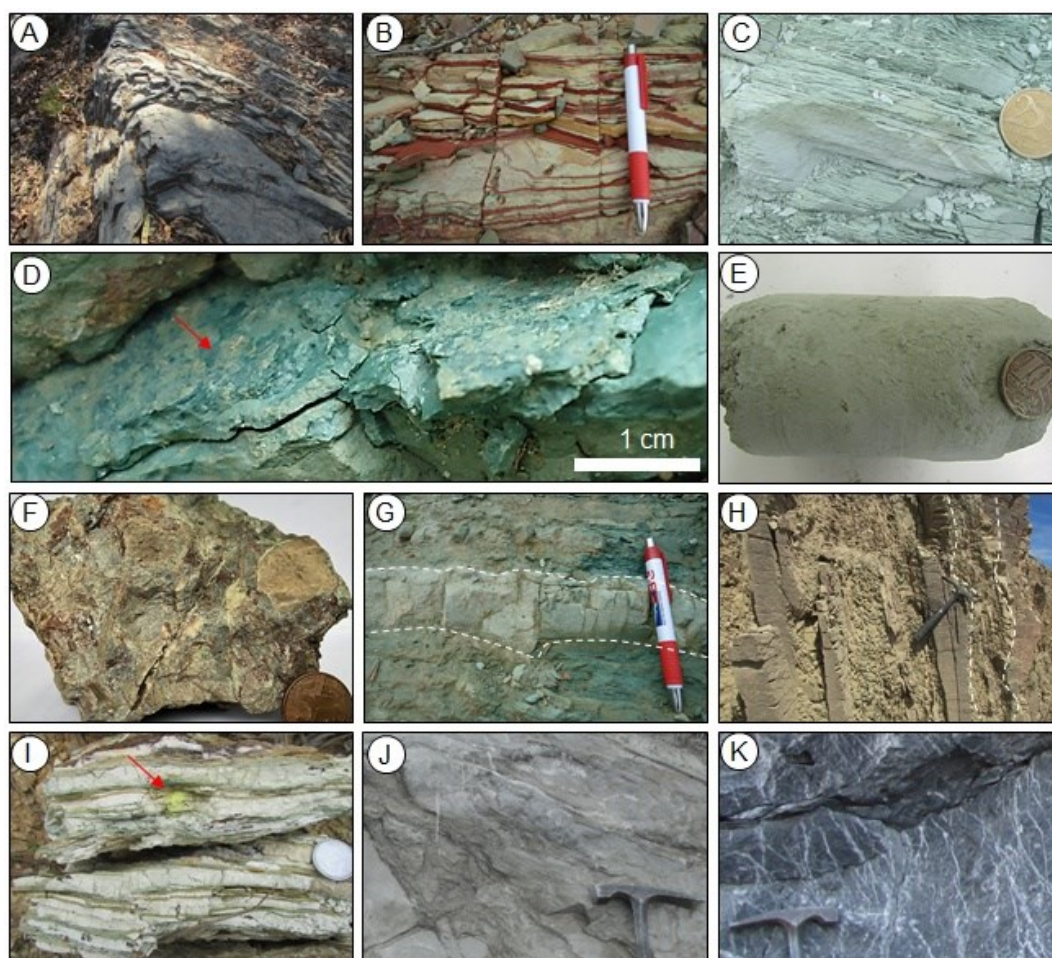
#### **6.4.1.7. Carbonates and limestones**

In the Cedro do Abaeté region were identified reworked carbonates (Fig. 6.2 and Fig. 6.4J) within the green siltstones in a transitional contact. They are 2 to 3 m-thick discontinuous lenses of dark fine grained calcarenites, calcilutites and intraformational breccia (calcirudite), interbedded with microbial laminites, sometimes phosphatic. Sin-depositional (graded bed, cross-bedding and ripple marks) and post-depositional structures are common (slumps, mud

cracks and dish structures), as well as millimetric to centimetric-sized calcite veins were described (Lima et al., 2007).

Close to the Santa Rosa da Serra city (Fig. 6.2 and Fig. 6.4K), a 45 meters-thick, black organic-rich micritic limestone and light gray oolitic carbonate were described and sampled. It comprises a decameter-thick lens of carbonatic rock interbedded to siltstones and sandstones at the uppermost Serra da Saudade Formation. Under the microscope, the black limestone varies from a mudstone to wackstone with peloids and oncoids, and siliciclastic contaminants (grains of fine grained silt-sized quartz). Microbial laminite beds with disruptive and chaotic micritic lamination pattern occur sparsely in the middle and upper carbonatic interval (Seer and Morais, 2011).

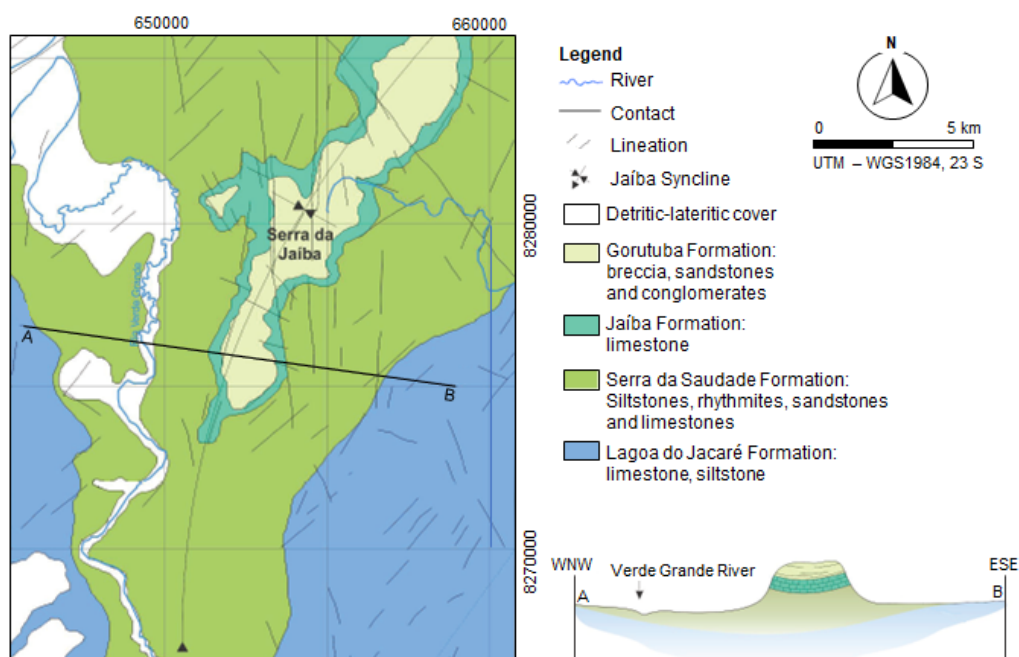
**Fig.6.4. Main lithotypes from the Serra da Saudade Formation (from the base to the top): A) basal gray siltstone – 4124340/7868360; B) silty-clay rhythmite; C) green siltstone; D) detail of laminaes of glauconite; E) volcanoclastic rock – drill core – 405960/7872465; F) volcanoclastic rock – outcrop – 420284/7869670; G) intercalation between green siltstone and sandstone; H) verticalized sandstone with hummocky stratification; I) phosphatic rhythmite – 7887395/427835 (in yellow the reaction of phosphorite with ammonium molybdate solution); J) calcilutite – 7881985/425920; K) black organic-rich micritic limestone – 388983/7832616.**



#### 6.4.2. Facies description of the Serra da Saudade Formation in the Jaíba section

In the northern Minas Gerais state, in the Vale do Rio Verde Grande region the Jaíba Ridge (Fig. 6.5) preserves the Serra da Saudade and Três Marias formations from erosion. The Jaíba Member from the uppermost Serra da Saudade Formation (e.g., Uhlein et al., 2019) comprises ~60 meters of shallow marine, supratidal to intertidal carbonate facies. It is composed of microbial laminites and trombolites interbedded to thin grainstones and carbonatic breccia. The basal contact with siltstones is gradational, with a progressive upward increase in carbonatic fraction in the siltstones. The upper contact between Jaíba Member and Três Marias Formation is abrupt, marked by local erosional surfaces (Chiavegatto et al., 2003; Iglesias and Uhlein, 2009; Costa, 2011; Kuchenbecker et al., 2015).

**Fig. 6.5. Geological setting of the Jaíba Ridge showing the occurrence of limestone at the upper Serra da Saudade Formation (modified from Kuchenbecker et al., 2015).**



## 6.5. Litogeochemistry and Isotopic Data

Four samples of black organic-rich micritic limestone were analyzed for major and trace elements (Tab. 6.1), and for C, O and Sr isotopes (Tab. 6.2). The carbonate samples show  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{SiO}_2$  concentrations ranging from 0.14 to 4.51% and 2.15 to 21.84%, respectively. Zr concentrations are from 17 to 67 ppm and Sr abundances are higher than 2000 ppm. The sum of rare earth elements plus yttrium vary from 11.14 to 104.42 ppm. Rb/Sr ratios vary between 0.001 and 0.022, Mn/Sr from 0.04 to 0.10, Mg/Ca from 0.01 to 0.03, and Ca/Sr around 0.15.

When normalized to PAAS data (McLennan, 1989) three samples (SR-02, SR-06, SR-07) present light rare earth elements (LREE) depletion relative to heavy rare earth elements (HREE) ( $\text{Pr}/\text{Yb}_N = 0.61$  to  $0.91$ ) and only sample SR-12 shows LREE enrichment ( $\text{Pr}/\text{Yb}_N = 1.21$ ; Fig. 6.6). The three samples with  $\text{Pr}/\text{Yb}_N < 1.0$  have positive Ce anomaly ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.33$  to  $1.70$ ) and Y/Ho ratios from 40 to 44. In contrast, the sample SR-12 shows absence of Ce anomaly and  $\text{Y}/\text{Ho} = 26$ . All samples yield positive La anomaly ( $\text{La}/\text{La}^* = 1.33$  to  $4.61$ ) and  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  around 1.0.

The studied limestones display  $\delta^{13}\text{C}$  values varying from 9.26 and 9.79‰, and negative  $\delta^{18}\text{O}$  values between -10.24 and -9.35‰. One sample, SR-02, in the lowermost part of the section, shows negative  $\delta^{13}\text{C}$  value (-8.75‰) and more negative  $\delta^{18}\text{O}$  value (-11.50‰) (Tab. 6.2, Fig. 6.7A). Apart from carbon isotope data of sample SR-02,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values are relatively uniform through the sampled interval and there is no clear covariation between  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  when plotted in binary diagram (Fig. 6.7B). The three samples analyzed for  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  yielded low radiogenic ratios between 0.7074 to 0.7077 (Tab. 6.2, Fig. 6.7).

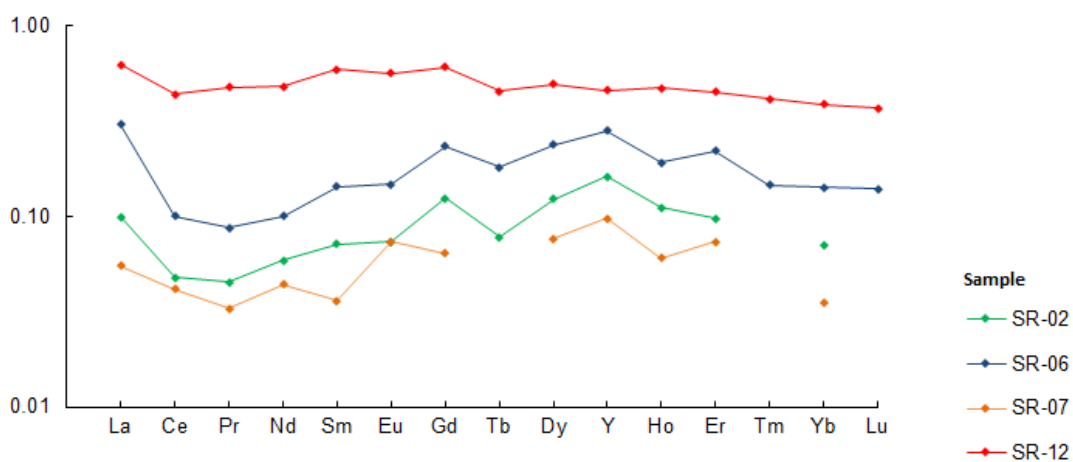
**Tab. 6.1. Complete whole rock geochemical analysis for the black organic-rich micritic limestone.**

Sample		SR-02	SR-06	SR-07	SR-12
Height (m)	Unit	1003	1013	1014	1032
SiO <sub>2</sub>	%	4.69	4.07	2.15	21.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.14	0.42	0.14	4.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.31	0.44	0.23	1.66
CaO	%	50.07	51.9	53.4	36.24
MgO	%	0.39	0.34	0.53	1.22
MnO	%	<0.01	<0.01	0.01	0.03
TiO <sub>2</sub>	%	<0.01	0.03	0.01	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.20	0.38	0.17	0.23
Na <sub>2</sub> O	%	0.02	0.04	0.04	0.08
K <sub>2</sub> O	%	0.06	0.14	0.07	1.51
LOI %	%	41.66	41.37	42.63	30.24
Ba	ppm	94.00	165.00	119.00	253.00
Ca	ppm	35.78	37.09	38.16	25.90
Co	ppm	0.60	1.30	0.50	5.20
Cs	ppm	0.07	0.21	0.11	1.62
Cu	ppm	28.00	35.00	45.00	31.00
Ga	ppm	0.20	0.60	0.20	6.00
Hf	ppm	0.19	0.45	<0.05	1.85
Nb	ppm	1.72	0.54	0.07	5.10
Ni	ppm	11.00	11.00	7.00	20.00
Rb	ppm	<0.2	3.10	<0.2	50.40
Sn	ppm	1.30	<0.3	<0.3	0.70
Sr	ppm	2155.00	3357.00	2051.00	2340.00
Ta	ppm	0.06	<0.05	<0.05	0.23
Th	ppm	0.60	0.30	<0.1	3.60
U	ppm	0.78	1.15	1.02	1.71
V	ppm	5.00	27.00	5.00	57.00
W	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	0.20
Zn	ppm	22.00	<5	<5	<5
Zr	ppm	17.00	24.00	<10	67.00
La	ppm	3.8	11.6	2.1	23.9
Ce	ppm	3.8	8	3.3	34.9
Pr	ppm	0.4	0.77	0.29	4.23
Nd	ppm	2	3.4	1.5	16.4
Sm	ppm	0.4	0.8	0.2	3.3
Eu	ppm	0.08	0.16	0.08	0.61
Gd	ppm	0.58	1.09	0.3	2.84
Tb	ppm	0.06	0.14	<0.05	0.35
Dy	ppm	0.58	1.12	0.36	2.33
Y	ppm	4.4	7.63	2.64	12.37
Ho	ppm	0.11	0.19	0.06	0.47
Er	ppm	0.28	0.63	0.21	1.29
Tm	ppm	<0.05	0.06	<0.05	0.17
Yb	ppm	0.2	0.4	0.1	1.1
Lu	ppm	<0.05	0.06	<0.05	0.16
La/La*		3.72	4.61	3.04	1.33
Ce/Ce*		1.37	1.33	1.70	0.92
Eu/Eu*		0.92	0.85	2.27	0.85

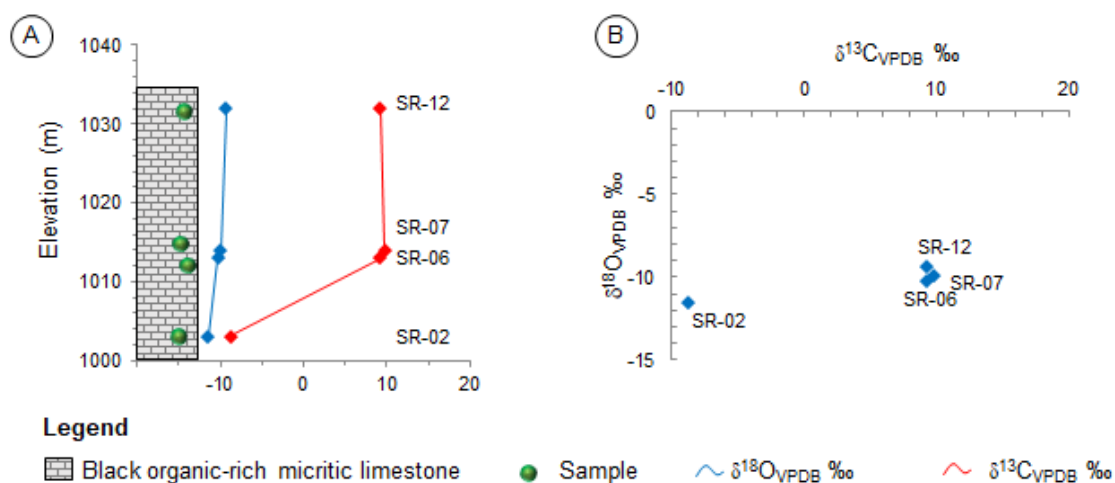
**Tab.6.2.  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  values (‰) and Sr isotopic data for the black organic-rich micritic limestone.**

Sample	SR-02	SR-06	SR-07	SR-12
Height (m)	1003	1013	1014	1032
$\delta^{13}\text{C}$	-8.75	9.26	9.79	9.22
$\delta^{18}\text{O}$	-11.5	-10.24	-9.94	-9.35
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7076	0.7074	NA	0.7077
SE (%)	0.0027	0.0030	NA	0.0005

**Fig. 6.6: Shale normalized distribution (against PAAS; McLennan, 1989) of the black organic-rich micritic limestone from the Serra da Saudade Formation.**



**Fig. 6.7: A) Chemostratigraphic section for the black organic-rich micritic limestone strata (upper Serra da Saudade Formation). B)  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  diagram.**



## 6.6. Discussion

The exposures along the study area provide an opportunity to observe and to construct a detailed stratigraphic and faciological section that can be used for to interpret the geological and sedimentary evolution of the Serra da Saudade Formation in the Bambuí Basin context.

### 6.6.1. Stratigraphy and depositional architecture of the Serra da Saudade Formation.

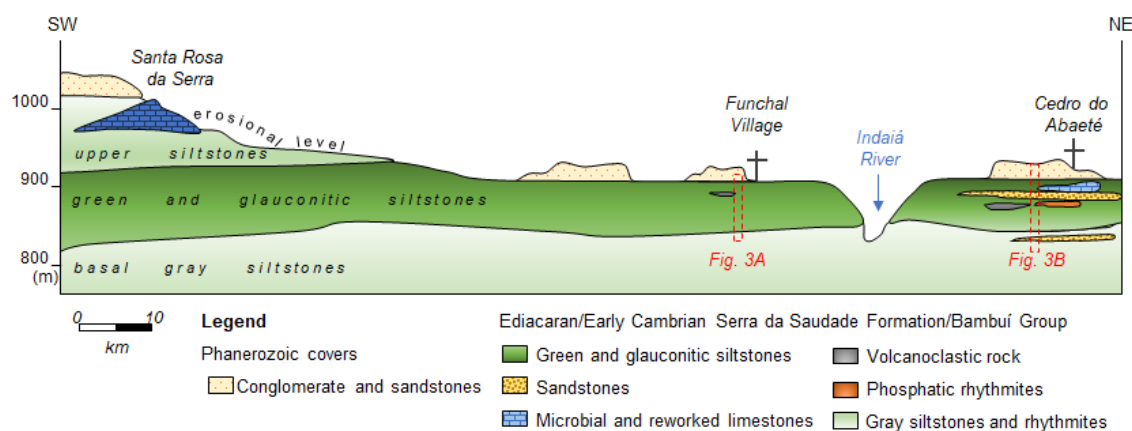
Field, petrographic and geochemical data, combined with literature review, indicates that the Serra da Saudade Formation comprises a lateral and vertical assemblage that includes three main packages of siltstones (Fig. 6.8): i) basal gray siltstones; ii) green and glauconitic siltstones, iii) upper siltstones. The basal gray to beige siltstones comprise a few intercalations of mudstone and sandstones. The green and glauconitic siltstones are typically olive to bluish green, with thicker beds to the west and lenticular intercalations of carbonates, sandstones and phosphorite to the east. The upper siltstones are composed of weathered yellowish-brown siltstones with thin layers of sand-silt rhythmites, medium grained feldspatic sandstones and arkoses. Interbedded to the upper siltstones outcrops a lenticular, black organic-rich micritic limestone.

The reconstructed architecture shows a depositional environment that grades laterally from a southwestern platformal marine, with thick packages of glauconitic siltstones, to a northeastern storm-dominated shallower marine system, characterized by green siltstones interfingering by sandstones with hummocky cross-stratification, reworked phosphorites and shallow water carbonates.

As regards the sequence stratigraphy (Catuneanu, 2006), the basal gray siltstone and part of green and glauconitic siltstone of the Serra da Saudade Formation represents a transgressive system tract (TST – Fig 6.3). Sequences dominated by glauconite reflect deposition on muddy bottoms, with a general low oxygen content and intermittent action of bottom currents (Amorosi et al., 1997; Amorosi et al., 2007). A maximum flooding surface (MFS – Fig 6.3) was inferred to be present in the sequence with highest K<sub>2</sub>O grades (around 11 wt%), within the glauconitic siltstone unit. The upper part of the formation includes green siltstones, reworked limestones and an upward increasing number and thickness of sandstones beds, interpreted as a regressive system tract (RST).



**Fig.6.8: Schematic geological section for the Serra da Saudade Formation along the homonymous ridge (see location on Fig. 6.2). Dotted red rectangle represents the stratigraphic columns detailed on Fig. 6.3.**



The phosphatic rhythmite interbedded with the green siltstones is restricted to the Cedro do Abaeté region and are not found within the glauconitic siltstone package. The phosphogenic events are traditionally associated to  $P_2O_5$ -rich upwelling currents (Glenn et al., 1994). The occurrence of phosphorite deposits during the Cambrian is related to an increase in both Ca and P in shallow ocean waters. For the early Cambrian, probably because of elevated oxygen levels and high weathering rates, the breakdown of terrigenous material promotes increased primary production, which it turns enhanced the nutrient supply to shallow ocean waters (Berner, 2004; Brennan et al., 2004; Stammer et al., 2018). The phosphatic deposits of the Serra da Saudade Formation are likely associated to two events. They mark the establishment of high biological productivity conditions in the shelf area, interplaying between extended areas with low-energy environment marked by glauconitization process. The second event is related to significant reworking by storm waves that concentrated coarser clastics and phosphorite grains in the eastern part of the basin, where it is related to expressive sandy sedimentation and reworked carbonates (following examples from Combes and Rey, 2010; Crosby and Bailey, 2012; Omelon et al., 2013; Stammer et al., 2018).

Sandy beds increase gradually eastward, from centimetric layers (0.2 to 0.5 centimeters) to metric (1 to 3 meters) intercalations of sandstones with hummocky cross-stratification, suggesting occasional water depths above storm-wave base. The uppermost part of the formation includes siltstones interbedded with rhythmites and limestones, interpreted as a regressive system tract (RST).

In the Serra da Saudade Formation, three carbonatic levels are recognized: i) microbial laminites, sometimes phosphatic, interbedded with reworked limestones (calcarenites, calcilutites and calcirudite), and within green siltstones at Cedro do Abaeté region; ii) a black, organic-rich, micritic limestone with few intercalations of microbial laminites, in the Santa Rosa da Serra region; iii) microbial laminite and thrombolite levels in the northern Jaíba region.

The microbial laminites and the reworked carbonates from the Cedro do Abaeté region are interpreted as shallow marine deposits and likely associated to supratidal-intertidal environments often reworked by storm waves and currents. The black, organic-rich limestone with disruptive and chaotic micritic lamination pattern from the Santa Rosa da Serra region suggests deposition in an inner to outer shelf at times of likely higher organic productivity and burial. Preservation of the organic matter in the sediments probably resulted from the development of anoxic or at least oxygen-depleted bottom waters (Tucker, 1983). Finally, the microbial laminites in Jaíba region are interpreted as shallow marine supratidal-intertidal facies with ooids and wave-reworked sedimentary structures indicating a near-shore environment (Sanchez et al., 2018; Uhlein et al., 2019).

### **6.6.2. Rare Earth Elements as paleoenvironmental indicators**

Sample SR-12 has many evidences suggesting significant contamination by detritic material, such as  $LREE/HREE \geq 1$ , low Y/Ho ratio and high contents of  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ , Zr and Rb (Tab. 6.1 and Fig. 6.6). In contrast, LREE depletion, high Y/Ho ratios, low  $\Sigma REE$  and low  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ , Zr and Rb contents of samples SR-02, SR-06 and SR-07 are characteristics of reasonably pure carbonates. Thus, only these three last samples will be used in the following discussion concerning paleoenvironmental aspects.

The normalized REE+Y data of the studied samples show similarities with modern oxic seawater (Alibo and Nozaki, 1999) when comparing both La and Eu anomalies and Pr/ $Yb_N$  and Y/Ho ratios. However, instead of a negative Ce anomaly, typical of oxic waters, the data yield significant positive Ce anomalies. Positive Ce anomalies are usually interpreted as a fingerprint of active Ce cycle; i.e.,  $Mn^{2+}$  oxidation and sequestration of dissolved  $Ce^{4+}$  by  $MnO_2$  particles. Thus, in oxic environments, hydrogenetic ferromanganese crusts are Ce-enriched and usually present significant positive Ce anomalies (Bau and Koschinsky, 2009), while carbonates deposited in the same redox environment are Ce-depleted and yielding negative Ce anomalies (e.g., Tostevin et al., 2016). In contrary, carbonates with positive Ce anomaly, just like the studied samples, need not necessarily indicate significant changes in the redox conditions of the ocean. Rather, they may simply reflect subtle variations in the redox conditions of the of

underlying sediments during diagenesis (German and Elderfield, 1990; Ling et al., 2013). Distinct positive Ce anomalies, in some cases, reflect post-depositional Ce mobilization during anoxic early diagenesis through reduction of MnO<sub>2</sub> particles beneath the Mn (IV/II) redoxcline.

Positive Ce anomalies may also be general features of alkaline, carbonate-rich and aerobic waters, although other typical rare earth elements behaviors of such environments are not seen in these samples (Möller and Bau, 1993). Carbonates with positive Ce anomaly may also result from partial dissolution of Mn oxides contaminants during laboratory procedures, however, these samples are very lean in manganese (MnO<sub>2</sub> < 0.01 wt%) and do not show increase in Ce concentration with increasing Mn content. The data suggest anoxic conditions of bottom water/diagenetic paleoenvironments during deposition of the Santa Rosa da Serra limestones. Ocean stratification and O<sub>2</sub>-poor environments are also described in the upper Sete Lagoas, Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré formations (Iyer et al., 1995; Santos et al., 2000; Alvarenga et al., 2014; Misi et al., 2007; Vieira et al., 2007; Kuchenbecker et al., 2016; Paula-Santos et al., 2017; Paula-Santos et al., 2018). However, more data is necessary to fully elucidate this issue.

### 6.6.3. Carbon and oxygen isotopic variations

In the Bambuí Group, positive  $\delta^{13}\text{C}$  is related to shallow water carbonates, although the cause for the high  $\delta^{13}\text{C}$  values is still enigmatic (Iyer et al., 1995; Uhlein et al., 2019; Caetano-Filho et al., 2020). Positive  $\delta^{13}\text{C}$  values are described in the upper Sete Lagoas Formation (Santos et al., 2004; Vieira, 2007) and Lagoa do Jacaré Formation (Misi et al., 2007) and are used as chronostratigraphic markers for the Bambuí Group (Paula-Santos et al., 2017; Uhlein et al., 2019). In the Jaíba Member, uppermost Serra da Saudade Formation in the north of Minas Gerais state, microbialites and grainstones show  $\delta^{13}\text{C}$  from +0.8 to +3.4‰ and  $\delta^{18}\text{O}$  are mostly around -8‰, with lighter oxygen isotopes at the lower interval (Caxito et al., 2015; Uhlein et al., 2019).

The positive  $\delta^{13}\text{C}$  isotopic trend can be explained by various processes, such as increase in burial rates of organic matter (Knoll et al., 1986); methanogenesis associated with fermentation and direct reduction of CO<sub>2</sub> (Whithicar et al., 1986); sulfate reduction accompanied by sulfide generation under anaerobic conditions (Claypool and Kaplan, 1974; Pierre, 1989); high photosynthetic bio-productivity; high evaporation rates (Frimmel, 2010); and production and distribution of authigenic carbonate (Schrag et al., 2013, 2014). Additionally, carbon isotopes are subject to seasonal variations due to their low residence time in the oceans, around 433 years (Frimmel, 2010).

It is likely that the very positive  $\delta^{13}\text{C}$  record of the upper Serra da Saudade Formation is the result of several processes that can be reflected in local or regional scales, similarly to those occurring on the Sete Lagoas and Lagoa do Jacaré formations (Paula-Santos et al., 2017; Guacaneme et al., 2017; Uhlein et al., 2019; Caetano-Filho et al., 2020).

#### **6.6.4. Sr isotopic variations**

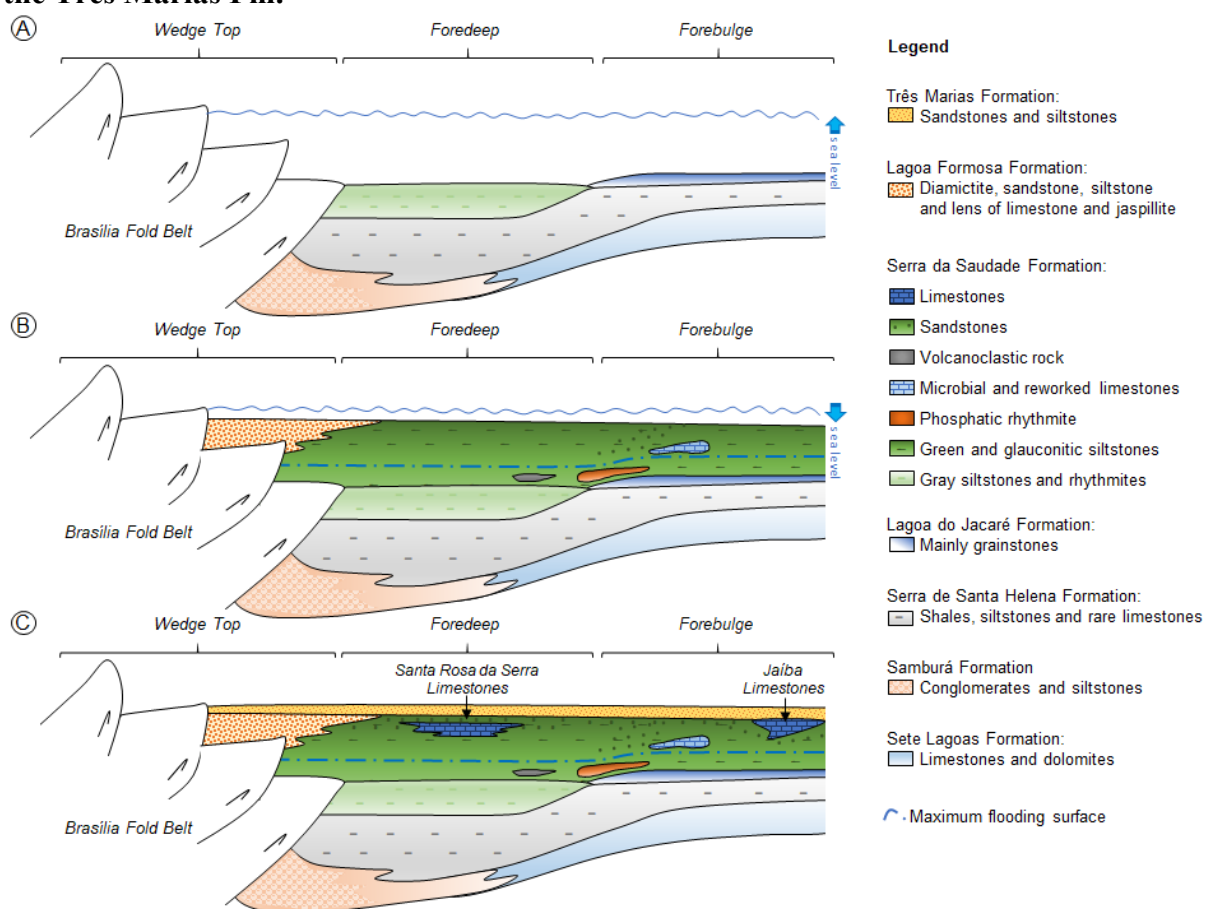
The isotopic signature of the Bambuí Group is very characteristic. At the base of the Sete Lagoas Formation, the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios vary from 0.7074 to 0.7082 (Babinski et al., 2007). The middle portion of the Sete Lagoas Formation shows  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from 0.7074 to 0.7082. The chemostratigraphic interval that grouped the upper Sete Lagoas, Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré Formations displays  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios around 0.7075 (Misi and Veizer 1998; Alvarenga et al., 2007; Misi et al., 2007, Caxito et al., 2012; Paula-Santos et al., 2015; Kuchembecker et al., 2016; Paula-Santos et al., 2017, Guacaneme et al., 2017).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios around 0.7075 are unexpected for late Ediacaran/lower Cambrian units when compared with published values worldwide (0.7080 to 0.7090; Li et al., 2013; Xiao et al., 2016). These lower values are also consistently found along the CI-3 chemostratigraphic interval proposed by Paula-Santos et al., (2017), composed by the upper Sete Lagoas, Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré formations. The maintenance of low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in the Serra da Saudade Formation carbonates suggest that a similar basinal context persisted through the upper Bambuí Basin and that more data is necessary to constrain the duration of the restricted basin setting as suggested for the CI-3 chemostratigraphic interval (Paula-Santos et al., 2017; Uhlein et al., 2019). Moreover, the high  $\delta^{13}\text{C}$  values of the Serra da Saudade Formation from the Santa Rosa da Serra region corroborate the hypothesis of a similar paleogeographic and biogeochemical scenario with the underlying units also bearing anomalous C and Sr isotopic data.

##### **6.6.4.1. Facies development in a foreland basin**

The Serra da Saudade Formation is interpreted as the record of an Ediacaran/early Cambrian (Moreira et al., 2020) foreland basin stage experienced by the São Francisco paleocontinent in response to lithospheric overburden caused by the uplift of the Brasília Belt (Dardenne, 2000; Alkmim and Martins-Neto 2001; Alkmim et al. 2011; Uhlein et al., 2017), as summarized in Fig. 6.9.

**Fig. 6.9. Schematic evolution of the Bambuí Basin, focused on the Serra da Saudade Formation (modified from Uhlein et al., 2017): A) A basin-wide subsidence, specially recorded in the foredeep, probably related to the Brasília belt activity, promotes the deposition of fine grained sediments (Serra de Santa Helena Fm.) interbedded with carbonates (Lagoa do Jacaré Fm.). In the foredeep, starts a gradual deposition of gray siltstones of Serra da Saudade Fm. B) The glauconitic siltstone marks the maximum flooding surface, which is overlain by a prograding turbidite fan system in the west (Lagoa Formosa Fm.). The regressive pattern is identified in the east by the frequent intercalations of sandstones, reworked carbonates and microbialite beds. C) Final stage of the Serra da Saudade Fm., with regressive carbonate deposition in the foredeep (Santa Rosa da Serra) and forebulge (Jaíba), which is overlain by fluvial to marine sandstones of the Três Marias Fm.**



The first stage of the Bambuí Group deposition (Fig. 6.9A) is represented by a retrograding coastal alluvial fan system in the foredeep (Samburá Formation: conglomerates, diamictites, sandstones and pelites), to a cap carbonate deposition on the forebulge (lower Sete Lagoas Formation). Afterwards, a forebulge uplift promotes the basin wide deepening and deposition of fine grained sediments (Serra de Santa Helena Formation) in the foredeep, with lateral intercalation with carbonates in the forebulge (Lagoa do Jacaré Formation).

In the foredeep, the glauconitic siltstone interval is related to the maximum deepening of the basin (highest subsidence rate). In the west, and concomitantly to the end of the transgression, a regressive pulse probably related to a phase of orogenic quiescence (Fig. 6.9B) leads to the deposition of a prograding turbidite fan system (Lagoa Formosa Formation: conglomerates, sandstones, diamictites, limestones lenses and pelites). In the forebulge, to the east, a shallowing upward pattern is related to sandstones with hummocky cross-stratification and reworked limestone lenses.

The black organic-rich limestone (Santa Rosa da Serra) suggests deposition in inner to outer shelf at times of increased organic productivity and burial. In the forebulge, toward northeast, the thrombolites and microbial laminites in the Jaíba region represent very shallow waters in a lagoon context (Caxito et al., 2018; Uhlein et al., 2019). Although it is not clear if the black organic-rich limestone in Santa Rosa da Serra and the microbial laminites in Jaíba region are chronocorrelated, they can be associated to long-term regressive events in the final stages of the Serra da Saudade Formation and the filled and overfilled stages of the Bambuí foreland basin.

Marking the final stages of the Bambuí Group deposition (Fig. 6.9C), the Serra da Saudade Formation is superimposed by the Três Marias sandstones, which represents, in the central and western area of the basin, a storm deposit with paleocurrents toward the southeast and northeast (Chiavegatto, 1992; Uhlein et al., 2004; Reis, 2011). In the northwest of the basin (Jaíba area), deposition occurs in a coarse-grained deltaic system associated with a siliciclastic platform under the influence of waves, tides and storms with sediment transport to the southwest (Rossi et al., 2020). Both the upper Serra da Saudade and Três Marias formations represent the final stage of a shallowing upward 2<sup>nd</sup>-order sequence (Dardenne, 1981; Reis et al., 2017).

The early Cambrian ages for both Serra da Saudade Formation (520 Ma – Moreira et al., 2020) and the Três Marias Formation (527 Ma for the youngest detrital zircon – Tavares et al., 2020) indicates that the sedimentation at the Bambuí basin persisted for a longer time than previously admitted.

## 6.7. Conclusions

The Serra da Saudade Formation comprises a laterally and vertically stacked assemblage including three main packages of siltstones, from base to top: basal gray siltstones; green and glauconitic siltstones and pale green to gray siltstones. In most outcrops, the succession is dominated by pelitic packages, containing siltstones with glauconite. Locally, rhythmites, sandstones with hummocky cross-stratification, phosphorites, volcanoclastic rocks, reworked carbonates and microbialites outcrop interbedded to siltstones. The lateral facies changes in the Serra da Saudade Formation reflect the transition from foredeep to a forebulge deposits during the evolution of a foreland basin.

The lower Serra da Saudade Formation is dominated by gray siltstones with rare sandstone intercalations. Up in the unit, a thick bed of green and glauconitic siltstones indicates a sea level rise, with a maximum flooding surface positioned approximately at the most glauconite-rich (and consequently, the higher K<sub>2</sub>O content) interval. Above it, a regressive pattern is indicated by reworked carbonate, microbialite and storm-induced sandstone beds becoming more frequent within pale green and gray siltstones. From foredeep to forebulge (west to east), there are different vertical stacking of facies due to contrasting subsidence/uplift times and rates during the Bambuí foreland basin evolution.

The occurrence of limestones at the upper Serra da Saudade Formation can be associated to a 2<sup>nd</sup>-order sequence regression that culminates to the deposition of continental to shallow marine sandstones of the Três Marias Formation.

The high  $\delta^{13}\text{C}$  values and low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  data of the Serra da Saudade Formation from the Santa Rosa da Serra region corroborate the hypothesis of a similar paleogeographic and biogeochemical scenario with the underlying units also bearing anomalous C and Sr isotopic data, such as the upper Sete Lagoas Formation and the Lagoa do Jacaré Formation. Since these data are usually indicative of a restricted basin setting for the Bambuí basin, one should be aware that more data is necessary to better constrain the duration of such paleogeographic scenario and if it persisted in the entire basin evolution.

## 6.8. Acknowledgements

The authors are thankful for the financial support received from Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG CRA – grant number APQ-01711-14) and from Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq Universal nº 447449/2014-1 and Bolsa de Produtividade em Pesquisa, Chamada CNPq nº 09/2018, grant number 302202/2018-8). We also acknowledge Verde AgriTech and Mineração Dornas Ltda companies and CPMTC-IGC-UFMG.

## 6.9. References

- Alkmim, F. F., Martins-Neto, M. A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. *A Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte: SBG, p. 9-30.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**: 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>.
- Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Cruz, S.C.P., Silva, C.M.T., 2011. Map-view curves of the Brasiliano/PanAfrican Araçuaí and west Congolian belts: products of craton orogen interactions during the assembly of West Gondwana. In: Schmitt, R.S., Trouw, R., Carvalho, I.S., Collins, A. (Eds.), *Gondwana Res.*, 14, Abstracts. Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Vieira, L.C., Lima, B.A.F., Mancini, L.H., 2014. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasilia Belt of Brazil. *Precambrian Res.* **251**: 164-180. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.011>.
- Alibo, D. S., Nozaki, Y. 1999. Rare earth elements in seawater: particle association, shale-normalization, and Ce oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63 (3-4)**: 363-372.
- Amorosi, A. 1997. Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, **109**: 135-153.
- Amorosi, A., Sammartino, I., Tateo, F. 2007. Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach. *Deep-Sea Research*, **II (54)**: 1364–1374.
- Babinski, M., Van Schmus, W.R.V., Chemale, J.R.F., 1999. Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chem. Geol.* **160**: 175–199.
- Babinski, M., Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**: 401-406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00764>.
- Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Trindade, R.I.F., Martins, M., Noce, C.M., Liu, D., 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Res.* **21**: 451–465.
- Bau, M., Koschinsky, A. 2009. Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide: evidence from the distribution of rare earth elements and yttrium between Fe oxides and Mn oxides in hydrogenetic ferromanganese crusts. *Geochemical Journal*, **43**: 37-47.



Berner, R.A., 2004, The Phanerozoic carbon cycle: CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub>: Oxford University Press (in press). New York. 159 p.

Brennan, S. T., Lowenstein, T. K., Horita, J. 2004. Seawater chemistry and the advent of biocalcification. *Geology*, **32 (6)**: 473-476. <http://dx.doi.org/10.1130/G20251.1>.

Caetano-Filho, S., Sansjofre, P., Ader, M., Paula-Santos, G. M., Guacaneme, C., Babinski, M., Bedoya-Rueda, C. Kuchenbecker, M. Reis, H. L.S., Trindade, R. I. F. 2020. A large epeiric methanogenic Bambuí sea in the core of Gondwana supercontinent? *Geoscience Frontiers*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2020.04.005>.

Castro, P. T. A., Dardenne, M. A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwestern domain of the São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (3)**: 439-441.

Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Dias, T.G., Uhlein, G.J., 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian. Res.* **200-203**: 38-58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.01.005>.

Caxito, F. A., Uhlein, G. J., Sial, A. N., Uhlein, A. 2015. Carbon and Oxygen Isotope Stratigraphy of the Ediacaran Jaíba Formation, Upper Bambuí Group, Brazil: Insights into Paleogeography and Sedimentary Environments after a Neoproterozoic Glaciation. 2015 AGU Fall Meeting, December, p. 14-18.

Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Salgado, S.S., Dussin, I.A., Sial, A.N. 2016. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research*, **282**: 97-120.

Caxito, F.A., Frei, R., Uhlein, G.J., Dias, T.G., Ártig, T.B., Uhlein, A., 2018. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic oxygenation event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. *Chemical Geology*, **481**: 119–132.

Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Amsterdam, Elsevier. 375 p.

Chaves, A. G., Heineck, A., Tavares, W. D. P. 1971. *Mapa Geológico - Folha de Vila Funchal - Escala 1: 50.000*. Belo Horizonte, Projeto Fosfato Cedro do Abaeté.

Chiavegatto, J.R.S., 1992. *Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. MS Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 216 p.

Chiavegatto, J.R.S., Gomes, N.S., Dardenne, M.A., 1997. Conglomerados oligomíticos da Formação Três Marias na Serra do Gorutuba, norte de Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, IX, Ouro Preto, *Anais*, 14, p. 83–84.

Chiavegatto, J.R.S., Gomes, N.S., Dardenne, M.A., Delgado, C.E.R., 2003. Estratigrafia do Grupo Bambuí nas regiões Norte de Minas Gerais: uma nova unidade estratigráfica e um contexto de inversão de bacia. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 12, Ouro Preto, *Anais*, vol. 24.

Combes, C., Rey, C., 2010 Amorphous calcium phosphates: Synthesis, properties and uses in biomaterials. *Acta Biomater*, **6**: 3362-78.

Cordani, U. G.; Sato, K.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Basei, M. A. S. (2000) Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 19- 40.

Costa M.T., Branco 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 14, Belo Horizonte, EEUFMG-Instituto de Pesquisas Radioativas, *Publicação*, 15, 25 p.

Costa, D. A. 2011. *Controle lito-estrutural e estratigráfico na hidrogeoquímica e nas concentrações de fluoreto no sistema aquífero cárstico-fissural do Grupo Bambuí, norte de Minas Gerais*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. <http://hdl.handle.net/1843/MPBB-8JNPEM>.

Crockford, P.W., Hodgskiss, M.S.W., Uhlein, G.J., Caxito, F.A., Hayles, J.A. Halverson, G.P., 2018. Linking paleocontinents through triple oxygen isotope anomalies. *Geology*, **46(2)**: 179–182. <https://doi.org/10.1130/G39470.1>.

Crosby, C. H., Bailey, J. 2012. The role of microbes in the formation of modern and ancient phosphatic mineral deposits. *Frontiers in microbiology*, **3**: 241.

Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais., SBG, 2, 597-610.

Dardenne, M. A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador: CPRM. *Anais*, p. 140-147.

Dardenne, M. A. 2000. The Brasilia Fold Belt. In: Cordani, U. G. ; Milani, A. J.; Thomaz-Filho, A.; Campos, D. A. Tectonic evolution of South America. *31° International Geological Congress*. Rio de Janeiro. p. 231-264.

Fölling P.G., Frimmel H.E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, **14**: 69-88.

Frimmel H. E. 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, **182(4)**: 239-253.

German, C.R., Elderfield, H. 1990. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules, *Paleoceanography*, **5 (5)**: 823-883.

Glenn, C.R., Follmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Olivier, C., Garrison, R. E., Ilyyin, AV., Jhel, C. Rohrllich, V., Sadaqah, R.M.Y., Schidlowski, M., Sheldon, R.E., Siegmund H. 1994. Phosphorus and Phosphorites: Sedimentology and Environments of Formation. *Eclogae geol. Helv.* **87(3)**: 747- 788.

Guacaneme C., Babinski M., Paula-Santos G.M., Pedrosa-Soares A.C. 2017. C, O and Sr isotopic variations in Neoproterozoic-Cambrian carbonate rocks from the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), in the southern São Francisco basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **47(3)**: 521-543. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160126>.

Guimarães, D. 1967. *Ocorrências de fosforita no município de Abaeté*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 18 p.

Guimarães, D., Dutra, C. V. 1969. *Contribuição ao estudo da Série Bambuí*. DNPM. Bol. DNPM n. 234.

Halverson G.P., Hurtgen M.T. 2007. Ediacaran growth of the marine sulfate reservoir. *Earth and Planetary Science Letters*, **263**: 32-44. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.022>.

Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, **182**: 337-350.

Iglesias, M., Uhlein, A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **39 (2)**: 256-266.

Iyer, S.S., Babinski, M., Krouse, H.R., Chemale Jr., F. 1995. Highly  $^{13}\text{C}$ -enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brasil. *Precambrian Research*, **73**: 271-282.

Kawashita K. 1998. *Rochas carbonáticas neoproterozóicas da América do Sul: idades e inferências quimioestratigráficas*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 p.

Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, **321**: 832-837.

Kuchenbecker, M. 2011. *Quimioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG)*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 104 p.

Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Silva, L.C., Costa, R.D., Fragoso, D.G.C., Knauer L.G., Dussin I.A., Pedrosa-Soares, A.C. 2015. Age constraints for deposition and sedimentary provenance of Espinhaço Supergroup and Bambuí Group in eastern São Francisco craton. *Geonomos*, **23 (2)**: 14-28.

Kuchenbecker, M., Atman, D., Costa, R.D., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., 2016. A Formação Gorutuba: sedimentação litorânea a continental na margem leste da Bacia Bambuí (MG). *Geol. USP. Série Científica*, **16**: 67–81.

Lawrence, M. G., Greig, A., Collerson, K. D., Kamber, B. S. 2006. Rare Earth Element and Yttrium Variability in South East Queensland Waterways. *Aquatic Geochemistry*, **12**: 39-72.

Li D, Ling H-F, Shields-Zhou GA, Chen X, Cremonese L, Och L, Thirlwall M and Manning CJ (2013a) Carbon and strontium isotope evolution of seawater across the Ediacaran–Cambrian transition: evidence from the Xiaotan section, NE Yunnan, South China. *Precambrian Research*, **225**: 128–47. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.01.002>.

Lima, O. N. B. 2005. *Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 142 p.

Lima, O. N. B. 2011. *Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicação tectônica e paleoambiental*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília, 114 p.

Lima, O. N. B., Uhlein, A., Britto, W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37 (4- suplemento)**: 204 -215.

Ling, H., Chen, X. Li, D., Wang, D., Shields-Zhou, G.A., Zhou, M. 2013. Cerium anomaly variations in Ediacaran–earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: Implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Precambrian Research*, **225**: 110-127.

Martins-Neto, M.A., 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, **26**: 163–176.

McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral. Geochem.* **21**: 169–200.

Misi A., Veizer J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brasil: chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, **89**: 87-100.

Misi A., Kaufman A.J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggiani P.C., Gaucher C., Teixeira J.B.G., Sanches A.L., Iyer S.S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, **237**: 143-167. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.019>.

Möller, P. Bau, M. 1993. Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**: 671-676.

Moreira, D.S., Uhlein, A, Fernandes, M.L.S., Mizusaki, A.M., Galéry, R, Delbem, I.D. 2016. Estratigrafia, petrografia, e mineralização de potássio em siltitos verdes do Grupo Bambuí na região de São Gotardo, Minas Gerais. *Geociências*, **35 (2)**: 157-171.

Moreira, D. S., Uhlein, A., Dussin, I. A., Uhlein, G. J., Misuzaki, A. P. 2020. A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *Journal of South American Earth Sciences*, **99**. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102503>.

Nader, B., Ackroyd, B. 2017. *NI 43-101 – Pre-Feasibility Technical Report – Cerrado Verde Project*, Minas Gerais, Brazil. Verde AgriTech PLC. London, 219 p.

Omelson, S., Ariganello, M., Bonucci, E., Grynopas, M., Nanci. A. 2013. A review of phosphate mineral nucleation in biology and geobiology. *Calcified Tissue International*, **93**: 382-396.

Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I.F., Pedrosa-Soares, A.C., 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* **18**:1-19. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>.

Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I., Guacaneme, C., 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* **42**: 280–305.

Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I., Enzweiler, J., 2018. Rare earth elements of carbonate rocks from the Bambuí Group, southern São Francisco Basin, Brazil, and their significance as paleoenvironmental proxies. *Precambrian Res.* **305**: 327–340.

Pierre, C., 1989. Sedimentation and diagenesis in restricted marine basins. In: Fritz, P., Fontes, J.C.H. (Eds.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, v.3 The Marine Environment. A. Elsevier, Amsterdam, p. 257-315.

Pierre G.E., Kaplan I.R. 1974. The origin and distribution of methane in marine sediments. In: Kaplan I.R. (Ed.). *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum, New York, p. 99-139.

Pimentel, M. M., Dardenne, M. A., Fuck, R. A., Viana, M. G., Junges, S. L., Fischel, D. P., Seer, H., Dantas, E. L. 2011. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasilia Belt, Central Brazil. *Jour. South. Am. Ear. Sci.*, **14 (6)**: 571-585.

Piza, P. D. D. T., Bertolino, L. C., Silva, A. A. S., Sampaio, J. A., Luz, A.B. 2011. Verdete da região de Cedro do Abaeté (MG) como fonte alternativa para potássio. *Geociências*, **30 (3)**:345-356.

Reis, H.L.S. 2011. *Estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanações de gás natural do baixo Rio Indaiá (MG)*. MS Thesis. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 127 p.

Reis, H.L.S., Suss, J., Fonseca, R.C.S., Alkmim, F.F., 2017. Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco Basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Res.* **302**: 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.023>.

Rodrigues, J.B., 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí—Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. PhD Thesis. Universidade de Brasília, Brasília 128 p.

Rossi, A. V.A.; Danderfer, A., Bersan, S. M., Kelmer, L. R. ; Tavares, T. D.; Lana, C. 2020. Stratigraphic, isotopic, and geochronological record of a superposed pro-foreland basin in the eastern São Francisco craton during west Gondwana amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, **97**: 102406.

Sanchez, E.A.M., Vieira, T.A., Reis, H.L.S., Kuchenbecker, M., 2018. Microbialitos fósseis da Formação Jaíba, Grupo Bambuí, Minas Gerais, Brasil. *Revista Brasileira De Paleontologia*, **21(2)**: 175-186.

Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Babinski M., Ramos M.L., Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A., Noce C.M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 27–39.

Schrag D., Higgins J., Macdonald F., Johnston D., 2014. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle: Why diagenesis matters even more. *Goldschmidt Abstracts*, 2223.

Schrag, D.P., Higgins, J.A., Macdonald, F.A., Johnston D.T. 2013. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle. *Science*, **339**: 540-543.

Seer, H. J., Moraes, L. C. (s.d.). 2011. *Mapa geológico Folha Campos Altos*. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte.

Seer, H. J., Moraes, L. C. (s.d.). 2011. *Projeto Alto Paranaíba. Folha Campos Altos*. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte. 165 p.

Sial, A.N., Dardenne, M.A., Misi, A., Pedreira, A.J., Gaucher, C., Ferreira, V.P., Silva Filho, M.A., Uhlein, A., Pedrosa-Soares, A.C., Santos, R.V., Egydio-Silva, M., Babinski, M., Alvarenga, C.J.S., Fairchild, T.R., Pimentel, M.M. 2009. The São Francisco Palecontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds): *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. *Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, p. 31–69.

Signorelli, N., Tuller, M. P., Silva, P. C. S., Justo, L. J. E. C. 2003. *Carta Geológica Folha SE.23-Y-D - Bom Despacho, escala 1:250.000*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Silva, M. A., Pinto, C. P. 2014. *Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Stammeier, J. A., Hipple, D., Nebel, O., Leis, A., Grengg, C., Mittermayr, F., Kasemann, S. A. 2018. Radiogenic Sr and Stable C and O Isotopes Across Precambrian-Cambrian Transition in Marine Carbonatic Phosphorites of Malyi Karatau (Kazakhstan) – Implications for Paleo-environmental Change. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. <https://doi.org/10.1029/2018GC007767>.

Tavares, T. D., Martins, M. S., Alkmim, F. F., Lana, C. 2020. Detrital zircons from the Upper Três Marias Formation, São Francisco basin, SE Brazil: Record of foreland deposition during the Cambrian? *Journal of South American Earth Sciences*, **97** <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102395>.

Tostevin, R., Shields, G. A., Tarbuck, G. M., He, T., Clarkson, M. O., Wood, R.A. 2016. *Chemical Geology*, 438: 146-162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027>.

Trompette, R.R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 p.

Tucker, M. E. 1983. Sedimentation of organic-rich limestones in the late Precambrian of Southern Norway. *Precambrian Research*, **22(3-4)**: 295–315.

Tuller, M. P., Silva, P. C. S. 2003. *Carta Geológica Folha SE.23-Y-D - Bom Despacho, escala 1:250.000*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Uhlein, A., Baptista, M. C., Seer, H. J., Caxito, F. A., Uhlein, G. J., Dardenne, M. A. 2011. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): sistema deposicional de leque submarino em bacia de antepaís. *Geonomos*, **19 (2)**: 163-172.

Uhlein, G. J., Uhlein, A., Stevenson, R., Halverson, G.P., Caxito, F.A., Cox, G.M., 2017. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Res.* **299**: 101-116. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.020>.

Uhlein, G. J., Uhlein, A., Pereira, E., Caxito, F. A., Okubo, J., Warren, L. V., Sial, A. N. 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeo*, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.022>.

Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valadares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004b. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Res.* **130**: 27–55.

Viera, L.C., 2007. *A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as Variações Paleomambiais no Final do Proterozóico*. PhD Thesis. Universidade de São Paulo, São Paulo, 145 p.

Vieira L.C., Trindade R.I.F, Nogueira A.C.R., Ader M. 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, **339**:240-258. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.02.003>.

Violatti, I. C. A., Gualberto, C. A. C., Silveira, L. H., Santos, G. A., Ferreira, B. C., Machado, P. M. M., Pereira, H. S. 2019. Glauconitic siltstone as multi-nutrient fertilizer for *Urochloa brizantha* cv. Marandú. *Australian Journal of Crop Science*, **13 (8)**: 1280-1287. <https://doi.org/10.21475/ajcs.19.13.08.p1609>.

Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simoes, M.G., Poire, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., Strikis, P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, **42**: 391–394. <https://doi.org/10.1130/G35304.1>.

Whithicar M.J., Faber E., Schoell M. 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO<sub>2</sub> reduction versus acetate fermentation? *Isotope evidence. Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 693-709.

Xiao S., Narbonne G. M., Zhou C., Laflamme M., Grazhdankin D. V., Moczydłowska-Vidal M. Cui H., 2016. Toward an Ediacaran time scale: problems, protocols, and prospects. *Episodes* **39**: 540–55. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2016/v39i4/103886>.

Zhang, J., Nozaki, Y., 1996. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**: 4631–4644.

## CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nesta pesquisa, materializada em três artigos científicos e na presente tese de doutorado, buscou-se descrever de forma detalhada a Formação Serra da Saudade em sua área-tipo e delinear um modelo para sua evolução sedimentar.

A Formação Serra da Saudade compreende uma assembleia sedimentar com significativa variação litofaciológica lateral W-E, dominada por sequências pelíticas com siltitos verdes e glauconíticos, ritmitos, arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, fosforitos, incluindo carbonatos retrabalhados, calcários micríticos e rochas vulcanoclásticas.

Embora os pelitos verdes da Formação Serra da Saudade sejam reconhecidos desde os anos 1960 como potencial fonte de potássio para a agricultura, foram identificadas duas unidades distintas: o silito glauconítico e o silito verde, conhecido como *verdete*. O silito glauconítico é um silito verde-escuro, homogêneo, com teores de  $K_2O$  acima de 10% e com 40 a 80% de glauconita. O silito verde em contrapartida, contém menores concentrações de glauconita (até 37%) e teores de  $K_2O$  entre 6,0 e 7,3%, e ocorre intercalado com ritmitos e arenitos. O silito glauconítico representa uma porção mais profunda no ambiente deposicional marinho plataformar, em comparação com o silito verde, relacionado a um ambiente plataformar mais raso. A glauconita é um filossilicato autigênico formado em condições subóxicas e baixo fluxo de sedimentos, onde o teor de  $K_2O$  acima de 8% reflete a maturidade do mineral, indicando maior tempo de residência para o processo de glauconitização. Devido à estrutura cristalina da glauconita, com substituições de Si por Al (nas camadas tetraédricas), bem como de Fe e Mg por Al (nas camadas tetraédricas), há uma maior captura de  $K^+$  pela estrutura do mineral, refletindo, conseqüentemente em maiores teores de  $K_2O$  no silito glauconítico. Estas características facilitam as trocas catiônicas entre os íons presentes no solo e o  $K^+$  presente glauconita. O potássio torna-se disponível no solo, fazendo com que o silito glauconítico seja uma fonte de liberação gradual, podendo ser usado como fertilizante, enquanto o silito verde precisa ser avaliado criteriosamente.

Uma importante contribuição deste trabalho foi a primeira datação direta U-Pb do Grupo Bambuí, a partir de grãos de zircão ígneos recuperados de uma camada de rocha vulcanoclástica de 0,5 a 1,0 m de espessura, intercalada nos siltitos glauconíticos, material fresco, obtido em testemunhos de sondagem. É uma rocha verde-pálido, de granulometria silte fino a argila, com espessura, friável, composta de quartzo, muscovita, illita, kaolinita, alguns agregados de glauconita e grãos de zircão anédricos, arredondados e prismáticos. Próximo a Quartel de São João também foi localizado um afloramento de vulcanoclástica, com matriz



esbranquiçada porosa e cavidades vesiculares. Das três amostras de testemunho de sondagem, foram obtidas 107 idades U-Pb por LA-ICP-MS e plotadas em um diagrama concórdia. A assinatura de proveniência compreendeu um amplo espectro de idades de grãos de zircão detrítico (2,8 a 1,0 Ga), herdados e incorporados ao magma durante a atividade vulcânica que produziu o sedimento ou mais provavelmente associados a uma diluição e retrabalhamento de cinzas vulcânicas que se misturaram a sedimentos clásticos de granulometria fina antes e durante a deposição. Uma quantidade significativa de 10 grãos prismáticos de zircão, certamente de origem ígnea, permitiu determinar uma idade concordante  $520,2 \pm 5,3$  Ma, que representa a idade do vulcanismo sinsedimentar e, conseqüentemente, a idade deposicional da Formação Serra da Saudade. Esta idade corresponde ao Cambriano (transição entre as épocas Terreneuvian/Epoch 2 – Escala do Tempo Geológico, V5 – Walker et al., 2018), importante dado geocronológico para a evolução da Bacia Bambuí, que traz uma possibilidade para estudar o limite Proterozoico (Ediacarano)/Paleozoico (Cambriano) a partir das rochas do Grupo Bambuí

A Formação Serra da Saudade é interpretada como o registro de uma bacia de antepaís que evoluiu do Ediacarano ao Cambriano, devido à sobrecarga litosférica causada pelo soerguimento da Faixa Brasília. A variação lateral das fácies reflete a transição de depósitos *foredeep* para *forebulge*. Estratigraficamente, ocorrem siltitos cinza basais, com intercalações de raros arenitos, superpostos por siltitos glauconíticos com espessura de 50 a 80 m, típicos de ambiente marinho plataformal. Para leste, passam para siltitos verdes com intercalações de arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, fosforitos e carbonatos retrabalhados, de ambiente plataformal mais raso. Para o topo, ocorrem siltitos de cores variadas, arenitos finos a médios (felspáticos), ritmitos e carbonatos. Foi identificado um trato transgressivo (retrogradação) na base e um trato regressivo (progradação) no topo, separados por uma superfície de inundação máxima (SIM).

Os siltitos glauconíticos registram a superfície de inundação máxima, definida pelos teores mais elevados de  $K_2O$ . No *forebulge*, um raseamento ascendente (*shallowing upward*) pode ser inferido pela ocorrência frequente de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* e lentes de carbonatos retrabalhados, enquanto os calcários pretos e ricos em matéria orgânica da região de Santa Rosa da Serra sugerem deposição em uma plataforma externa com aumento de produtividade orgânica.

No *forebulge* os laminitos microbiais e trombolitos da região de Jaíba representam um ambiente ainda mais raso. Estes calcários, embora distintos e não seja possível definir

claramente se são cronocorrelatos, representam os estágios finais da deposição da Formação Serra da Saudade.

A assinatura isotópica de C, O e Sr para os calcários pretos e ricos em matéria orgânica da região de Santa Rosa da Serra mostram padrões clássicos para o Grupo Bambuí. A partir destes dados foi possível deduzir que um ambiente deposicional provavelmente restrito, com condições bem similares à deposição das formações Sete Lagoas (superior) e Lagoa do Jacaré, tenha persistido desde o Ediacarano até o início do Cambriano.

## CAPÍTULO 8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu-Lima S.A., 1997. *Fácies, ambiente deposicional e aspectos digenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte de Minas Gerais, Bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 121 p.
- Ackroyd B., Guzman C., Chow W. 2014. *Pre-Feasibility Study, Cerrado Verde ThermoPotash Project, Minas Gerais State, Brazil*. Belo Horizonte, SRK Engineering, 131 p.
- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Matesso-Neto, V., et al. (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 17-35.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-64.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. A (eds.). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte: SBG, p. 9-30.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33 (1)**: 127-139.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Alvarenga C.J.S., Giustina M.E.S.D., Silva N.G.C., Santos R.V.; Gioia S.M.C.L., Guimarães, E.M., Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás – O Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. **37 (4)**: 147-155.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Vieira, L.C., Lima, B.A.F., Mancini, L.H., 2014. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasília Belt of Brazil. *Precambrian Research*. **251**: 164-180. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.011>.
- ANDA – Associação Nacional para Difusão de Adubos. 2016. *Anuário Estatístico do Setor de fertilizantes*. São Paulo, ANDA.
- ANM – Agência Nacional de Mineração. 2020. Informe Mineral 1º/2019. Brasília, ANM. Disponível em [http://www.anm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/informe-mineral/publicacoes-nacionais/informe\\_mineral\\_1\\_2019.pdf](http://www.anm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/informe-mineral/publicacoes-nacionais/informe_mineral_1_2019.pdf). Último acesso em 10 de julho de 2020.
- Arrieta, R.G., Gualberto, C.A.C, Prudente, T.S., Santos, G.A., Silveira, L.H., Nicchio, B., Pereira, H.S. 2020. Glauconitic Siltstone as a Source of Potassium, Silicon and Manganese for Flooded Rice. *Journal of Agricultural Science*, **12 (9)**: 96-105.
- Babinski, M., 1993. *Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 133 p.
- Babinski, M., Kaufman, A.J. 2003. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacial cap carbonate. In: South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, *Short Papers*, p. 321-323.

- Babinski, M., Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**: 401-406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00764.x>.
- Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Trindade, R.I.F., Martins, M., Noce, C.M., Liu, D., 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*. **21**: 451-465.
- Baptista, M. C. 2004. *Análise estratigráfica e paleoambiental do Grupo Bambuí em Lagoa Formosa - MG*. Disserta o de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 175 p.
- Barbosa, O. 1965. Série Bambuí. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, *Anais*, v. 9.
- Bleicher, L., Sasaki, J.M. 2000 *Introdu o   difrac o de raios-X em cristais*. Fortaleza, Universidade Federal do Ceará. 20 p.
- Bonhomme, M.G. 1976. Mineralogie des fractions fines et datations rubidium-strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Brésil. *Revista Brasileira de Geociências*, **6 (4)**: 211-222.
- Bonhomme, M.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., Macedo, M.H.F., Thomaz Filho, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, **18**: 103-118.
- Braun O.P.G., 1968. Contribui o   estratigrafia do Grupo Bambuí. In: 12th Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, *Proceedings*, p. 155-166.
- Brito-Neves, B. B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 379-392.
- Caetano-Filho, S., Paula-Santos, G.M., Guacaneme, C. Babinski, M., Bedoya-Rueda, C., Peloso, M., Amorim, K., Afonso, J., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Trindade, R.I.F. 2019. Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambuí Group, Brazil). *Precambrian Research*, **331**: 105365. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105365>.
- Campos, J.E.G. Dardenne, M.A. 1997. Distribui o estratigráfica e sistemas deposicionais do Grupo Urucuia, Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. *Geociências*, **18**: 481-499.
- Campos Neto, M.C. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: na approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern, Brazil. In: Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31, Rio de Janeiro, 335-368.
- Carvalho, R.T. Epstein, A.H.L. 1967. A Geologia da Folha Pirapora, Rio de Janeiro, *Geoexplora es*, p. 52.
- Castro, P.T.A. 1997. *Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí na porão sudoeste do Cráton do São Francisco: sedimentologia, estratigrafia e implica es tect nicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília, 262 p.
- Castro, P.T.A., Dardenne, M.A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwestern domain of the São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (3)**: 439-441.

- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C. G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, **44 (3)**: 173-245.
- Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Dias, T.G., Uhlein, G.J., 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, **200-203**: 38-58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.01.005>.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Salgado, S.S., Dussin, I.A., Sial, A.N. 2016. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research*, **282**: 97-120.
- Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E., Stevenson R., Egydio-Silva M., Salgado S.S. 2017. The Rio Preto and Riacho do Pontal belts. In: Heilbron M., Cordani U.G, Alkmim F.F. (eds.) *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Reviews. p. 221-239.
- Caxito, F.A., Frei, R., Uhlein, G.J., Dias, T.G., Ártung, T.B., Uhlein, A., 2018. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic oxygenation event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. *Chemical Geology*, **481**: 119–132.
- Chang, H.K. 1997. *Isótopos estáveis (C, H, O) e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : implicações na estratigrafia e na paleocirculação de fluidos na Bacia do São Francisco*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade de São Paulo, Rio Claro, 129 p.
- Chang, H.K., Miranda, F.P., Magalhães, L., Alkmim, F.F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, p. 2076-209.
- Chang, H.K.; Kawashita, K. Alkmim, F.F., Moreira, M.Z. 1993. Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais*, p. 195-196.
- Chaves, A.G., Heineck, A., Tavares, W.D.P. 1971. *Mapa Geológico - Folha de Vila Funchal - Escala 1: 50.000*. Projeto Fosfato Cedro do Abaeté, Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil.
- Chemale. F., Kawashita, K., Dussin, I.A., Ávila, J.N., Justino, D., Bertotti, A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**: 275-295. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652012005000032>.
- Chiavegatto J.R.S. 1992. *Análise estratigráfica das sequencias tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 216 p.
- Chiavegatto J.R.S., Gomes N.S., Dardenne M.A. 1997. Conglomerados Oligomíticos da Formação Três Marias na Serra do Gorutuba, Norte de Minas Gerais. *Bol. SBG/Núcleo MG*, **14**: 83-84.
- Chiavegatto, J.R.S., Gomes, N.S., Dardenne, M.A., Delgado, C.E.R., 2003. Estratigrafia do Grupo Bambuí nas regiões Norte de Minas Gerais: uma nova unidade estratigráfica e um contexto de inversão de bacia. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Ouro Preto, *Anais*, v. 24.

CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais. Portal Geologia, Disponível em: <http://www.portalgeologia.com.br>. Último acesso em maio de 2020.

Cordani, U.G., Brito Neves, B.B. and D'Agrella Filho, M.S. (2003) From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **6**: 275-283.

Costa, D.A. 2011. *Controle lito-estrutural e estratigráfico na hidrogeoquímica e nas concentrações de fluoreto no sistema aquífero cárstico-fissural do Grupo Bambuí, norte de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. Disponível em <http://hdl.handle.net/1843/MPBB-8JNPEM>.

Costa M.T., Branco 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte – Brasília. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 14, Belo Horizonte, *Publicação*, 25 p.

Costa, F.G. Oliveira, F.A.D. 1970. O Verdete rocha potássica na região de Cedro do Abaeté. In: XXIV Congresso de Geologia, Brasília, *Publicações*, p. 115-116.

Couto, J.G.P. Bez, L. 1981. A glaciação Jequitaí: um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **11(1)**: 17-21.

Crockford, P.W., Cowie, B.R., Johnston, D.T., Hoffman, P.F., Sugiyama, I., Pellerin, A., Bui, T.H., Hayles, J., Halverson, G.P., MacDonald, F.A., Wing, B.A., 2016. Triple oxygen and multiple sulfur isotope constraints on the evolution of the post-Marinoan sulfur cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, **435**: 74–83. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.017>.

Cruz, N.M.C. Nobre-Lopes, J. 1992. Microfósseis do Grupo Bambuí na região de Arcos, Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64 (4)**: p.420.

Cruz J. L., Pelacani C. R., Coelho E. F., Caldas R. C., Almeida A. Q., Queiroz J. R. 2006. Influence of NaCl salinity on uptake and distribution of sodium, chloride and macronutrients in yellow passion fruit seedling. *Bragantia*, **65**: 275-284.

Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, *Anais*, v.2, p. 597-610.

Dardenne, M. A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, *Anais*, p. 140-147.

Dardenne, M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, A.J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. Tectonic evolution of South America. 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro. *Anais*, p. 231-264.

Dardenne, M.A.; Walde, D.H.G. 1979. A estratigrafia do Bambuí no Brasil Central. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina, *Boletim*, v. 1: p. 43-53.

DeCelles P.G., Giles K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, **8**: 105-123.

Dedavid, B. A., Gomes, C. I., Machado, G. 2007. Microscopia Eletrônica de Varredura - Aplicações e preparação de amostras - Materiais poliméricos, metálicos e semicondutores. Porto Alegre, EDIPUCRS, 60 p.

Derby O.A. 1880. Reconhecimento geológico do Valle do São Francisco. In: Brasil. *Comissão Hydrographica do Rio São Francisco*. Relatório ..., Rio de Janeiro. Anexo 1, p. 1-24.

D'el-Rey Silva, L.J.H. 1999. Basin infilling in the Southern-Central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Braziliano Cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**: 453-470.

- Dias, K.G.L., Guimarães, P.T.G, Carmo, D.L., Reis, T.H.P.R, Lacerda, J.J.J. 2018. Fontes alternativas de potássio em cafeeiros para melhoria da fertilidade do solo, da produtividade e da qualidade de bebida. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, **53 (12)**: 1355-1362.
- Domingues, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez J.M.L., Misi A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia.
- Duarte, F. V., Starling, M.C.V.M., Moreira, D.S., Oliveira, I.S.S. 2020. Formation of Dioxins during Energy Cogeneration by Burning Bagasse and Sugarcane Straw Fertilized with Chlorinated Compounds: State of the Art and Presentation of Alternatives. *International Journal of Environmental & Agriculture Research*, **6 (5)**. <https://dx.doi.org/10.5281/zenodo.3868737>.
- Eichler, V. 1983. *Disponibilidade do potássio do verdete de Abaeté, calcinado com e sem calcário magnesiano, para a cultura do milho (Zeamays L.) em solos de textura média e argilosa*. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura de Lavras, Lavras. 137 p.
- Eschwege, W.L. von. 1833. *Pluto Brasiliensis*. Berlin, Reimer, 622p. (Tradução de D.F. Murta, Itatiaia/EDUSP, 222+306p., Belo Horizonte).
- Fonseca, L.A.L. 2010. *Processo Integrado para a produção de sulfato de potássio e seus coprodutos metálicos a partir do tratamento químico da glauconita*, Patente PI1003721-7 A2.
- Freitas, L.R., Nascimento, M., Almendra, E.R.E. 2006. *Processo de recuperação de valores de potássio contidos em ardósias de verdete*. Patente PI0602252.
- Freyberg B.V. 1932. Resultado das pesquisas geológicas em Minas Gerais. In: XIX Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, *Anais*, p. 156–211.
- Geilfus, C. M. 2018. Chloride: from Nutrient to Toxicant. *Plant and Cell Physiology*. **59(5)**: 877–886. <https://doi.org/10.1093/pcp/pcy071>.
- Geman, H. 2015 *Agricultural finance: from crops to land, water and infrastructure*. New Jerse, John Wiley & Sons, 288 p.
- Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**:47-61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.039>.
- Gomes, A. 2005. Modelagem Metalogenética das Mineralizações de Pb-Zn Hospedadas em Carbonatos Neoproterozoicos de Irecê (BA), Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG). Tese de Doutorado. Universidade Federal da Bahia, Salvador, 200 p. [https://repositorio.ufba.br/ri/bitstream/ri/22036/1/Adriana\\_Gomes.pdf](https://repositorio.ufba.br/ri/bitstream/ri/22036/1/Adriana_Gomes.pdf).
- Gomes, N.S. 1988. Contribuição à petrologia à diagênese dos arenitos da Formação Três Marias, Bacia do São Francisco, MG. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, p. 961-974.
- Guacaneme C., Babinski M., Paula-Santos G.M., Pedrosa-Soares A.C. 2017. C, O and Sr isotopic variations in Neoproterozoic-Cambrian carbonate rocks from the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), in the southern São Francisco basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **47(3)**: 521-543. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160126>.
- Guimarães, D. 1964. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, MME-DNPM/DFPM, Mem. n° 1, 674 p.

- Guimarães, D. 1967. *Ocorrências de fosforita no município de Abaeté*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 18 p.
- Guimarães, E. M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese, com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras, GO*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília. Brasília, 270 p
- Guimarães, E.M., Dardenne, M.A., 1998. Características de coberturas cratônicas relacionadas com faixas de deformação: as bacias Paranoá e Bambuí e a evolução da faixa dobrada Brasília. XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais.
- Guimarães, D., Dutra, C. V. 1969. *Contribuição ao estudo da Série Bambuí*. DNPM. Bol. DNPM n. 234.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, **117(9-10)**: 1181-1207.
- Heilbron, M. Cordani, U.G., Alkmim, F.F., Reis, H.L.S. 2017. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. In: Heilbron, M. Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Springer, p. 321-331. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0\\_17](https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_17).
- Hercos C.M., Martins-Neto M.A., Danderfer-Filho A. 2008. Arcabouço estrutural da Bacia do São Francisco nos arredores da Serra da Água Fria (MG), a partir da integração de dados de superfície e subsuperfície. *Revista Brasileira de Geociências*, **38(2-suplemento)**: 197-212.
- Holz, M., 2012. *Estratigrafia de Sequências–Histórico, Princípios e Aplicações*, Rio de Janeiro, Editora Interciência, 272 p.
- Iglesias, M. 2007. *Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do Estado de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 121 p.
- Iglesias, M., Uhlein, A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **39 (2)**: 256-266.
- Iyer S.S., Babinski M., Krouse H.R., Chemale Jr F. 1995. Highly <sup>13</sup>C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, **73**: 271-282.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology, *Chemical Geology*, **211**: 47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.
- Karfunkel J., Hoppe A. 1988. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **65**: 1-21.
- Karimi, E.; Abdolzadeh, A.; Sadeghipour, H. R.; Aminei, A. 2012. The potential of glauconitic sandstone as a potassium fertilizer for olive plants. *Archives of Agronomy and Soil Science*, **58**: 983–993. <https://doi.org/10.1080/03650340.2011.557369>.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *National Academy Sciences Proceedings*, **94**: 600-605.
- Kawashita, K., 1998. *Rochas carbonáticas neoproterozóicas da América do Sul: idades e inferências quimioestratigráficas*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 p.



Kuchenbecker M., 2011. *Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 91p.

Kuchenbecker M., 2014. *Relações entre as coberturas do Cráton do São Francisco e bacias situadas em orógenos marginais: o registro de datações U-Pb de grãos detriticos de zircão e suas implicações geotectônicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 173 p.

Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Silva, L.C., Costa, R.D., Fragoso, D.G.C., Knauer L.G., Dussin I.A., Pedrosa-Soares, A.C. 2015. Age constraints for deposition and sedimentary provenance of Espinhaço Supergroup and Bambuí Group in eastern São Francisco craton. *Geonomos*, **23(2)**: 14-28.

Kuchenbecker, M.; Babinski, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Lopes-Silva, L.; Pimenta, F., 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian Journal of Geology*, **46**: 145-162.

Kulaif, Y., Góes, A.M. 2016. Potássio no Brasil. In: Melfi, A.J., Misi, A., Campos, D.A., Cordani, U.G. *Recursos Minerais no Brasil, problemas e desafios*. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, p. 84-93.

Lana, C., Farina, F., Gerde, A., Alkmim, A., Gonçalves, G.O., Jardim, A.C. 2017: Characterization of zircon reference materials via high precision U–Pb LA-MC-ICP-MS, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **32**: 2011-2023.

Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D., Kamber, B.S. 2006. Rare Earth Element and Yttrium Variability in South East Queensland Waterways. *Aquatic Geochemistry*, **12**: 39-72.

Leite, P. C. 1985. *Efeitos de tratamentos térmicos em misturas de verdete de Abaeté, fosfato de Araxá e calcário magnésiano na disponibilidade de potássio e fósforo*. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura de Lavras. Lavras, 146 p.

Lima, O.N.B. 2005. *Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 142 p.

Lima, O.N.B. 2011. *Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicação tectônica e paleoambiental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília, 114 p.

Lima, O. N. B., Uhlein, A., Britto, W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37 (4- suplemento)**: 204 -215.

Ludwig, K.R. 2000. *Using Isoplot/Ex Version 3.0, A geochronological tool kit for Microsoft Excel*. Berkeley, Special Publication, **1**, 70p.

Magalhães L., 1988. *Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas-Serra do Cipó)*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 109 p.

Martins M., Lemos V.B. 2007. Análise estratigráfica das sequências neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **37(4-suplemento)**: 156-167.

- Martins V., Gonçalves A.S.F., Marchi G., Guilherme L.R.G., Martins E.D.S. 2015 Potassium solubilization in verdete and limestone mixtures treated thermochemically. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, **45(1)**: 66-72.
- Martins-Neto M.A., 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 163-176.
- Martins-Neto, M.A., Alkmim, F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registros da quebra de Rodínia e colagem do Gondwana. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M.A. (Eds) *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte, SBG, p. 31-54.
- McLennan, S. B. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin B., McKay G. (Eds.) *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, p. 169–200.
- Melezhik V., Gorokhov I., Kuznetsov A., Fallick A., 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating'. *Terra Nova*, **13**: 1-11.
- Menezes-Filho M.R., Mattos G.M.M., Ferrari P.G. 1977. Projeto Três Marias: Relatório final, v.6. DNPM/CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília.
- Misi A., Veizer J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin: chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, **89**: 87-100.
- Misi, A., Iyer, S.S., Kyle, J.R., Coelho, C.E.S., Franca-Rocha, W.J.S., Gomes, A.S.R., Cunha, I. de A., Carvalho, L.G. 1999. Geological and isotopic constraints on the metallogenic evolution of the Proterozoic sediment-hosted Pb-Zn (Ag) deposits of Brasil. *Gondwana Research*, **2**: 47-65.
- Misi A., Kaufman A.J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggiani P.C., Gaucher C., Teixeira J.B.G., Sanches A.L., Iyer S.S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, **237**:143-167. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.019>.
- Moreira, D.S. *Estratigrafia, petrografia e gênese da mineralização de potássio em siltitos verdes (verdets) do Grupo Bambuí na região de São Gotardo, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2015. 146p p.
- Moreira, D.S., Uhlein, A, Fernandes, M.L.S., Mizusaki, A.M., Galéry, R, Delbem, I.D. 2016. Estratigrafia, petrografia, e mineralização de potássio em siltitos verdes do Grupo Bambuí na região de São Gotardo, Minas Gerais. *Geociências*, **35 (2)**: 157-171.
- Nader, B., Ackroyd, B. 2017. *NI 43-101 Pre-Feasibility Technical Report - Cerrado Verde Project, Minas Gerais, Brazil*. London, Verde AgriTech PLC, 219 p.
- Nicolini, K.P. 2009. Produção de fertilizantes de liberação lenta a partir da torta de mamona (*Ricinus communis*) e de ureia intercalada em caulins. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Química do Setor de Ciências Exatas da Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2009, 126 p.
- Nobre-Lopes J. 1995. *Faciologia e gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, estado de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Universidade São Paulo, São Paulo, 166 p.
- Nobre-Lopes J. 2002. *Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januária region (MG)*. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, Campinas, 183 p.

- Okubo, J., Muscente, A., Luvizotto, G.L., Uhlein, G.J., Warren, L. 2018. Phosphogenesis, aragonite fan formation and seafloor environments following the Marinoan glaciation. *Precambrian Research*, **311**: 24-36. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.04.002>.
- Oliveira, M.A. 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Coletâneas de Relatórios de Exploração, *DEPIN/CENPES/PETROBRAS*, **1**: 71-105.
- Oliveira M., Leite A., Wender I. 2017 Ultrapotassic syenites: an alternative k-source worldwide. 2nd International Workshop on Alternative Potash. Newcastle. *Papers*.
- Oliveira, M. P., Malagolii, G. A., Cella, D. 2019. Mercado de Fertilizantes: dependência de importações do Brasil. *Interface Tecnológica*, 489-498.
- Parenti-Couto, J.G, Cordani, U.G., Kawashita, K., Iyer, S.S., Moraes, N.M.P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 5-16.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I.F., Pedrosa-Soares, A.C., 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, **18**: 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>
- Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I., Guacaneme, C., 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, **42**: 280–305.
- Pereira, S. C. C. 1987. *Caracterização Tecnológica do Verdete de Cedro do Abaeté (MG) na Produção de Termofosfato Potássico Fundido*. Dissertação de Mestrado, Escola Politécnica da Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 214 p.
- Pflug R., Renger F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: 27th Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú, *Proceedings*, v. 1(2), p. 5-19.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D.P., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**: 571-585.
- Piza, P. D. D. T., Bertolino, L. C., Silva, A. A. S., Sampaio, J. A., Luz, A.B. 2011. Verdete da região de Cedro do Abaeté (MG) como fonte alternativa para potássio. *Geociências*, **30** (3):345-356.
- Reis H.L.S, Fonseca R.C.S, Alkmim F.F, Nascimento T.C, Suss J., 2013 A Bacia do São Francisco (MG): registro de uma longa história de ativações e reativações em domínio cratônico. In: *Proceedings of the 17<sup>th</sup> Simpósio de Geologia de Minas Gerais and 13<sup>th</sup> Simpósio de Geologia do Sudeste*, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) – Núcleo MG, Juiz de Fora.
- Reis H.L.S, Alkmim F.F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology* **66**: 711–731.
- Reis, H.L.S., Alkimim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D. The São Francisco Basin. In: Heilbron, M. Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*, Springer, p. 117-143. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_7).

- Reis, H.L.S., Suss, J., Fonseca, R.C.S., Alkmim, F.F., 2017. Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco Basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Res.* **302**: 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.023>.
- Resende A. V., Martins E.S., Oliveira C.G., Sena M.C. , Machado C.T.T., Kinpara D.I., Oliveira Filho E.C. 2006 Suprimento de potássio e pesquisa de uso de rochas "in natura" na agricultura brasileira. *Esp Geog*, **9**: 19-42.
- Rimann F. 1917. A kimberlita no Brasil. *Proceeding of the Escola de Minas-Universidade Federal de Ouro Preto*, **15**: 27-32.
- Rodrigues, J.B., 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí—Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brazil. 128 p.
- Romeiro-Silva, P.C. 1997. A passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico no centro-leste do Brasil e o estilo estrutural envolvido. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais*, **14**: 9.
- Romeiro-Silva, P.C., Zalán, P.V. 2005. Bacia do São Francisco – Nova fronteira para gás terrestre. In: V Seminário De Interpretação Exploratória. *Resumo*. p. 91.
- Rossi, A. V.A. ; Danderfer, A., Bersan, S. M., Kelmer, L. R. ; Tavares, T. D.; Lana, C. 2020. Stratigraphic, isotopic, and geochronological record of a superposed pro-foreland basin in the eastern São Francisco craton during west Gondwana amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, **97**: 102406.
- Ruellan, F. 1952. Note préliminaire sur un plissement rencontre entre Pirapora (Minas Gerais) et Formosa (Goiaz), Bresil. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **S6-II (1-3)**: 91–100. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S6-II.1-3.91>.
- Santos, E. A. 1984. *Efeito da acidificação do verde de Abaeté na disponibilidade do potássio para o milho em casa-de-vegetação*. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura de Lavras. Lavra, 126 p.
- Santos, M., Lana, C., Scholz, R., Buick, I., Schmit, M.D., Kamo, S.L., Gerde, A., Corfu, F., Tapster, S., Lancaster, P., Storey, C.D., Basei, M.A.S., Tohver, E., Alkmim, A., Nalini, H., Krambrock, K., Fantini, C. and Wiedenbeck, M. 2017. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **41 (3)**: 335-358.
- Schöll, W.U. 1973. *Sedimentologie und Geochemie der Bambuí Gruppe am SE-Rand des São Francisco Beckens, Minas Gerais, Brasilien*. Dissertação de Doutorado, Universität Heidelberg, Heidelberg, 90 p.
- Schöll, W.U. 1976. Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. In: 29º Congresso Brasileiro de Geologia. Ouro Preto, *Resumos*, p. 363.
- Seer, H.J., Moraes L.C., Fogaça A.C.C. 1987. Faciologia e Estruturação Tectônica dos Metassedimentos com Diamictitos e Jaspilitos da região de Lagoa Formosa, MG (Grupo Bambuí?). In.: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, *Atas*, p. 199-213.
- Seer H.J., Moraes L.C., Fogaça A.C.C. 1989. *Roteiro Geológico para a Região de Lagoa Formosa – Chumbo – Carmo do Paranaíba – MG*. Belo Horizonte, SBG/MG. 58p.
- Sgarbi G.N.C., Sgarbi P.B.A., Campos J.E.G., Dardenne M.A., Penha U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: O registro Fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto C.P., Martins-

Neto M.A.(Eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais, p. 93-138.

Signorelli, N., Tuller, M. P., Silva, P. C. S., Justo, L. J. E. C. 2003. *Carta Geológica Folha SE.23-Y-D - Bom Despacho, escala 1:250.000*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Silva J. N., Seixas, S.R.M., Pimentel, G.B., Santos R.G., Signorelli N., Coutinho M.G.N., Rocha J.M. 1978. *Projeto Mantiqueira – Furnas – Relatório Final*. Belo Horizonte, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 325p.

Silva M.A.G., Boaretto A. E., Fernandes H. G., Scivittaro W. B. 2001. Efeito do cloreto de potássio na salinidade de um solo cultivado com pimentão, *Capsicum annum L.*, em ambiente protegido. *Acta Scientiarum*. **23**: 1085-1089.

Silva, A.A.S., Medeiros, E., Sampaio, J.A., Garrido, F.M.S. 2012(a). Caracterização do verdete de Cedro do Abaeté para o desenvolvimento de um material com liberação controlada de potássio. *Holos*, **5**: 42-51.

Silva, A. A. S., Medeiros, E., Sampaio, J. A., Garrido, F.M.S. 2012(b). Verdete de Cedro do Abaeté como fonte de potássio: caracterização, tratamento térmico e reação com CaO. *Revista Matéria*, **17**: 1061-1073.

Silva, M. A., Pinto, C.P. 2014. *Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

Singla, R.; Alex, T. C., Kumar, R. 2020. On mechanical activation of glauconite: physicochemical changes, alterations in cation exchange capacity and mechanisms, *Powder Technology*, **360**: 337-351. <https://doi.org/10.1016/j.powtec.2019.10.035>.

Slàma, J., Kössler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. e Whitehouse, M. J. 2008. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**: 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Stacey J.S. Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).

Takahashi, Y.; Dahlgren, R. A.; Kanno, H.; Nanzyo, M.; Takahashi, T. 2018. Mechanisms for high potassium selectivity of soils dominated by halloysite from northern California, USA. *Soil Science and Plant Nutrition*, **64**: 90-99. <https://doi.org/10.1080/00380768.2017.1411167>.

Tavares, T. D., Martins, M. S., Alkmim, F. F., Lana, C. 2020. Detrital zircons from the Upper Três Marias Formation, São Francisco basin, SE Brazil: Record of foreland deposition during the Cambrian? *Journal of South American Earth Sciences*, **97**. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102395>.

Tedrow, J. F. 2002. *Greensand and greensand soils of New Jersey: a review*. New Brunswick, Rutgers, 40 p.

Thomaz Filho A., Kawashita K., Cordani U.G. 1998. A origem do Grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**: 527-548.

Torqueti, S.T. Dos S.; Boldrin, K.V.F., K.V.F.; Nascimento, A.M.P do; Paiva, P.D.O; Furtini Neto, A.E; Luz, I.C.A. 2016. Fonte Alternativa de potássio no Cultivo do Girassol

- Ornamental. *Ciência e Agrotecnologia*, **40 (3)**: 257-264. <https://doi.org/10.1590/1413-70542016403036115>.
- Tucker, M.E., Wright, V.P. 1991. *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Sciences, 496 p.
- Tuller, M.P., Ribeiro, J.H., Danderfer Filho, A. 1991. *Geologia da região cárstica de Sete Lagoas-Lagoa Santa (MG)*. Projeto Vida – Programa Gestão e Administração Territorial. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.
- Tuller, M. P., Silva, P. C. S. 2003. *Carta Geológica Folha SE.23-Y-D - Bom Despacho, escala 1:250.000*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.
- Uhlein, A., 2013. Coberturas cratônicas proterozóicas do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **21 (1)**: 9-38.
- Uhlein, A.; Fantinel, L.M.; Baptista, M.C.; Lima, O.N.B. 2003. Contribuição a estratigrafia do Grupo Bambuí em Minas Gerais. In: 12º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Ouro Preto, *Anais*, v.1.
- Uhlein A., Lima O. N. B., Fantinel L.M., Baptista M.C. 2004. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, *Anais*, p. 30-61.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Trompette R.R. 2011a. The glaciogenic Jequitai Formation, southeastern Brazil. In: Arnaud E., Halverson G.P. and Shields-Zhou G.(Eds.) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society of London, London, Memoir vol. 36: 51–66.
- Uhlein, A., Baptista, M.C., Seer, H.J., Caxito, F.A., Uhlein, G.J., Dardenne, M.A. 2011b. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): sistema deposicional de leque submarino em bacia de antepaís. *Geonomos*, **19 (2)**: 163-172.
- Uhlein G.J., 2014. *Proveniência sedimentar e estratigrafia das formações Carrancas e Lagoa Formosa e a evolução do Grupo Bambuí (635-570 Ma) em Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 147p.
- Uhlein G.J., Carvalho J.F.M.G., Uhlein A., Caxito F.A., Halverson G.P., Sial A. 2012. Estratigrafia e sedimentologia da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, nas regiões de Belo Horizonte e Pitangui. *Geonomos*, **20(2)**: 79-97.
- Uhlein, G.J.; Uhlein, A.; Halverson, G.P.; Stevenson, R.; Caxito, F.A.; Cox, G.M., Carvalho, J.F. 2016. The Carrancas Formation Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**: 1–16. <https://doi.org/doi:10.1016/j.jsames.2016.06.009>.
- Uhlein, G. J., Uhlein, A., Stevenson, R., Halverson, G.P., Caxito, F.A., Cox, G.M., 2017. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, **299**: 101-116. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.020>
- Uhlein, G. J., Uhlein, A., Pereira, E., Caxito, F. A., Okubo, J., Warren, L. V., Sial, A. N. 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **(517)**: 39-51. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.022>.

- Valarelli, J.V., 1979. *Processo de obtenção de produto utilizável diretamente no solo, como fonte de potássio, ou correlatos*, Patente de Invenção nº 7905941. IPT, Instituto Nacional de Propriedade Intelectual, 7 p.
- Valarelli, J.V., Guardani, R., 1981. Estudos experimentais para utilização das rochas potássicas de Poços de Caldas como fertilizantes. *Fertilizantes*, **3**: 4-7.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 575-593.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H, Trouw, R.A.J., 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst, R.J, Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. Special Publications*, 294, London, Geological Society, 197-210.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W., 2001. Data reduction soft-ware for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.) *Laser Ablation ICPMS in the Earth Science*. Mineralogical Association of Canada, p. 239–243.
- Vieira, L.C., 2007. *A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as Variações Paleoambientais no Final do Proterozóico*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145 p.
- Vieira L.C., Almeida R.P., Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Janikian L. 2007(a). A Formação Sete Lagoas em sua área tipo: Fácies estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37(4-suplemento)**: 1- 14.
- Vieira L.C., Trindade R.I.F, Nogueira A.C.R., Ader M. 2007(b). Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, **339**: 240-258. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.02.003>
- Violatti, I. C. A.; Gualberto, C. A.C., Silveira, L. H., Santos, G. A., Ferreira, B.C., Machado, P. M. M., Pereira, H. S. 2019. Glauconitic Siltstone as Multi-Nutrient Fertilizer for Urochloa Brizantha Cv. Marandú. *Australian Journal of Crop Science*, **13 (8)**: 1280-1287. <https://doi.org/10.21475/ajcs.19.13.08.p1609>.
- Walker, J.D., Geissman, J.W., Bowring, S.A., and Babcock, L.E., compilers, 2018, Geologic Time Scale v. 5.0: *Geological Society of America*, <https://doi.org/10.1130/2018.CTS005R3C>.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simoes, M.G., Poire, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., Strikis, P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, **42**: 391–394. <https://doi.org/10.1130/G35304.1>.
- Watanabe, K.; Tominaga, J.; Yabuta, S.; Takaragawa, H.; Suwa, R.; Ueno, M.; Kawamitsu, Y. 2017. Effects of Different Kinds of Potassium and Chloride Salts on Sugarcane Quality and Photosynthesis. *Sugar Tech*, **19**: 378-385. <https://doi.org/10.1007/s12355-016-0486-2>.
- Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J.W., Whitehouse M.J., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli R., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q. and Zheng Y.F. 2004. Further characterization of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **28**: 9-39.
- Yamada T., Roberts T. L., 2005. *Potássio na agricultura Brasileira*. Piracicaba. Potafos, 263p.

Zalán, P.V., Romeiro-Silva, P.C. 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociência da Petrobrás*, **15 (2)**: 561-571.

Zörb C., Senbayram M, Peiter E. 2014. Potassium in agriculture – status and perspectives. *Journal of Plant Physiology*, **171**: 656 669.



## APÊNDICE A - PARÂMETROS DE ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X

Local de análise: Universidade Federal de Minas Gerais – Instituto de Geociências, CPMTC  
– Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa, Laboratório de Raios X

Data: 26 de janeiro de 2015

- Equipamento: Difratorômetro XPERT-PRO
- Eixo: Gonio
- Posição Inicial [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]: 3,0100
- Posição Final [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]: 69,9900
- Tamanho do passo [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]: 0,0200
- Tempo de varredura [s]: 0,5000
- Compensação [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]: 0,0000
- Tipo de fenda de divergência: Fixa
- Tamanho da fenda de divergência [ $^{\circ}$ ]: 0,9570
- Comprimento da amostra [mm]: 10,00
- Tamanho do compartimento de amostra [mm]: 0,3800
- Temperatura de medição [ $^{\circ}\text{C}$ ]: 25,00
- Material do ânodo: Cu
- K-Alpha1 [ $\text{\AA}$ ]: 1,54060
- K-Alpha2 [ $\text{\AA}$ ]: 1,54443
- K-Beta [ $\text{\AA}$ ]: 1,39225
- Razão K-A2 / K-A1: 0,50000
- Configurações do gerador: 45mA, 40kV
- Raio do goniômetro [mm]: 240,00
- Distância focal do centro de divergência [mm]: 91,00

**Tab. A.1: Lista de picos identificados em difratograma de raios X de amostras de verdete.**

Amostra	Pos. [ $^{\circ}$ 2 $\theta$ .]	Height [cts]	FWHM [ $^{\circ}$ 2 $\theta$ .]	d-spacing [ $\text{\AA}$ ]	Rel. Int. [%]
28B Fração verde escuro	8.8157	188.90	0.2755	10.03096	60.29
	17.7436	42.51	0.3149	4.99880	13.57
	19.7164	122.89	0.3149	4.50286	39.22
	20.9122	63.52	0.1968	4.24801	20.27
	23.5300	63.86	0.3149	3.78099	20.38
	25.6334	69.24	0.3936	3.47531	22.10
	26.7904	313.30	0.1574	3.32779	100.00
	27.6207	101.02	0.2362	3.22961	32.24
	29.7863	95.21	0.1574	2.99956	30.39
	31.0141	31.17	0.4723	2.88355	9.95
	34.7437	172.16	0.2755	2.58208	54.95
	37.4856	84.46	0.3936	2.39927	26.96
	39.8751	22.98	0.4723	2.26084	7.34
	42.0979	37.53	0.7872	2.14647	11.98
	45.4643	51.41	0.2362	1.99506	16.41
	55.6967	31.84	0.4723	1.65036	10.16
61.4027	49.83	0.3840	1.50872	15.91	
31A Rocha total	8.6994	326.00	0.1968	10.16476	55.12
	14.8872	27.83	0.2362	5.95086	4.70
	17.6250	104.72	0.1574	5.03218	17.71
	19.4583	142.72	0.1574	4.56200	24.13
	20.6939	169.55	0.1574	4.29232	28.67
	22.3240	64.72	0.1574	3.98244	10.94
	23.3493	180.44	0.1574	3.80985	30.51
	24.3963	46.07	0.2362	3.64866	7.79
	25.5283	167.46	0.1968	3.48938	28.31
	26.4552	492.49	0.1181	3.36919	83.27
	26.6766	591.46	0.1181	3.34173	100.00
	27.4006	286.30	0.2755	3.25505	48.41
	29.6950	195.35	0.1968	3.00857	33.03
	30.6611	94.93	0.1574	2.91594	16.05
	32.1719	49.25	0.5510	2.78237	8.33
	34.7631	233.38	0.3149	2.58069	39.46
	35.8443	39.19	0.2362	2.50528	6.63
	36.3911	41.58	0.2362	2.46889	7.03
	37.5024	106.83	0.3542	2.39824	18.06
	39.5475	20.61	0.9446	2.27881	3.48
	41.5224	75.57	0.2755	2.17488	12.78
	42.3042	81.82	0.2362	2.13647	13.83
	45.3572	95.18	0.2362	1.99952	16.09
	50.0267	35.04	0.2362	1.82328	5.92
50.5505	71.63	0.3149	1.80561	12.11	
55.4348	64.27	0.7872	1.65753	10.87	
59.9028	29.87	0.2362	1.54414	5.05	
61.2653	86.97	0.3936	1.51303	14.70	
67.8409	12.78	0.5760	1.38036	2.16	

Amostra	Pos. [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]	Height [cts]	FWHM [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]	d-spacing [ $\text{\AA}$ ]	Rel. Int. [%]
31A Fração verde escuro	8.8893	333.41	0.1378	9.94808	79.89
	17.7813	67.16	0.2362	4.98831	16.09
	19.6317	177.55	0.2362	4.52209	42.54
	20.9538	156.13	0.0787	4.23967	37.41
	22.4838	39.58	0.2362	3.95450	9.48
	23.5238	142.47	0.1378	3.78198	34.14
	24.5160	47.42	0.3149	3.63112	11.36
	25.6904	115.66	0.1574	3.46773	27.71
	26.8694	417.36	0.1378	3.31819	100.00
	27.5982	221.88	0.2362	3.23219	53.16
	29.8188	153.92	0.2362	2.99635	36.88
	30.7515	63.35	0.1968	2.90758	15.18
	32.3755	24.75	0.2755	2.76534	5.93
	34.7961	276.57	0.1968	2.57831	66.27
	37.4883	139.91	0.3542	2.39911	33.52
	39.8097	37.21	0.2755	2.26440	8.92
	42.1239	58.60	0.9446	2.14520	14.04
	45.4429	71.98	0.1574	1.99594	17.25
	50.8516	37.49	0.2755	1.79563	8.98
	55.5342	50.60	0.9446	1.65480	12.12
61.3169	103.07	0.2362	1.51188	24.70	
64.9962	12.09	0.5760	1.43372	2.90	

## APÊNDICE B - PARÂMETROS DE ANÁLISE POR MICROSSONDA ELETRÔNICA / EDS

- Local de análise: Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais, Laboratório de Microsonda Eletrônica
- Data: 10 de abril de 2015
- Software EPMA (Electron Probe Microanalyzer);
- 04 (quatro) espectrômetros por dispersão de comprimento de onda;
- Faixa de operação: 0,087 até 9,3 nm;
- 01 (um) espectrômetros de energia dispersiva de raios X (EDS), com resolução de 149eV,
- Refrigeração por nitrogênio líquido;
- Tamanho máximo da amostra: 100 mm X 100 mm X 50 mm(altura);
- Área de análise: 90 mm X 90 mm;
- Voltagem de aceleração: 20 KV;
- Corrente do feixe de elétrons - 10 E -12 até 10 E -5 A:
- Detector de elétrons secundários com resolução de 6 nm;
- Detector de elétrons retroespalhados com imagens de composição e topografia;
- Aumento de 40 a 300.000 vezes.
- Condições de medição:

Element X-Ray	Crystall	CH	Acc. v	Peak Pos.	Angstrom	BG_L	BG_U	Mm	
1	Mg	Ka	TAP	1	15.0	107.505	989.000	1.300	0.980
2	Fe	Ka	LIF	3	15.0	134.696	193.604	0.700	0.840
3	K	Ka	PETJ	4	15.0	119.997	374.140	0.980	0.700
4	Al	Ka	TAP	1	15.0	90.587	833.934	1.540	0.980
5	Si	Ka	TAP	1	15.0	77.317	712.542	1.540	0.980

Element Peak	Back	Pksk	Gain	High.V	Base. L	Window. W	Mode				
1	Mg	10.0	5.0	(sec)	0	16	1742	0.7	-	(V)	Int
2	Fe	10.0	5.0	(sec)	0	32	1738	0.7	-	(V)	Int
3	K	10.0	5.0	(sec)	0	64	1700	0.7	-	(V)	Int
4	Al	20.0	10.0	(sec)	0	32	1684	0.7	-	(V)	Int
5	Si	10.0	5.0	(sec)	0	16	1732	0.7	-	(V)	Int

- Ordem da medição:

Channel	1	2	3	4
1	Mg	-	Fe	K
2	Al	-	-	-
3	Si	-	-	-

Calc. Elements: O (Anion)

- Dados dos padrões:

Element Standard	Wt.(%)	ZAF	Fac.	Z	A	F	Nome
1 MgO	MgO_15K20n	1.000.000	54.677	78.316	0.6982	10.000	Periclásio
2 FeO	Magnet_15K20n	930.898	0.2151	0.2181	0.9862	10.000	Magnetita
3 K <sub>2</sub> O	Sanidin-15K20n	121.100	10.720	12.031	0.8908	10.003	Sanidina
4 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _15k20n	1.000.000	44.945	58.915	0.7629	10.000	Alumina
5 SiO <sub>2</sub>	Quartzo_15K20n	1.000.000	35.665	43.603	0.8180	10.000	Quartzo

- Intensidade do WDS para os padrões:

Element Curr.(A)	Net(cps)	Bg-(cps)	Bg+(cps)	S.D.(%)
1	Mg	2,14E <sup>-05</sup>	15475,7	1432,0
2	Fe	2,00E <sup>-05</sup>	2584,3	46,5
3	K	2,00E <sup>-05</sup>	1976,9	46,3
4	Al	2,00E <sup>-05</sup>	18207,3	1168,9
5	Si	2,00E <sup>-05</sup>	18167,6	1058,9

**APÊNDICE C - SUMÁRIO DOS DADOS ISOTÓPICOS U-Pb**  
(APPENDIX 1 AND 2 – A CAMBRIAN AGE FOR THE UPPER BAMBUÍ GROUP, BRAZIL,  
SUPPORTED BY THE FIRST U-PB DATING OF VOLCANICLASTIC BED)

**Appendix 1. Summary of U-Pb isotopic data for the zircon grains recovered from the pale green volcanoclastic rock**

**A) Geochronological data for all 107 zircons analyzed from the volcanoclastic samples**

Identifier Spot number	f-206 <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pbc <sup>c</sup> (%)	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> CPS	Pb <sup>b</sup> (ppm)	Th <sup>b</sup> ppm	U <sup>b</sup> (ppm)	Th/ U <sup>b</sup>	Ratios b					Dates c								
									<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	Rho <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s (%)	Disc. <sup>f</sup> (%)
29A 2.1	0,0029				20,30	174,11	156,39	1,11	0,860679	5,59	0,102753	4,11	0,74	0,060750	3,79	631	26	630	35	630	24	0
29A 3.1	0,0020				9,48	106,45	92,92	1,15	0,968260	3,67	0,112533	3,02	0,82	0,062403	2,08	687	21	688	25	688	14	0
29A 5.1	0,0011				45,76	162,24	416,14	0,39	0,850485	3,80	0,102384	2,82	0,74	0,060247	2,56	628	18	625	24	612	16	-3
29A 7.1	0,0028				21,70	152,19	215,68	0,71	0,699780	4,18	0,087097	2,30	0,55	0,058272	3,50	538	12	539	23	540	19	0
29A 8.1	0,0012				61,53	80,17	101,69	0,79	11,023642	5,14	0,476921	2,91	0,85	0,167640	7,90	2514	32	2525	382	2534	100	1
29A 9.1	0,0013				14,16	51,04	135,39	0,38	0,872127	4,09	0,103853	1,81	0,44	0,060906	3,67	637	12	637	26	636	23	0
06 measurements LA-MC-ICP-MS UERJ																						
Identifier Spot number	f-206 <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pbc <sup>c</sup> (%)	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> CPS	Pb <sup>b</sup> (ppm)	Th <sup>b</sup> ppm	U <sup>b</sup> (ppm)	Th/ U <sup>b</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	Rho <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s (%)	Disc. <sup>f</sup> (%)
RC-559_18			0,5200	34019	9,61		21,49	0,57	6,751425	1,65	0,380077	0,91	0,55	0,128832	1,38	2077	16	2079	15	2082	24	0
RC-559_19			0,1009	5362	6,25		13,75	0,61	6,743618	2,39	0,380169	1,76	0,74	0,128652	1,62	2077	31	2078	21	2080	29	0
RC-559_20			2,0466	33790	8,35		10,74	0,47	11,565198	3,22	0,485894	2,02	0,63	0,172628	2,51	2553	43	2570	30	2583	42	1
RC-559_21			0,0000	51815	18,24		45,62	0,59	5,345724	1,61	0,339612	1,21	0,75	0,114162	1,06	1885	20	1876	14	1867	19	-1
RC-559_22			0,2428	4784	9,20		15,77	0,58	1,690944	2,10	0,168638	1,29	0,62	0,072723	1,65	1005	12	1005	13	1006	34	0
RC-559_23			2,2611	21598	44,59		78,14	0,50	11,142224	3,10	0,477086	1,43	0,46	0,169385	2,75	2515	30	2535	29	2552	46	1
RC-559_24			1,4926	10598	36,09		88,24	1,12	4,153525	3,32	0,291223	1,59	0,48	0,103440	2,91	1648	23	1665	27	1687	54	2
RC-559_25			0,9503	1658	10,49		93,79	0,50	0,833898	5,72	0,100261	3,31	0,58	0,060322	4,67	616	19	616	27	615	101	0
RC-559_26			0,0000	5158	36,63		283,20	0,88	0,868976	1,95	0,103546	1,06	0,54	0,060866	1,64	635	6	635	9	634	35	0
RC-559_27			0,0000	21457	66,23		120,50	0,61	9,928855	1,61	0,461491	1,05	0,65	0,156040	1,22	2446	21	2428	15	2413	21	-1
RC-559_37			0,0000	4575	29,57		272,74	0,36	0,865845	2,69	0,103346	1,93	0,72	0,060764	1,87	634	12	633	13	631	40	0
RC-559_38			0,0000	5241	34,80		389,15	0,37	0,677294	2,10	0,084893	1,28	0,61	0,057863	1,66	525	6	525	9	525	36	0
RC-559_39			0,2216	1536	10,20		110,00	0,56	0,653484	3,62	0,082352	1,45	0,40	0,057552	3,31	510	7	511	15	513	73	1
RC-559_40			0,1427	1630	10,32		88,26	0,55	0,870700	3,21	0,103626	1,49	0,46	0,060939	2,85	636	9	636	15	637	61	0
RC-559_42			0,0000	4846	32,63		265,14	0,25	1,083525	2,63	0,122889	1,12	0,43	0,063948	2,38	747	8	745	14	740	50	-1
RC-559_43			0,1945	1876	14,30		131,58	1,14	0,660414	4,15	0,083053	2,40	0,58	0,057671	3,39	514	12	515	17	517	74	1
RC-559_44			0,5369	1967	22,44		127,48	2,83	0,758001	3,72	0,092870	1,36	0,37	0,059196	3,46	572	7	573	16	574	75	0
RC-559_45			0,1077	4103	27,67		257,34	0,50	0,812173	2,31	0,098180	1,16	0,50	0,059996	2,00	604	7	604	11	603	43	0
RC-559_46			0,0349	12046	68,46		387,67	0,41	1,642928	1,81	0,165523	1,26	0,69	0,071988	1,30	987	12	987	11	986	27	0
RC-559_56			0,0000	2165	9,58		22,94	0,71	5,651570	3,55	0,349813	2,12	0,60	0,117174	2,85	1934	35	1924	31	1914	51	-1
RC-559_57			0,0000	1646	10,97		108,93	0,46	0,752820	4,20	0,092361	1,64	0,39	0,059115	3,87	569	9	570	18	571	84	0
RC-559_58			0,0000	9023	55,38		230,74	0,90	2,066590	1,95	0,193175	1,12	0,57	0,077589	1,60	1139	12	1138	13	1136	32	0
RC-559_59			0,7956	4950	33,29		188,89	0,82	1,392873	3,59	0,147389	1,27	0,35	0,068540	3,36	886	11	886	21	885	69	0
RC-559_60			0,9872	1776	12,58		128,56	0,75	0,657143	4,75	0,082598	1,48	0,31	0,057702	4,52	512	7	513	19	518	99	1
RC-559_61			0,0000	1368	9,91		104,89	0,55	0,664180	3,72	0,083454	1,97	0,53	0,057722	3,16	517	10	517	15	519	69	0
RC-559_62			0,6179	61562	179,44		440,19	0,34	6,526134	1,80	0,373334	1,05	0,58	0,126782	1,46	2045	18	2049	16	2054	26	0
RC-559_63			0,0000	23282	64,35		91,29	1,06	13,042949	1,86	0,517705	1,33	0,71	0,182723	1,30	2689	29	2683	18	2678	22	0
RC-559_64			0,0000	7293	49,10		458,62	0,29	0,885513	3,02	0,105202	2,59	0,86	0,061048	1,55	645	16	644	14	641	33	-1
RC-559_65			0,0000	32421	102,49		249,52	0,37	6,514318	2,58	0,375424	2,28	0,88	0,125848	1,22	2055	40	2048	23	2041	22	-1
RC-559_75			3,7438	40259	81,22		296,38	0,34	3,297832	9,67	0,252656	7,21	0,75	0,094667	6,45	1452	94	1481	76	1521	122	5
RC-559_76			0,3567	6242	30,44		133,36	0,60	2,155867	2,23	0,198152	1,14	0,51	0,078908	1,92	1165	12	1167	16	1170	38	0
RC-559_77			0,0000	12046	42,01		88,44	0,80	6,794707	1,74	0,382170	1,10	0,63	0,128947	1,35	2086	20	2085	15	2084	24	0
RC-559_78			0,3091	10909	20,81		35,39	0,21	14,181482	2,41	0,533621	1,95	0,81	0,192747	1,42	2757	44	2762	23	2766	23	0
RC-559_79			0,6596	15606	58,92		249,48	0,47	2,312240	4,19	0,206700	3,61	0,86	0,081132	2,14	1211	40	1216	30	1225	42	1
RC-559_80			0,0000	2353	15,89		71,25	1,25	1,560560	3,31	0,159812	1,51	0,46	0,070822	2,94	956	13	955	21	952	60	0
RC-559_81			2,0118	5613	21,53		42,89	1,26	5,606395	4,54	0,347353	2,63	0,58	0,117061	3,70	1922	44	1917	39	1912	66	-1
RC-559_82			0,0000	21607	51,10		72,18	0,26	19,190247	2,03	0,621666	1,46	0,72	0,223883	1,41	3117	36	3051	20	3009	23	-4
RC-559_84			0,0000	16957	60,99		114,94	0,58	9,199913	2,02	0,449429	1,45	0,71	0,148464	1,42	2393	29	2358	19	2328	24	-3
RC-559_94			0,0169	2071	14,26		118,46	0,88	0,788537	2,96	0,095776	1,18	0,40	0,059712	2,71	590	7	590	13	593	59	1
RC-559_95			0,0000	15700	38,92		55,89	0,57	15,702228	1,99	0,567629	1,35	0,68	0,200630	1,46	2898	31	2859	19	2831	24	-2
RC-559_96			0,0000	2590	15,98		140,78	0,39	0,903950	2,45	0,106831	1,38	0,56	0,061368	2,02	654	9	654	12	652	43	0
RC-559_97			0,0000	19634	61,86		126,16	0,50	8,267914	1,88	0,423727	1,22	0,65	0,141517	1,44	2277	23	2261	17	2246	25	-1
RC-559_98			0,0000	20579	72,87		206,25	0,40	4,830050	1,76	0,320677	1,24	0,70	0,109240	1,25	1793	19	1790	15	1787	23	0

RC-559_99	0,0232	6669	48,70	392,03	0,80	0,876403	3,64	0,104271	1,39	0,38	0,060959	3,37	639	8	639	17	638	72	0
RC-559_100	0,0346	8736	47,55	525,36	0,08	0,784970	2,35	0,095545	1,80	0,76	0,059586	1,51	588	10	588	11	589	33	0
RC-559_101	0,0000	3576	28,09	265,75	0,96	0,663553	3,46	0,083388	1,68	0,49	0,057713	3,02	516	8	517	14	519	66	0
RC-559_103	0,3243	3456	30,86	240,15	1,52	0,696045	4,31	0,086706	2,18	0,51	0,058222	3,72	536	11	536	18	538	81	0
RC-559_113	0,4424	8846	10,12	100,25	0,28	0,779652	2,86	0,094979	1,31	0,46	0,059535	2,55	585	7	585	13	587	55	0
RC-559_114	0,0076	26765	110,57	271,10	0,91	4,894305	1,87	0,322414	0,96	0,51	0,110097	1,61	1802	15	1801	16	1801	29	0
RC-559_115	1,2295	9124	27,85	73,21	0,44	5,435375	3,31	0,338618	1,03	0,31	0,116417	3,14	1880	17	1890	29	1902	56	1
RC-559_116	0,3290	10613	37,83	86,42	0,72	6,163596	2,46	0,363936	0,98	0,40	0,122831	2,26	2001	17	1999	22	1998	40	0
RC-559_117	0,0000	6060	46,98	362,05	0,95	0,885419	3,05	0,105077	0,66	0,22	0,061114	2,98	644	4	644	15	643	64	0
RC-559_118	0,6516	3022	7,96	44,85	0,55	1,602334	4,58	0,161952	1,47	0,32	0,071757	4,34	968	13	971	29	979	88	1
RC-559_119	0,0000	12194	32,63	330,20	0,18	0,843259	1,97	0,101069	1,26	0,64	0,060512	1,52	621	7	621	9	622	33	0
RC-559_120	1,3177	53709	41,66	55,76	0,52	19,429051	2,33	0,606737	1,68	0,72	0,232247	1,61	3057	41	3063	23	3068	26	0
RC-559_121	0,2767	7886	15,30	105,37	0,27	1,311139	2,41	0,140296	1,65	0,69	0,067780	1,75	846	13	851	14	862	36	2
RC-559_131	1,3695	21751	33,56	95,68	0,43	4,800219	3,06	0,318266	1,26	0,41	0,109388	2,79	1781	20	1785	26	1789	51	0
RC-559_132	0,3006	2577	8,81	97,92	0,53	0,613710	2,28	0,078135	1,64	0,95	0,056966	3,93	485	54	486	48	490	87	1
RC-559_133	0,1638	3588	8,43	85,12	0,23	0,816375	2,99	0,098309	1,44	0,48	0,060228	2,62	604	8	606	14	612	57	1
RC-559_135	1,8164	26734	34,38	86,39	0,64	5,272350	3,47	0,331752	1,44	0,41	0,115263	3,16	1847	23	1864	30	1884	57	2
RC-559_136	0,0000	5554	9,64	18,50	1,13	7,047833	2,90	0,389516	2,26	0,78	0,131229	1,81	2121	41	2117	26	2114	32	0
RC-559_137	0,0000	30235	49,72	102,69	0,98	6,605722	1,98	0,376902	1,63	0,82	0,127113	1,12	2062	29	2060	18	2058	20	0
RC-559_138	0,6041	2405	7,88	72,69	1,00	0,680527	4,06	0,085071	1,61	0,40	0,058018	3,72	526	8	527	17	530	82	1
RC-559_140	0,0000	2231	6,07	54,89	0,44	0,860529	3,04	0,102524	1,59	0,52	0,060875	2,59	629	10	630	14	635	56	1
RC-559_150	0,7543	25572	38,75	88,17	0,99	5,315581	2,37	0,334709	1,55	0,66	0,115181	1,79	1861	25	1871	20	1883	32	1
RC-559_151	0,0000	1631	4,17	42,21	0,34	0,775525	5,11	0,094302	1,54	0,30	0,059645	4,87	581	9	583	23	591	106	2
RC-559_152	0,0000	51998	63,97	86,53	1,06	15,007805	1,77	0,550808	1,34	0,76	0,197613	1,16	2829	31	2816	17	2807	19	-1
RC-559_153	0,6172	9884	16,24	45,83	0,52	4,686991	2,66	0,314449	1,80	0,67	0,108104	1,97	1763	28	1765	22	1768	36	0
RC-559_154	0,0000	6995	24,07	158,54	1,35	0,937170	2,38	0,109548	1,67	0,70	0,062046	1,69	670	11	671	12	676	36	1
RC-559_155	0,6536	18241	40,86	207,85	0,43	1,899701	2,52	0,182554	1,35	0,53	0,075473	2,13	1081	13	1081	17	1081	43	0
RC-559_156	0,2020	2561	7,51	76,27	0,68	0,672982	3,92	0,084353	1,58	0,40	0,057863	3,58	522	8	523	16	525	79	0
RC-559_157	0,5839	1890	5,57	19,63	1,80	1,887190	4,48	0,181020	1,79	0,40	0,075612	4,10	1073	18	1077	30	1085	82	1
RC-559_158	0,0000	8647	20,19	94,76	0,57	2,012865	2,27	0,189682	1,73	0,77	0,076964	1,46	1120	18	1120	15	1120	29	0
RC-559_159	0,4633	7197	19,84	170,36	0,89	0,776729	3,98	0,094241	2,67	0,67	0,059776	2,95	581	15	584	18	595	64	3
RC-559_169	0,0000	21588	33,58	72,27	0,85	6,406023	1,81	0,370907	1,36	0,75	0,125263	1,19	2034	24	2033	16	2033	21	0
RC-559_170	1,0696	17536	24,75	58,16	0,77	5,496066	2,93	0,341047	1,96	0,67	0,116879	2,18	1892	32	1900	25	1909	39	1
RC-559_171	0,0000	14201	37,37	371,71	0,28	0,823313	1,83	0,099166	1,37	0,75	0,060214	1,21	610	8	610	8	611	26	0
RC-559_172	0,3162	2080	5,16	50,77	0,30	0,823729	4,37	0,099056	1,74	0,40	0,060312	4,00	609	10	610	20	615	86	1
RC-559_173	0,0000	13629	27,76	115,73	0,40	2,579135	2,44	0,222431	2,11	0,87	0,084096	1,22	1295	25	1295	18	1295	24	0
RC-559_174	0,0000	16424	35,04	189,22	0,31	1,838676	1,78	0,178470	1,33	0,75	0,074720	1,17	1059	13	1059	12	1061	24	0
RC-559_175	1,6385	36073	56,03	148,83	0,32	5,808555	4,52	0,352230	3,33	0,74	0,119602	3,06	1945	56	1948	39	1950	55	0
RC-559_176	0,1792	33273	45,10	123,76	0,27	5,613797	2,13	0,345117	1,70	0,80	0,117975	1,27	1911	28	1918	18	1926	23	1
RC-559_177	0,5545	968	2,40	21,51	0,73	0,756191	7,53	0,092146	2,38	0,32	0,059519	7,15	568	13	572	33	586	155	3
RC-559_178	0,0000	5109	12,70	131,45	0,30	0,768021	2,27	0,093723	1,52	0,67	0,059433	1,68	578	8	579	10	583	37	1
84 measurements LA-SF-ICP-MS UFOP																			



Identifier Spot number	f-206 <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pbc <sup>c</sup> (%)	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> CPS	Pb <sup>b</sup> (ppm)	Th <sup>b</sup> ppm	U <sup>b</sup> (ppm)	Th/ U <sup>b</sup>	Ratios b					Dates c					Disc. <sup>f</sup> (%)			
									<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	Rho <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s (%)
CV-DH-29_007	0,0000	20753,84	1,4450	115152			114,73	1,22	12,805792	5,04	0,510219	4,23	0,84	0,182032	2,73	2658	37	2665	19	2671	18	0
CV-DH-29_012	0,0000	5677,25	1,0535	74261			207,99	1,45	1,932292	6,90	0,181498	4,86	0,70	0,077215	4,91	1075	19	1092	19	1127	39	1
CV-DH-29_014	0,0000	2788,39	1,0912	43298			177,96	0,24	1,109171	6,03	0,123677	4,29	0,71	0,065044	4,23	752	16	758	13	776	36	0
CV-DH-29_020	0,0000	343,29	1,0758	92267			138,14	0,79	5,453593	4,79	0,339532	3,95	0,82	0,116493	2,71	1884	26	1893	17	1903	20	0
CV-DH-29_029	0,0000	216,24	1,2625	115449			362,75	0,59	1,814514	5,08	0,161780	3,99	0,79	0,081345	3,14	967	20	1051	13	1230	25	7
CV-DH-29_033	0,0000	12884,93	1,1250	171799			485,16	0,49	1,880050	5,26	0,180005	3,92	0,75	0,075750	3,50	1067	15	1074	14	1088	28	0
CV-DH-29_035	0,0000	127,67	1,2565	115185			142,86	0,56	8,856286	4,83	0,409846	3,98	0,83	0,156722	2,72	2214	30	2323	18	2421	19	4
CV-DH-29_038	0,0000	4852,97	1,1715	75345			434,00	1,23	0,791567	5,39	0,088249	3,97	0,74	0,065054	3,65	545	11	592	10	776	31	7
CV-DH-29_039	0,0000	718,22	1,0096	145120			219,97	0,32	5,315967	5,85	0,335354	4,54	0,78	0,114968	3,69	1864	29	1871	20	1879	27	0
CV-DH-29_047	0,0000	13497,40	1,2029	110336			194,13	0,76	4,921810	4,95	0,288914	3,88	0,78	0,123553	3,07	1636	22	1806	17	2008	22	9
CV-DH-29_048	0,0292	1503,54	2,5485	191942			179,67	0,91	14,810090	5,84	0,543062	4,76	0,82	0,197791	3,38	2796	43	2803	22	2808	22	0
CV-DH-29_049	0,0000	2036,22	0,7239	26803			83,93	3,26	1,717491	5,51	0,162342	4,29	0,78	0,076730	3,46	970	21	1015	14	1114	28	4
CV-DH-29_050	0,0000	1980,60	1,1033	24092			57,84	0,31	2,423827	7,81	0,211716	5,51	0,71	0,083032	5,53	1238	25	1250	23	1270	43	0
CV-DH-29_054	0,0000	1690,40	1,1034	27531			130,76	1,25	0,915119	6,04	0,107025	4,35	0,72	0,062014	4,19	655	14	660	12	675	36	0
CV-DH-29_058	0,0000	16065,79	1,7890	134453			194,51	1,81	5,846880	5,16	0,351374	4,18	0,81	0,120685	3,03	1941	28	1953	18	1966	22	0
CV-DH-29_059	0,0000	4373,24	1,0360	43820			93,12	0,58	3,324534	5,36	0,239209	4,25	0,79	0,100798	3,26	1383	21	1487	17	1639	24	7
CV-DH-29_060	0,0568	141,67	1,3948	56338			76,96	0,78	6,515801	6,63	0,372144	5,20	0,78	0,126986	4,12	2039	36	2048	24	2057	29	0
17 measurements		LA-MC-ICP-MS UFOP																				
Total 107 measurements																						

## B) Geochronological data for all 50 zircons under 1000 Ma, analyzed from the volcanoclastic samples

Identifier Spot number	f-206 <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pbc <sup>c</sup> (%)	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> CPS	Pb <sup>b</sup> (ppm)	Th <sup>b</sup> ppm	U <sup>b</sup> (ppm)	Th/ U <sup>b</sup>	Ratios b					Dates c					Disc. <sup>f</sup> (%)			
									<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb/	2 s [%]	Rho <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s (%)
29A 2.1	0,0029				20,30	174,11	156,39	1,11	0,860679	5,59	0,102753	4,11	0,74	0,060750	3,79	631	26	630	35	630	24	0
29A 3.1	0,0020				9,48	106,45	92,92	1,15	0,968260	3,67	0,112533	3,02	0,82	0,062403	2,08	687	21	688	25	688	14	0
29A 5.1	0,0011				45,76	162,24	416,14	0,39	0,850485	3,80	0,102384	2,82	0,74	0,060247	2,56	628	18	625	24	612	16	-3
29A 7.1	0,0028				21,70	152,19	215,68	0,71	0,699780	4,18	0,087097	2,30	0,55	0,058272	3,50	538	12	539	23	540	19	0
29A 9.1	0,0013				14,16	51,04	135,39	0,38	0,872127	4,09	0,103853	1,81	0,44	0,060906	3,67	637	12	637	26	636	23	0
RC-559_25			0,9503	1658	10,49		93,79	0,50	0,833898	5,72	0,100261	3,31	0,58	0,060322	4,67	616	19	616	27	615	101	0
RC-559_26			0,0000	5158	36,63		283,20	0,88	0,868976	1,95	0,103546	1,06	0,54	0,060866	1,64	635	6	635	9	634	35	0
RC-559_37			0,0000	4575	66,23		120,50	0,36	0,865845	2,69	0,103346	1,93	0,72	0,060764	1,87	634	12	633	13	631	40	0
RC-559_38			0,0000	5241	29,57		272,74	0,37	0,677294	2,10	0,084893	1,28	0,61	0,057863	1,66	525	6	525	9	525	36	0
RC-559_39			0,2216	1536	10,20		110,00	0,56	0,653484	3,62	0,082352	1,45	0,40	0,057552	3,31	510	7	511	15	513	73	1
RC-559_40			0,1427	1630	10,32		88,26	0,55	0,870700	3,21	0,103626	1,49	0,46	0,060939	2,85	636	9	636	15	637	61	0
RC-559_42			0,0000	4846	32,63		265,14	0,25	1,083525	2,63	0,122889	1,12	0,43	0,063948	2,38	747	8	745	14	740	50	-1
RC-559_43			0,1945	1876	14,30		131,58	1,14	0,660414	4,15	0,083053	2,40	0,58	0,057671	3,39	514	12	515	17	517	74	1
RC-559_44			0,5369	1967	22,44		127,48	2,83	0,758001	3,72	0,092870	1,36	0,37	0,059196	3,46	572	7	573	16	574	75	0
RC-559_45			0,1077	4103	27,67		257,34	0,50	0,812173	2,31	0,098180	1,16	0,50	0,059996	2,00	604	7	604	11	603	43	0
RC-559_46			0,0349	12046	68,46		387,67	0,41	1,642928	1,81	0,165523	1,26	0,69	0,071988	1,30	987	12	987	11	986	27	0
RC-559_57			0,0000	1646	10,97		108,93	0,46	0,752820	4,20	0,092361	1,64	0,39	0,059115	3,87	569	9	570	18	571	84	0
RC-559_59			0,7956	4950	33,29		188,89	0,82	1,392873	3,59	0,147389	1,27	0,35	0,068540	3,36	886	11	886	21	885	69	0
RC-559_60			0,9872	1776	12,58		128,56	0,75	0,657143	4,75	0,082598	1,48	0,31	0,057702	4,52	512	7	513	19	518	99	1
RC-559_61			0,0000	1368	9,91		104,89	0,55	0,664180	3,72	0,083454	1,97	0,53	0,057722	3,16	517	10	517	15	519	69	0
RC-559_64			0,0000	7293	49,10		458,62	0,29	0,885513	3,02	0,105202	2,59	0,86	0,061048	1,55	645	16	644	14	641	33	-1
RC-559_80			0,0000	2353	15,89		71,25	1,25	1,560560	3,31	0,159812	1,51	0,46	0,070822	2,94	956	13	955	21	952	60	0
RC-559_94			0,0169	2071	14,26		118,46	0,88	0,788537	2,96	0,095776	1,18	0,40	0,059712	2,71	590	7	590	13	593	59	1
RC-559_96			0,0000	2590	15,98		140,78	0,39	0,903950	2,45	0,106831	1,38	0,56	0,061368	2,02	654	9	654	12	652	43	0
RC-559_99			0,0232	6669	48,70		392,03	0,80	0,876403	3,64	0,104271	1,39	0,38	0,060959	3,37	639	8	639	17	638	72	0
RC-559_100			0,0346	8736	47,55		525,36	0,08	0,784970	2,35	0,095545	1,80	0,76	0,059586	1,51	588	10	588	11	589	33	0
RC-559_101			0,0000	3576	28,09		265,75	0,96	0,663553	3,46	0,083388	1,68	0,49	0,057713	3,02	516	8	517	14	519	66	0
RC-559_103			0,3243	3456	30,86		240,15	1,52	0,696045	4,31	0,086706	2,18	0,51	0,058222	3,72	536	11	536	18	538	81	0
RC-559_113			0,4424	8846	10,12		100,25	0,28	0,779652	2,86	0,094979	1,31	0,46	0,059535	2,55	585	7	585	13	587	55	0
RC-559_117			0,0000	6060	46,98		362,05	0,95	0,885419	3,05	0,105077	0,66	0,22	0,061114	2,98	644	4	644	15	643	64	0
RC-559_118			0,6516	3022	7,96		44,85	0,55	1,602334	4,58	0,161952	1,47	0,32	0,071757	4,34	968	13	971	29	979	88	1
RC-559_119			0,0000	12194	32,63		330,20	0,18	0,843259	1,97	0,101069	1,26	0,64	0,060512	1,52	621	7	621	9	622	33	0
RC-559_121			0,2767	7886	15,30		105,37	0,27	1,311139	2,41	0,140296	1,65	0,69	0,067780	1,75	846	13	851	14	862	36	2
RC-559_132			0,3006	2577	8,81		97,92	0,53	0,613710	12,28	0,078135	11,64	0,95	0,056966	3,93	485	54	486	48	490	87	1
RC-559_133			0,1638	3588	8,43		85,12	0,23	0,816375	2,99	0,098309	1,44	0,48	0,060228	2,62	604	8	606	14	612	57	1
RC-559_138			0,6041	2405	7,88		72,69	1,00	0,680527	4,06	0,085071	1,61	0,40	0,058018	3,72	526	8	527	17	530	82	1
RC-559_140			0,0000	2231	6,07		54,89	0,44	0,860529	3,04	0,102524	1,59	0,52	0,060875	2,59	629	10	630	14	635	56	1
RC-559_151			0,0000	1631	4,17		42,21	0,34	0,775525	5,11	0,094302	1,54	0,30	0,059645	4,87	581	9	583	23	591	106	2
RC-559_154			0,0000	6995	24,07		158,54	1,35	0,937170	2,38	0,109548	1,67	0,70	0,062046	1,69	670	11	671	12	676	36	1
RC-559_156			0,2020	2561	7,51		76,27	0,68	0,672982	3,92	0,084353	1,58	0,40	0,057863	3,58	522	8	523	16	525	79	0
RC-559_159			0,4633	7197	19,84		170,36	0,89	0,776729	3,98	0,094241	2,67	0,67	0,059776	2,95	581	15	584	18	595	64	3
RC-559_171			0,0000	14201	37,37		371,71	0,28	0,823313	1,83	0,099166	1,37	0,75	0,060214	1,21	610	8	610	8	611	26	0
RC-559_172			0,3162	2080	5,16		50,77	0,30	0,823729	4,37	0,099056	1,74	0,40	0,060312	4,00	609	10	610	20	615	86	1
RC-559_177			0,5545	968	2,40		21,51	0,73	0,756191	7,53	0,092146	2,38	0,32	0,059519	7,15	568	13	572	33	586	155	3
RC-559_178			0,0000	5109	12,70		131,45	0,30	0,768021	2,27	0,093723	1,52	0,67	0,059433	1,68	578	8	579	10	583	37	1
CV-DH-29_014	0,0000	2788,39	1,0912	43298			177,96	0,24	1,109171	6,03	0,123677	4,29	0,71	0,065044	4,23	752	16	758	13	776	36	0
CV-DH-29_029	0,0000	216,24	1,2625	115449			362,75	0,59	1,814514	5,08	0,161780	3,99	0,79	0,081345	3,14	967	20	1051	13	1230	25	7
CV-DH-29_038	0,0000	4852,97	1,1715	75345			434,00	1,23	0,791567	5,39	0,088249	3,97	0,74	0,065054	3,65	545	11	592	10	776	31	7
CV-DH-29_049	0,0000	2036,22	0,7239	26803			83,93	3,26	1,717491	5,51	0,162342	4,29	0,78	0,076730	3,46	970	21	1015	14	1114	28	4
CV-DH-29_054	0,0000	1690,40	1,1034	27531			130,76	1,25	0,915119	6,04	0,107025	4,35	0,72	0,062014	4,19	655	14	660	12	675	36	0

50 measurements

## C) Geochronological data for the 10 zircon grains used for the Cambrian concordia age

Identifier Spot number	f-206 <sup>o</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pbc <sup>o</sup> (%)	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> CPS	Pb <sup>b</sup> (ppm)	Th <sup>b</sup> ppm	U <sup>b</sup> (ppm)	Th/ U <sup>b</sup>	Ratios b					Dates c								
									<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>d</sup>	2 s [%]	Rho <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	2 s [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s (%)	Disc. <sup>f</sup> (%)
29A 7.1	0,0028				21,70	152,19	215,88	0,71	0,699780	4,18	0,087097	2,30	0,55	0,058272	3,50	538	12	539	23	540	19	0
RC-559_38			0,0000	5241	29,57		272,74	0,37	0,677294	2,10	0,084893	1,28	0,61	0,057863	1,66	525	6	525	9	525	36	0
RC-559_39			0,2218	1536	10,20		110,00	0,58	0,653484	3,62	0,082352	1,45	0,40	0,057552	3,31	510	7	511	15	513	73	1
RC-559_43			0,1945	1876	14,30		131,58	1,14	0,660414	4,15	0,083053	2,40	0,58	0,057671	3,39	514	12	515	17	517	74	1
RC-559_60			0,9872	1776	12,58		128,56	0,75	0,657143	4,75	0,082598	1,48	0,31	0,057702	4,52	512	7	513	19	518	99	1
RC-559_61			0,0000	1368	9,91		104,89	0,55	0,664180	3,72	0,083454	1,97	0,53	0,057722	3,16	517	10	517	15	519	69	0
RC-559_101			0,0000	3576	28,09		265,75	0,96	0,663553	3,46	0,083388	1,68	0,49	0,057713	3,02	516	8	517	14	519	66	0
RC-559_103			0,3243	3456	30,86		240,15	1,52	0,696045	4,31	0,086706	2,18	0,51	0,058222	3,72	536	11	536	18	538	81	0
RC-559_138			0,6041	2406	7,88		72,69	1,00	0,680527	4,06	0,085071	1,61	0,40	0,058018	3,72	526	8	527	17	530	82	1
RC-559_156			0,2020	2561	7,51		76,27	0,68	0,672982	3,92	0,084353	1,58	0,40	0,057863	3,58	522	8	523	16	525	79	0

10 measurements

<sup>a</sup> Within run background-corrected mean <sup>207</sup>Pb signal in cps (counts per second).<sup>b</sup> U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 reference zircon.<sup>o</sup> percentage of the common Pb on the <sup>206</sup>Pb. b.d. = below detection limit.<sup>d</sup> corrected for background, within-run Pb/U fractionation (in case of <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U) and common Pb using Stacy and Kramers (1975) model Pb composition and subsequently normalised to GJ-1 (ID-TIMS value/measured value); <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U calculated using <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb/(<sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb\*1/137.88)<sup>e</sup> rho is the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U/<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U error correlation coefficient.<sup>f</sup> degree of discordance = 100 - ( <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age / <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb age ) x 100<sup>o</sup> Accuracy and reproducibility was checked by repeated analyses (n = 7) of reference zircon Plesovice, Felix and 91500; data given as mean with 2 standard deviation uncertainties

Appendix 2. Results for the zircon standards used for instrumental calibration

Sample 29A - LA-MC-ICPMS/USERJ - reduction considering ratios from the GJ-1 standard, measured by TIMS

GJ-1 - Primary Ref. Mat.

	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	StDv	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	StDv	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	StDv	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	StDv	U (cps)	Th (cps)	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	f 206/204	Pb (cps)	Pb (in ppm)
002-GJ-1 (4)	0,064764	0,00051	0,095315	0,0008	0,016323	0,0013	0,005155	0,0012	2977633	48583	332088	21484	1724	20	0,0011	355317	31,6
016-GJ-1 (5)	0,064932	0,00046	0,094462	0,0004	0,015059	0,0011	0,006707	0,0005	4150698	62117	426332	27694	2824	21	0,0009	456871	31,6

91500 - Tertiary Ref. Mat.

	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	StDv	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	StDv	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	StDv	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	StDv	U (cps)	Th (cps)	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	f 206/204	Pb (cps)	Pb (in ppm)
91500 (3)	0,08130	0,00100	0,17407	0,00354	0,33396	0,00695	0,12341	0,00247	553621	184411							

\*Fraction of the non-radiogenic <sup>206</sup>Pb in the analyzed zircon spot, where  $f_{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}]_{\text{c}} - [^{206}\text{Pb}]_{\text{s}}}{[^{206}\text{Pb}]_{\text{c}}}$  (c=common; s=sample)

<sup>b</sup>Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to 91500 reference zircon

<sup>c</sup>Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U calculated using  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \cdot (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \cdot 1/137.88)$

<sup>d</sup>Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and the <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U ratio

<sup>e</sup>Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey and Kramers (1975)

<sup>f</sup>Degree of concordance =  $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age} \cdot 100 / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U age})$

Sample RC-559 - LA-SF-ICPMS/UFOP - reduction based on the ages from different standards, measured by TIMS

GJ-1 - Primary Ref. Mat.

Grain	<sup>207</sup> Pb/a	Ub	Pbb	Thb	206Pbcc	207Pbd	±2s	206Pbd	±2s	rhoe	207Pbd	±2s	206Pb	±2s	207Pb	±2s	207Pb	±2s	Disc.
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	(%)	235U	(%)	238U	(%)		206Pb	(%)	238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb	(Ma)	(%)
GJ-1_28	11080	268	24	0,01	0,0000	0,818617	0,66	0,098811	0,44	0,67	0,060086	0,49	607	3	607	3	607	10	0
GJ-1_29	11232	275	25	0,01	0,0000	0,814135	0,66	0,098410	0,40	0,60	0,060001	0,52	605	2	605	3	604	11	0
GJ-1_30	1111	26	4	2,20	0,1549	0,801979	2,17	0,097134	1,31	0,61	0,059881	1,72	598	7	598	10	599	37	0
GJ-1_47	10424	254	23	0,02	0,0000	0,817501	0,66	0,098742	0,41	0,61	0,060046	0,52	607	2	607	3	605	11	0
GJ-1_48	10424	254	23	0,02	0,0000	0,817501	0,66	0,098742	0,41	0,61	0,060046	0,52	607	2	607	3	605	11	0
GJ-1_49	9172	226	21	0,01	0,0000	0,815627	0,87	0,098534	0,72	0,82	0,060035	0,50	606	4	606	4	605	11	0
GJ-1_66	9810	241	22	0,01	0,2747	0,811531	0,82	0,098119	0,47	0,58	0,059986	0,67	603	3	603	4	603	14	0
GJ-1_67	11647	285	26	0,01	0,0000	0,808832	0,81	0,097847	0,43	0,54	0,059953	0,68	602	2	602	4	602	15	0
GJ-1_68	10153	250	23	0,01	0,0000	0,816215	0,67	0,098589	0,36	0,54	0,060045	0,56	606	2	606	3	605	12	0
GJ-1_85	11618	280	26	0,01	0,0000	0,820345	0,81	0,098989	0,59	0,73	0,060105	0,55	608	3	608	4	607	12	0
GJ-1_86	11492	272	25	0,01	0,0000	0,819266	0,88	0,098872	0,57	0,65	0,060097	0,67	608	3	608	4	607	14	0
GJ-1_87	11727	277	25	0,01	0,0000	0,823506	0,79	0,099257	0,58	0,73	0,060174	0,54	610	3	610	4	610	12	0
GJ-1_104	12351	303	28	0,01	0,0000	0,813829	0,80	0,098354	0,63	0,78	0,060012	0,50	605	4	605	4	604	11	0
GJ-1_105	12772	312	28	0,01	0,3017	0,813951	0,82	0,098370	0,55	0,67	0,060012	0,61	605	3	605	4	604	13	0
GJ-1_106	11190	271	25	0,01	0,0000	0,818333	0,80	0,098792	0,63	0,79	0,060077	0,49	607	4	607	4	606	11	0
GJ-1_104	12351	308	28	0,02	0,0000	0,814054	0,87	0,098381	0,72	0,82	0,060012	0,49	605	4	605	4	604	11	0
GJ-1_105	12774	317	29	0,01	0,1835	0,813981	0,83	0,098399	0,65	0,79	0,059996	0,51	605	4	605	4	603	11	0
GJ-1_106	11503	287	26	0,01	0,0000	0,815655	0,81	0,098415	0,65	0,80	0,060110	0,48	605	4	606	4	608	10	0
GJ-1_122	10963	276	25	0,02	0,0000	0,816122	0,79	0,098478	0,58	0,73	0,060105	0,54	605	3	606	4	607	12	0
GJ-1_123	11505	290	26	0,02	0,0000	0,816971	0,86	0,098567	0,63	0,73	0,060114	0,58	606	4	606	4	608	13	0
GJ-1_124	11292	287	26	0,01	0,0000	0,811012	0,72	0,097992	0,50	0,70	0,060025	0,52	603	3	603	3	604	11	0
GJ-1_141	11292	282	26	0,02	0,1749	0,814585	0,92	0,098360	0,65	0,71	0,060064	0,65	605	4	605	4	606	14	0
GJ-1_142	10748	268	24	0,02	0,5681	0,813579	1,16	0,098253	0,60	0,52	0,060056	0,99	604	3	604	5	606	21	0
GJ-1_143	11510	289	26	0,02	0,0000	0,816287	0,95	0,098498	0,75	0,79	0,060105	0,59	606	4	606	4	607	13	0
GJ-1_160	10358	266	24	0,02	0,0000	0,813469	0,81	0,098201	0,64	0,79	0,060079	0,50	604	4	604	4	606	11	0
GJ-1_161	11045	287	26	0,02	0,0000	0,811881	0,91	0,098018	0,72	0,79	0,060074	0,56	603	4	604	4	606	12	1
GJ-1_162	10454	265	24	0,02	0,2012	0,813497	1,03	0,098235	0,75	0,73	0,060061	0,71	604	4	604	5	606	15	0
GJ-1_179	9886	256	23	0,01	0,0000	0,817221	0,90	0,098571	0,72	0,81	0,060130	0,53	606	4	606	4	608	11	0
GJ-1_180	9973	253	23	0,02	0,0000	0,813699	0,91	0,098235	0,76	0,83	0,060076	0,51	604	4	605	4	606	11	0
GJ-1_181	11243	287	26	0,02	0,0000	0,815344	0,88	0,098385	0,66	0,75	0,060105	0,59	605	4	605	4	607	13	0

## ANEXO A - RESUMO DE ARTIGOS PUBLICADOS EM COAUTORIA

Mining, Metallurgy & Exploration  
<https://doi.org/10.1007/s42461-020-00218-5>



### Processing of Glauconitic Siltstone for Potash Recovery

Yogendra Pratap<sup>1</sup> · Himanshu Tanvar<sup>1</sup> · Débora Moreira<sup>2</sup> · Nikhil Dhawan<sup>1</sup>

Received: 13 January 2020 / Accepted: 7 April 2020  
 © Society for Mining, Metallurgy & Exploration Inc. 2020

#### Abstract

A glauconitic siltstone sample with a potash content of 10% is investigated as a potential potash source. The fine grain structure comprises potash bearing phases of glauconite, muscovite, and microcline. The as-received samples showed poor dissolution ~ 5%. Planetary ball milling was attempted for the dissociation of the underlying silicate structure for the potash release, and ~ 60% potash was obtained after 12-h milling. Mechanical activation (8 h, 60% NaOH) prior to heat treatment (600 °C, 30 min) was found successful in recovering more than 95% K values from glauconite. The final residue consists mainly of quartz, indicating a complete breakdown of the silicate matrix. The mechanical activation process followed is simple, adaptable, and less energy-intensive compared to existing methods.

**Keywords** Glauconite · Silicate potash · Mechanical activation · Leaching

International Journal of Environmental & Agriculture Research (IJOEAR)

ISSN:[2454-1850]

[Vol-6, Issue-5, May- 2020]

### Formation of Dioxins during Energy Cogeneration by Burning Bagasse and Sugarcane Straw Fertilized with Chlorinated Compounds: State of the Art and Presentation of Alternatives

Felipe V. Duarte<sup>1</sup>, Maria Clara V. M. Starling<sup>2</sup>, Débora S. Moreira<sup>3</sup>,  
 Isabela S.S. de Oliveira<sup>4</sup>

<sup>1,2</sup>Federal University of Minas Gerais, Sanitary and Environmental Engineering Department, Av. Antônio Carlos, 6627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG, Brazil, CEP: 31270-901

<sup>3,4</sup>Federal University of Minas Gerais, Institute of Geosciences, Av. Antônio Carlos, 6627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG, Brazil, CEP: 31270-901

**Abstract**— Polychlorinated dibenzodioxins (PCDDs), also known as dioxins, are part of a group of organochlorine chemical compounds, highly persistent in the environment, with similar chemical structures. High levels of this compound are found in the burning ashes of the sugarcane and are attributed to the high concentration of chlorine present in bagasse and in the sugarcane straw that are used as a substrate for obtaining energy in the bioethanol production plants. This occurred due to the application of chlorine-containing fertilizers, such as potassium chloride, during the cultivation of sugarcane. Considering the high degree of toxicity of dioxins, the objective of this study was to conduct a literature review on the subject and research alternatives that can control the generation and emission of dioxins in bioethanol production plants, either through the application of appropriate technologies to control emission of dioxins generated during burning, or by substituting the chlorinated fertilizer used in the cultivation of sugarcane. From the analysis of different studies that researched the presence of dioxins in the ash of the bagasse burning boiler, there is a concentration that varies from 2, 2 to 190 picograms of dioxin equivalent toxicity (TEQ) per gram of ash. For the removal of these dioxins, the control systems commonly used in sugarcane plants have not proved to be efficient. In this context, the main alternatives would be the application of technologies for optimizing the combustion process combined with the treatment of end of pipe by means of a scrubber and bag filter or selective catalytic oxidation using NH<sub>3</sub>-SCR catalysts. Another option is the substitution of the potassium source, which presents itself as the most viable alternative, with the use of non-chlorine sources, such as Glauconitic Siltstone, Potassium Nitrate, Potassium Sulfate or vinasse instead of using chlorinated fertilizers such as Potassium Chloride.

**Keywords**— Polychlorinated dibenzodioxins, cogeneration, control systems, Glauconitic Siltstone, bioethanol production.

## ANEXO B - RESUMO DE ARTIGO SUBMETIDO EM COAUTORIA

**Proceedings of the National Academy of Sciences, India Section B:  
 Biological Sciences**  
**GLAUCONITIC SILTSTONE AS AN ADDITIVE FOR UREA-BASED FERTILIZERS  
 CONTRIBUTING TO AMMONIA RETENTION**  
 --Manuscript Draft--

Manuscript Number:	NASB-D-20-00216
Full Title:	GLAUCONITIC SILTSTONE AS AN ADDITIVE FOR UREA-BASED FERTILIZERS CONTRIBUTING TO AMMONIA RETENTION
Short Title:	Ammonia Retention
Article Type:	Scientific Research Paper
Keywords:	glaucinite; nitrogen fertilizers; ammonia volatilization.
Corresponding Author:	Isabela Santhiago Soares Oliveira Universidade Federal de Minas Gerais BRAZIL
Corresponding Author Secondary Information:	
Corresponding Author's Institution:	Universidade Federal de Minas Gerais
Corresponding Author's Secondary Institution:	
First Author:	Carlos Henrique Eiterer de Souza, Dsc Professor
First Author Secondary Information:	
Order of Authors:	Carlos Henrique Eiterer de Souza, Dsc Professor Miguel Martins Neto Fábio Aurélio Dias Martins Débora Silvano Moreira Isabela Santhiago Soares Oliveira
Order of Authors Secondary Information:	
Funding Information:	
Abstract:	<p>ABSTRACT</p> <p>The objective of this work was to evaluate Glaucinitic Siltstone as an additive to reduce nitrogen losses by <math>\text{NH}_3</math> volatilization in nitrogen fertilizers. The samples of Glaucinitic Siltstone used for the test come from the region of São Gotardo, in the state of Minas Gerais, constituted by 40 to 80% of glauconite. The experiment used was randomized blocks, in a portion subdivided over time, following a 6x8 factorial with four replications. Five sources of nitrogen-based fertilizers at a dose of 100 kg per hectare of nitrogen, plus control without nitrogen application; and the remaining portion divided in the collection time at 3, 6, 9, 12, 15, 18, 24 and 30 days after fertilizer application. A semi-opened free static chamber was used to collect the volatilized <math>\text{NH}_3</math>. The use of Glaucinitic Siltstone associated with urea provided a reduction in loss by volatilization of 10% (UVA9), 22% (UVA20) and 27% (UVA31) in relation to conventional urea. The treatments with application of urea with NBPT showed the lowest volatilization rate and delay in the volatilization peak, which occurred at 17 days after fertilizer application. It is concluded that the use of Glaucinitic Siltstone showed a potential to reduce <math>\text{N-NH}_3</math> volatilization from 10% to 27%, when compared to conventional urea.</p> <p>Indexing terms: glauconite, nitrogen fertilizers, ammonia volatilization.</p>
Additional Information:	