



UnB

Instituto de Geociências

**Fósseis do Grupo Bambuí (Ediacariano) no Norte
de Minas Gerais e suas implicações
bioestratigráficas e geocronológicas**

Tese de doutorado

Nº 164

Marcos Cristovão Baptista

Brasília, Distrito Federal, 2020



UnB

Instituto de Geociências

**Fósseis do Grupo Bambuí (Ediacariano) no Norte
de Minas Gerais e suas implicações
bioestratigráficas e geocronológicas**

Tese de doutorado nº 164
Programa de Pós-graduação em Geologia
Área de concentração de Bioestratigrafia e Paleoecologia

Aluno Marcos Cristovão Baptista
Prof. Carlos José Souza de Alvarenga (orientador)
Prof. Dermeval Aparecido do Carmo (co-orientador)

Banca Examinadora:
Prof. Carlos José Souza de Alvarenga (presidente)
Dra. Milene Freitas Figueiredo - Petrobrás
Profa Juliana de Moraes Leme Basso – USP
Prof. Detlef H. G. Walde – UNB

Brasília, 17 de fevereiro de 2020

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

BM321f Baptista, Marcos Cristóvão
 Fósseis do Grupo Bambuí (Ediacariano) no Norte de Minas
 Gerais e suas implicações bioestratigráficas e
 geocronológicas / Marcos Cristóvão Baptista; orientador
 Carlos José Souza de Alvarenga; co-orientador Demerval
 Aparecido Do Carmo. -- Brasília, 2020.
 154 p.

 Tese (Doutorado - Doutorado em Geologia) -- Universidade
 de Brasília, 2020.

 1. Paleontologia. 2. Ediacariano. 3. Bioestratigrafia.
 4. Isótopos de carbono. I. Souza de Alvarenga, Carlos José ,
 orient. II. Do Carmo, Demerval Aparecido, co-orient. III.
 Título.

Do Senhor é a terra e tudo o que ela contém,
a órbita terrestre e todos os que nela habitam.
Pois Ele mesmo a assentou sobre as águas do mar
e sobre as águas dos rios a consolidou.

Salmo 24: 1,2

Agradecimentos

Agradeço a Deus.

Agradeço aos meus pais, à minha esposa Flávia e meus filhos Ana Clara e Pedro Arthur.

Agradeço ao Serviço Geológico do Brasil-CPRM por ter permitido a realização deste trabalho.

Agradeço à Dr. Norma Maria da Costa Cruz, minha mentora e incentivadora nos estudos paleontológicos.

Agradeço aos colegas de CPRM na SUREG-BH e Litoteca de Caeté pela disponibilidade sempre que preciso.

Agradeço ao professor Carlos José de Souza Alvarenga pela orientação e paciência.

Agradeço ao professor Dermeval Aparecido do Carmo por sempre me receber no Laboratório de Micropaleontologia e pela prestimosa orientação no universo micropaleontológico.

Agradeço à equipe do Laboratório de Micropaleontologia da UNB por inestimáveis contribuições.

Ao colega de Unb e CPRM Rodrigo Adôrno pela prestimosa ajuda na coleta de dados e elaboração dos artigos aqui apresentados.

Marcos Cristóvão Baptista

RESUMO

O Grupo Bambuí foi descrito em dois testemunhos de sondagem na região norte de Minas Gerais incluindo as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré onde foi estudado de forma integrada os dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) e as assemblagens de acritarcos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas e iniciam com valores negativos (entre -3‰ e -6‰) que gradualmente passam para valores que chegam a atingir +10‰ no topo dessa formação. A assemblage de acritarcos encontrados incluem *Octoedryxium truncatum*, *Taenitichoides Jarischevicus* e *Germinisphaera sp.* e *Paracrassosphaera dedalea*, este último estabeleceu a presença de uma zona de abundância. Dentre os acritarcos presentes na Formação Sete Lagoas foi feito um re-estudo do *Bambuites erichsenii* (Sommer, 1971) que foi o primeiro microfóssil de parede orgânica descrito na Formação Sete Lagoas. Novas ocorrências dessa espécie recuperadas da localidade-tipo, como uma descrição complementar, apresentam uma emenda de diagnose para *Bambuites erichsenii* (Sommer, 1971) e para o gênero *Bambuites* (Sommer, 1971) que permitem inserí-lo no grupo dos Acantomorfos. Um outro grupo de acritarcos, com um importante significado cronoestratigráfico, conhecidos por *vase shaped microfossils* (VSM's), teve exemplares identificados em amostras provenientes do Grupo Vazante de idade toniana. A biota Ediacara (571-541 Ma) marca a primeira aparição de eucariontes multicelulares macroscópicos, de corpo mole e arquitetonicamente complexos na história da Terra. A maioria dos fósseis desta biota é preservada em rochas siliciclásticas, enquanto apenas algumas assemblagens fósseis são encontradas em rochas carbonáticas. Neste trabalho é relatada a primeira descoberta de fósseis de bilateriomorfos ediacarianos na América do Sul. Esses fósseis estão hospedados em calcários da Formação Lagoa do Jacaré, unidade intermediária do Grupo Bambuí, e incluem *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp. e *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp. Além disso, dois taxa foram encontrados no mesmo nível estratigráfico: *Nilpenia rossi* e Icnogênero. et sp. indet. 1. *Eremolinea yacarei* e *Jaibella verdegrandensis* são animais bilateralomorfos com hábitos de vida bentônicos enquanto o Icnogênero. et sp. indet. 1 é interpretado como trilhas deixadas por *Eremolinea yacarei*. Finalmente, *Nilpenia rossi* são interpretados como espécies bentônicas possivelmente sésseis, representadas por talos finos com ramos dicotômicos e ramificação dendrítica. Estas ocorrências apóiam as interpretações bioestratigráficas e paleoambientais da Formação Lagoa do Jacaré do Grupo Bambuí como uma unidade do Ediacariano diagnosticadas com idades entre 556 – 546 Ma, logo com seu início mais antigo que o do Estágio Terminal do Ediacariano (TES), caracterizada por sedimentação em ambientes marinhos e rasos de plataformas de carbonatos.

Palavras chave: Ediacariano, microfósseis, macrofósseis, isótopos de carbono.

ABSTRACT

Bambuí Group was identified in two drill cores from the northern region of Minas Gerais, including Sete Lagoas', Serra de Santa Helena's, and Lagoa do Jacar s formations where a study of isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) and acritarch assemblages was carried out in an integrated manner. $\delta^{13}\text{C}$ of cap carbonates from Sete Lagoas formation shows negative values (between -3‰ and -6‰) which, gradually, reach a maximum of +10‰ at the top of the formation. The acritarch assemblages that were found include *Octoedryxium truncatum*, *Taenitichoides Jarischevicus* and *Germinisphaera sp.*, and *Paracrassosphaera dedalea*, the distinction being that the latter established the presence of an acme zone. A re-study of *Bambuites erichsenii* (Sommer, 1971) - the first organic-walled microfossils to be found in Sete Lagoas formation - was conducted among the acritarch present in the above mentioned formation. New records of this species (which was recovered from the type locality of Sete Lagoas formation) were identified, and, as a complementary description, present an emended diagnosis for *Bambuites erichsenii* (Sommer, 1971), and for the genus *Bambuites* (Sommer, 1971), making it possible to include it in the group of Acanthomorpha. There was another group of acritarchs, with great chronostratigraphic meaning and known as Vase-shaped microfossils (VSMs), which were identified in samples from Vazante Group, and are related to the Tonian Age. The Ediacara biota (571-541 Ma) marks the first appearance of the architecturally complex soft-bodied macroscopic multicellular eukaryotes in the history of the Earth. Most fossils from this biota are preserved in siliciclastic rocks being that very little material has reported fossil assemblages in carbonate rocks. In this study, the first discovery ever of Bilaterian Ediacaran fossils in South America is reported. These fossils are hosted in limestones in Lagoa do Jacaré formation, an intermediate unit in Bambuí Group. They include *Eremolinea yacarei n. gen. n. Sp.*, and *Jaibella verdegrandensis n. gen. n. sp.* Moreover, two taxa at the same stratigraphic level were found: *Nilpenia rossi* and *Ichnogenus. et sp. indet. 1*. *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* are bilaterian animals and have a benthic lifestyle whereas the *Ichnogenus et sp. indet. 1* is interpreted as tracks and trails left by *Eremolinea yacarei*. Finally, *Nilpenia rossi* are interpreted as benthic species, possibly sessile, and characterized by having thin stems with dichotomous and dendritic branches. These findings support both the paleoenvironmental and biostratigraphic interpretations concerning Lagoa do Jacar s formation in Bambuí Group, making it possible to state it is an Ediacaran unit, aged from 556 - 546 Ma, having begun earlier than the Terminal Ediacaran Stage (TES), and being characterized by sedimentation in a shallow marine environment within carbonate platforms.

Keywords: Ediacaran, microfossils, macrofossils, carbon isotopes.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 2.1: Localização da Bacia do São Francisco no cráton homônimo (Alkmim & Martins Neto, 2001). | 15 |
| Figura 2.2: Coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco (Alkmim & Martins Neto, 2001) | 16 |
| Figura 2.3: Acritarcos identificados em amostras de rochas carbonáticas provenientes da Formação de Rocinha, similares aos descritos por Sommer (1971). | 24 |
| Figura 2.4: A e B- Vase Shaped Microfossil do Grupo Vazante. C- <i>Leiosphaeridia ternata</i> Timofeev, 1966 | 25 |
| Figura 3.1: Litoteca da CPRM | 26 |
| Figura 3.2: Caixa com testemunhos de sondagem. | 26 |
| Figura 4.1.1: Mapa regional da Bacia do São Francisco com a distribuição do Pré-Cambriano (Alkmim e Marshak, 1998; Alvarenga et al., 2012), com a localização dos testemunhos de sondagem estudados nesta pesquisa 1-PSB-13, 2-1-PSB-14-MG. | 35 |
| Figura 4.1.2: Coluna estratigráfica do testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG com curvas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ | 40 |
| Figura 4.1.3: Diamictito da Formação Jequitáí do testemunho de sondagem PSB-13. Notar a discordância erosiva no topo da amostra e o dololutito da base da Formação Sete Lagoas. | 41 |
| Figura 4.1.4: Coluna estratigráfica do testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG com curvas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ | 43 |
| Figura 4.1.5: Pseudomorfos de aragonita da base da Formação Sete Lagoas no testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG. | 44 |
| Figura 4.1.6: Estromatólitos colunares do topo da Formação Sete Lagoas no testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG. | 44 |
| Figura 4.1.7: Palinofósseis identificados no testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG (nível de amostragem: 637,15m) e exemplares usados para comparação em trabalhos publicados: A Morfotipo oblato com parede serrilhada semelhante a G. B- <i>Leiosphaeridia ternata</i> (Furo 13). C- <i>Leiosphaeridia ternata</i> (Beghin et al., 2017). D-Morfotipo semelhante a netromorphita (Furo 13). E -Morfotipo com superfície rugosa (PSB- 13). F- <i>Leiosphaeridia ternata</i> (Simoneti & Fairchild (2000). G- <i>Leiosphaeridia</i> sp. (Simoneti & Fairchild (2000). H- <i>Leiosphaeridia ternata</i> Grupo Vazante (MG). I-Vase Shape Microfossils (VSM) no Membro Sumidouro (Grupo Vazante-MG). J- VSM da Formação Jiayuan, do Toniano (Xiao et al., 2014). | 62 |
| Figura 4.1.8: Palinofósseis identificados nos testemunhos de sondagem 1-PSB-13-MG e 1-PSB- | |

14-MG e exemplares usados para comparação em trabalhos publicados (escala em A, B, C, D e E- 10 micrômetros; em F- 30 micrômetros): A-Morfotipo esférico com processos triangulares presente no nível 419,75m de 1-PSB-14-MG. B- Morfotipo esférico presente no nível 459,55m de PSB-13. O grande número deste morfotipo neste nível pode representar uma biozonas de abundância CMorfotipo semelhante a B no nível 430m de 1-PSB-14-MG, também representando uma biozonas de abundância. D- Morfotipos esféricos com paredes enrugadas em bom estado de preservação presentes no nível 419,75m de 1-PSB-14-MG. E-Morfotipo esférico com processos arredondados presentes no nível 507,8m de PSB-13. F- Morfotipo esférico com presença de apêndice (processo) do grupo dos acantomorfos presente no nível 419,75m de 1-PSB-14-MG; G e H – *Paracrassosphaera dedalea* Formação Moty (Rússia), 540Ma, semelhante aos morfotipos B e C. I- *Germinisphaera* sp acritarcos relacionados a cistos de fungos do ediacariano da Austrália (Retalack, 2015).....63

Figura 4.1.9: Palinofósseis identificados em 1-PSB-13-MG (nível de amostragem: 339,5m) e exemplares usados para comparação em trabalhos publicados (escala em A, B e C: 40 micrômetros): A, B e C- Acritarcos do tipo poligomorfo. D- *Octoedryxium truncatum*, Formação Derlo, Ucrânia (aproximadamente 600Ma). E-*Taenitichoides jarischevicus* Formação Yaryshev, Ucrânia (aproximadamente 600 Ma) (Schopf & Klein 1992).....64

Figura 4.1.10: Distribuição de zonas determinadas por assemblagens de acritarcos no testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG.....73

Figura 4.1.11: Distribuição de acritarcos no testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG. Destaca-se em vermelho a biozona de abundância definida pela presença abundante de *Paracrassosphaera dedalea*74

Figura 4.1.12: Distribuição de acritarcos no testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG, com indicação da presença de *Paracrassosphaera dedalea*, nível de abundância que também ocorre em 1-PSB-13-MG.75

Figura 4.1.13: Correlação entre os testemunhos 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG com as respectivas curvas isotópicas e a zona de abundância de *Paracrassosphaera dedalea*.76

Figura 4.2.1: Study area in Brazil. A- Geological map (modified from Tuller et al., 2014) with the location of the fossil occurrences near the Pedreira Cauê from Pedro Leopoldo Municipality, Minas Gerais State, Brazil. B- Stratigraphy of the Bambuí Group following Dardenne (1978). Coordinates 602200m/7830240m89

| | |
|--|-----|
| Figura 4.2.2: Cauê Quarry section, Pedro Leopoldo Municipality, Minas Gerais State, Southeast Brazil. The type-horizon of <i>Bambuities erichsenii</i> Sommer (1971) was sampled again for micropaleontological analyzes in this study and it is represented by the stratigraphic positioning of the sample MP111H. | 90 |
| Figura 4.2.3: <i>Bambuities erichsenii</i> Sommer, 1971: well-preserved fossils with processes..... | 92 |
| Figura 4.2.4 - <i>Bambuities erichsenii</i> Sommer, 1971. A-B) Holotype; C-D) Topotypes extracted from sample MP111H. Note the variation of occurrences: individuals or in cluster form. | 95 |
| Figura 4.2.5 - Processes in <i>Bambuities erichsenii</i> Sommer, 1971: A- triangular processes or spurs with about 1,3 micrometers of length.; B - triangular processes at the top and squared at the base, with about 3,5 micrometers of length. | 96 |
| Figura 4.3.1: Geological map of the study area and generalized stratigraphy of the Bambuí Group. (1) Geological map (modified from Caxito et al., 2014) with the location of the fossil occurrence (black star) near the Brejo Minas Farm, southwest of Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil (geographic maps of Brazil and Minas Gerais State are shown at bottom). (2) Stratigraphy of the Bambuí Group following Dardenne (1978). | 103 |
| Figura 4.3.2: Neoproterozoic lithostratigraphic nomenclature in the São Francisco Craton and surrounding areas. Modified from Dardenne (1978). | 106 |
| Figura 4.3.3: Detailed lithostratigraphic column and representative sedimentary structures of the fossiliferous strata in the lower Lagoa do Jacaré Formation. (1) Stratigraphic column showing fossil horizon (star). (2–5) Field photographs of sedimentary structures at stratigraphic horizons labeled in (1), showing (2) syneresis cracks in calcilutite, (3) intraclastic breccias, (4) ripple marks (arrow), and (5) syneresis cracks in the uppermost part of the outcrop..... | 107 |
| Figura 4.3.4: <i>Eremolinea yacarei</i> n. gen. n. sp. from the Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, at the Fazenda Brejo Minas section, Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil. (1) Holotype, MAF-550. (2) Interpretive drawing of (1). | 111 |
| Figura 4.3.5: <i>Jaibella verdegrandensis</i> n. gen. n. sp. from the Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, at the <i>Fazenda Brejo Minas</i> section, Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil. (1) Holotype, MAF-551. (2) Silicone mold of holotype. (3) Interpretive drawing of (1). Note a specimen of <i>Nilpenia rossi</i> at the left. | 115 |
| Figure 4.3.6: Gen. et sp. indet. A from the Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, at | |

the *Fazenda Brejo Minas* section, Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil. (1) Field photograph,. (2) Interpretive drawing of (1). Gen. et sp. indet. A is shown in the center (labeled “1”). Note a specimens of *Nilpenia rossi* in lower right (labeled “2”), and syneresis cracks filled with dark-color calcite (labeled “3”) and non named fragmented specimen in the upper center (labeled “4”), Gen. et sp. indet. A is truncated by, and thus predates, syneresis cracks.117

Figura 4.3.7: Cross-cutting relationships between fossils and sedimentary structures in the Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, at the *Fazenda Brejo Minas* section, Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil. (1) *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp. (labeled “1”), *Nilpenia rossi* (labeled “2”), and Gen. et sp. indet. A (labeled “3”). (2) *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp. (labeled “1”) and *Nilpenia rossi* (labeled “2”). (3) Magnified view of lower center of (2), MAF-xxx. (4) Interpretive drawing of (3), showing that *Eremolinea yacarei* (labeled “1”) truncates *Nilpenia rossi* (labeled “2”). (5) Magnified view of central right of (2), MAF-xxx. (6) Interpretive drawing of (5), showing a specimen of *Eremolinea yacarei* (labeled “1”), *Nilpenia rossi* (labeled “2”), and syneresis cracks (labeled “3”). Coins in (3) and (5) are 2.4 cm in diameter.120

Figura 4.3.8: Magnified view of central left of Fig. 4.3.7.1, showing three specimens of *Nilpenia rossi* (arrows), the lowermost of which is the smallest and is truncated by *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp. (lower center).124

Figura 4.3.9: Magnified view of central right of Fig. 7.3, showing *Nilpenia rossi* (arrow) truncated by *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp. MAF-550.126

Figura 5.1: Unidades litoestratigráficas e cronoestratigráficas com distribuição temporal dos grupos fósseis estudados na tese de doutorado e curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$133

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 2.1: Estratigrafia da Série Bambuí no centro norte de Minas Gerais, segundo Costa & Branco (1961). | 17 |
| Tabela 2.2: Divisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí, baseada em Dardenne (1978, 1981) e ambiente de sedimentação. | 19 |
| Tabela 2.3: Características dos compartimentos estruturais W e E, e deformação do Grupo Bambuí, segundo Alkmim <i>et al.</i> (1989) e Alkmim & Martins Neto (2001) | 21 |
| Tabela 2.4: Espécies recuperadas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Bacia do São Francisco. Legenda: 1: Sommer (1971), 2: Marchese (1974), 3: Fairchild & Dardenne (1978), 4: Simonetti & Fairchild (1989), 5: Zaine (1991), Simonetti (1994), 7: Fairchild et al. (1996), 8: Simonette & Fairchild (2000), 9: Sanches (2010), 10: Warren et al. (2014), 11: Perrella Júnior et al. (2017). (fonte: Denezine, 2018). | 23 |
| Tabela 4.1.1: Nomenclatura estratigráfica na Bacia do São Francisco (obtido de Alvarenga et al., 2012) | 36 |
| Tabela 4.1.2: Amostras preparadas para análise palinológica nos testemunhos de sondagem 1-PSB-13MG e 1-PSB-14-MG (nível da amostra indicado entre parêntesis). | 38 |
| Tabela 4.1.3: Dados isotópicos do testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG | 46 |
| Tabela 4.1.4: Dados isotópicos do testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG | 53 |
| Tabela 4.1.5: Dados palinológicos do testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG | 65 |
| Tabela 4.1.6: Dados palinológicos do testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG | 67 |
| Tabela 4.1.7: Acritarcos identificados nos testemunhos 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG e suas ocorrências geográficas e geocronológicas. | 71 |

Sumário

| | |
|--|------------|
| EPÍGRAFE..... | i |
| AGRADECIMENTOS..... | ii |
| RESUMO..... | iii |
| ABSTRACT..... | iv |
| LISTA DE FIGURAS | v |
| LISTA DE TABELAS | ix |
| 1 – Introdução..... | 1 |
| 1.1 – Justificativa..... | 1 |
| 1.2 – Objetivos..... | 2 |
| 2 – Contexto geológico regional | 4 |
| 2.1-Estratigrafia | 5 |
| 2.2 – Evolução Tectônica | 9 |
| 2.3 – Paleontologia do Grupo Bambuí | 11 |
| 2.4 – Acritarcos da região de rocinha e Vazante | 13 |
| 3 – Materiais e métodos | 15 |
| 4 – Resultados | 19 |
| 4.1- Novos Dados Bioestratigráficos E Químioestratigráficos Do Grupo Bambuí (Ediacariano) No Norte Do Estado De Minas Gerais, Sudoeste Do Brasil | 20 |
| 4.2- <i>Bambuites erichsenii</i> Sommer, 1971, Sete Lagoas Formation, Bambuí Group, Minas Gerais State, Brazil: A Redescription Of An Ediacaran Acritarch Species | 74 |
| 4.3 - Non-skeletal Ediacara-type microfossils preserved in carbonate sediments of the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, central Brazil..... | 88 |
| 5-Discussão e conclusão..... | 120 |
| 6-Referências | 123 |

ANEXO: Alvarenga, Carlos; Oliveira, Gustavo; Vieira, Lucieth; Santos, Roberto; **Baptista, Marcos;** Dantas, Elton. 2019. CARBONATE CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE VAZANTE GROUP, BRAZIL: A PROBABLE TONIAN AGE. Precambrian Research.

1 – Introdução

1.1 – Justificativa

Dados paleontológicos do Ediacariano indicam uma diversidade de acritarcos acantomorfos nos seus estágios inferiores entre 635 e 580 Ma, enquanto que macrofósseis são comuns no Ediacariano superior (Narbonne et al., 2009, 2014; Xiao et al., 2016). A biostratigrafia do Ediacariano é ainda imprecisa, principalmente para sua seção intermediária pela falta de idades absolutas e da dificuldade na aplicação de métodos indiretos tais como isótopos de carbono e oxigênio, uma vez que a maioria dos macrofósseis são encontrados em rochas siliciclásticas, onde isótopos de C e Sr não são aplicados.

Macrofósseis do Ediacariano incluem organismos de corpo mole que foram primeiramente descritos na *Flinders Range* no sul da Austrália (Sprigg, 1947), e posteriormente identificados em diferentes continentes (Hofmann, 1981; Xiao et al., 2005; McMenamin, 1996; Hofmann et al., 2008). O estágio final do Ediacariano (550-541 Ma) é representado pelos mais antigos organismos com exoesqueletos, *Cloudina*, *Sinotubulites*, *Namacalathus* e outros (Xiao et al., 2016). No Brasil central, região de Corumbá, MS, *Cloudina sp.* e *Corumbella Wernerii* estão preservados na Formação Tamengo no limite Neoproterozoico-Cambriano (Hahn et al., 1982; Adorno et al., 2017).

Uma possível ocorrência de *Cloudina* também foi descrita na Formação Sete Lagoas da base do Grupo Bambuí, que sobrepõe aos depósitos glaciogênicos da Formação Jequitai, trazendo grandes divergências com relação a idade Ediacarana inferior para a Formação Sete Lagoas (Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014; Warren et al., 2014).

Os primeiros fósseis relatados no Grupo Bambuí foram estromatólitos do tipo *Gymnosolem*, que contribuíram para as primeiras interpretações de idade proterozoica para esta unidade (Cloud & Dardenne, 1973). Também foram identificados nesta unidade vestígios de cistos de algas (*Bambuites erichsenii*) interpretadas como sendo de idade pré-cambriana (Sommer, 1971). Posteriormente, foram relatadas a ocorrência de acritarcos na Formação Sete Lagoa, base do Grupo Bambuí (Simonneti & Fairchild, 2000; Baptista, 2013; Sanchez, 2015; Denezini, 2018) que sugerem uma idade ediacariana. Um estudo detalhado sobre os acritarcos acantomorfos faz parte dessa pesquisa com a análise de 1.333 metros de testemunho de dois furos de sondagem.

Macrofósseis de organismos de corpo mole ainda não foram identificados nas bacias sedimentares Ediacarianas no Brasil, entretanto, neste trabalho, serão descritas as primeiras ocorrências desses macrofósseis nas rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré, com o estabelecimento de novas espécies, importantes para o entendimento paleoecológico do Ediacariano na América do Sul e no mundo.

A idade do Grupo Bambuí é controversa, registrando-se idades Criogenianas (Misi et al. 2007a), e idades Ediacarianas, de acordo com dados obtidos em zircões detríticos (Paula Santos et al., 2015). Moreira et al.(2020) discutem uma possível idade cambriana para a Formação Serra da Saudade, baseado em datação de material vulcânico. Destaca-se ainda novas evidências de fósseis ediacarianos identificados por Warren et al. (2014). Entretanto, continuam dúvidas quanto as subdivisões de idades dentro do Ediacariano, dificultada pela falta do registro de idades absolutas e a consequente dificuldade nas reconstruções paleogeográficas. A identificação das biozonas são aqui apresentadas no estabelecimento de biocorrelações estratigráficas. Nessa pesquisa a descrição dos microfósseis e a sua organização bioestratigráfica vem acompanhada da estratigrafia isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) com o objetivo de contribuir de forma significativa para o estabelecimento de uma bioestratigrafia- quimioestratigrafia para o Grupo Bambuí de forma a tentar estabelecer uma correlação nos modelos globais do Ediacariano. Microfósseis em unidades mais antigas (Mesoproterozoico - início do Neoproterozoico) foram descritos de forma pontual, em rochas dos grupos Paranoá e Vazante no intuito de ampliar o escasso conhecimento bioestratigráfico do Pré-Cambriano do Brasil.

1.2 – Objetivos

Esta pesquisa de doutorado tem como objetivo geral contribuir com a descrição de novas ocorrências paleontológicas microscópicas e macroscópicas em sequências proterozoica nas bacias sedimentares do domínio do Cráton do São Francisco, oferecendo novas informações para o posicionamento cronoestratigráfico do grupo Bambuí e do Grupo Vazante.

Os objetivos específicos são verificar a relação entre as assembleias de acritarcos em dois testemunhos de sondagem e suas relações com a variação da curva isotópica determinada por dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. As assembleias microfossilíferas (acritarcos) e os isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ serão utilizados na determinação de biozonas e suas relações com discontinuidades no registro estratigráfico.

Também foi objetivo específico deste trabalho verificar o conteúdo microfossilífero em um afloramento da Formação Sete Lagoas com o objetivo de estabelecer uma diagnose emendada para *Bambuites erichsenii*, Sommer,1971. Foram analisadas, ainda, amostras provenientes do Grupo Vazante, para verificar os grupos de microfósseis presentes e o seu significado cronoestratigráfico.

Por fim, foi objetivo específico identificar, descrever e coletar amostras dos microfósseis de organismos complexos de corpo mole, relacionados à Biota de Ediacara que ocorrem na Formação

Lagoa do Jacaré com objetivo de compreender seu significado paleoambiental e cronostratigráfico para o Grupo Bambuí.

2 – Contexto geológico regional

A região pesquisada está localizada na bacia do São Francisco, mais precisamente na sua porção centro-leste (Fig.2.1), e posicionada no centro sul do cráton homônimo (Alkmim & Martins Neto, 2001). A Bacia do São Francisco cobre uma área de, aproximadamente, 500.000 km² situada nos Estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás e está posicionada no centro sul do Cráton homônimo e em parte das faixas dobradas que o bordeiam (Alkmim e Martins Neto, 2001).



Figura 2.1 – Localização da Bacia do São Francisco no cráton homônimo segundo Alkmim & Martins Neto (2001).

2.1-Estratigrafia

A Bacia do São Francisco compreende cinco unidades litoestratigráficas: (i) Embasamento, constituído de rochas granito-gnáissicas paleoproterozoicas, (ii) Supergrupo Espinhaço de idade paleo/mesoproterozoica, (iii) Supergrupo São Francisco, constituído dos Grupos Macaúbas e Bambuí, de idade neoproterozoica, (iv) os sedimentos paleozoicos do Grupo Santa Fé e (v) as unidades cretácicas dos Grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (Fig.2.2). Neste trabalho o foco principal está no estudo do conteúdo paleontológico do Grupo Bambuí.

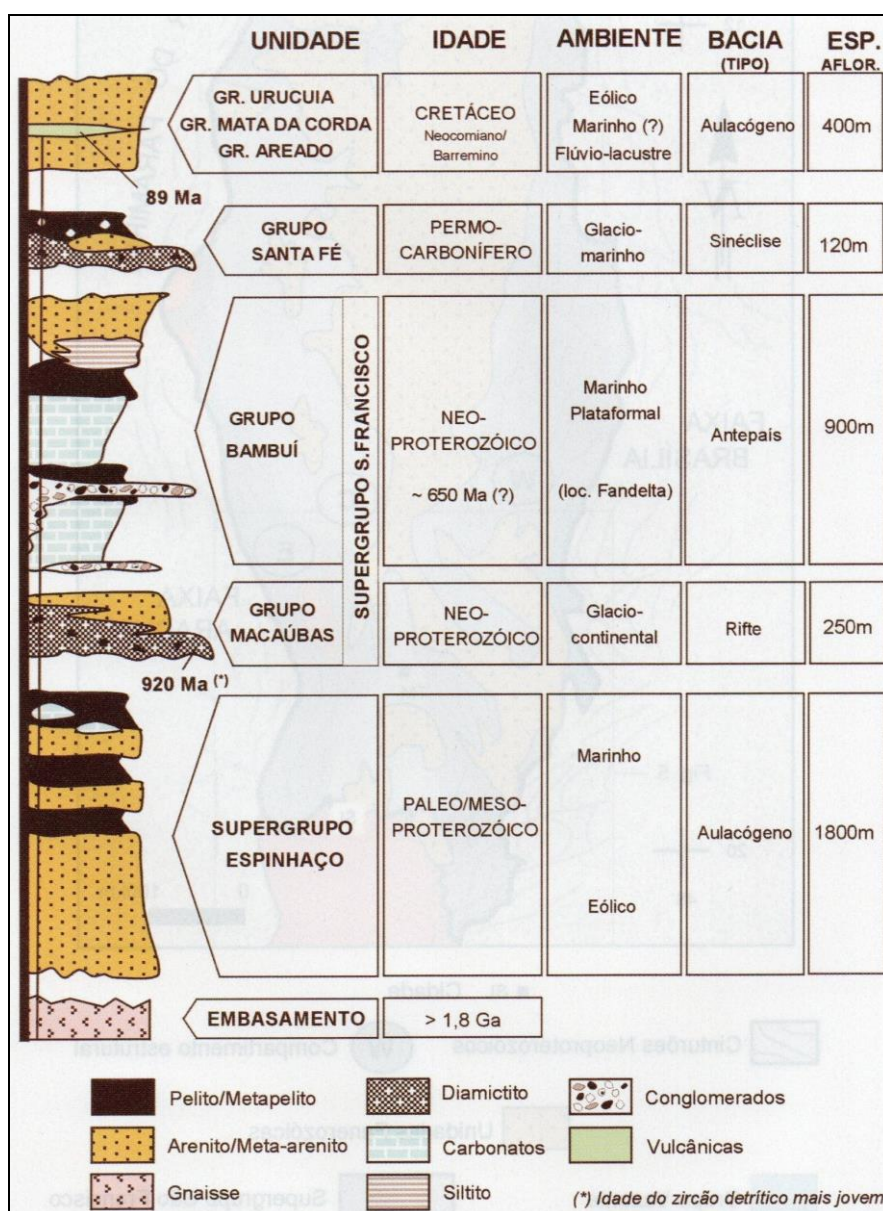


Figura 2.2 – Coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco (Alkmim & Martins Neto, 2001)

2.1.1 – Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí teve a sua primeira subdivisão litoestratigráfica a partir da sua “seção tipo” definida ao longo da BR-040, entre Belo Horizonte-MG e as cercanias de Brasília-DF (Costa & Branco, 1961). Estes autores propuseram a subdivisão em três formações: Carrancas (unidade basal), Sete Lagoas (unidade intermediária) e Rio Paraopeba (unidade superior). Esta última constituída de quatro membros, a saber: Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Três Marias e, finalmente, Serra da Saudade (Tab.2.1).

Tabela 2.1- Estratigrafia da Série Bambuí no centro norte de Minas Gerais, segundo Costa & Branco (1961).

| Formação | Membro | Caracteres Litológicos | Ambiente de deposição | Sedimento | Espessura aprox. | Principais ocorrências |
|---------------|-----------------------|---|---|-----------------------|----------------------|---|
| Rio Paraopeba | Serra da Saudade | Siltitos e arcóseos verdes, calcíferos | Mar calmo de profundidade média a raso | Sedimentação clástica | Acima de 300 m | Serra da Saudade São Gonçalo do Abaeté |
| | Três Marias | Siltitos, matriz sericito-cloríticas. Granulação silte até areia fina com aleitamento gradacional e lentes de arcósio | Mar raso com fases sub-aéreas com turbulência (estuarino-deltaica). Clima quente | | | Três Maria Curvelo São Gonçalo |
| | Lagoa do Jacaré | Siltito, matriz clorito-calcífera, com leito de calcário (oolíticos) | Mar raso cm turbulência e clima quente | | | Lagoa do Jacaré Felixlândia |
| | Serra de Santa Helena | Ardósias | Água mais profundas sem turbulência | | 300 m | Nova Granja Lagoa Santa Pedro Leopoldo |
| Sete Lagoas | | Calcário cinza-negro grafitoso; calcários marmorizados geralmente silicosos; mármores cloríticos | Mar calmo de profundidade média a raso. Variações mais de metamorfismo, as vezes locais | Sedimentação química | 200 m | Nova Granja Lagoa Santa Pedro Leopoldo Matozinhos; Sete Lagoas; Maquiné João Pinheiro Paracatú; Serra do Cipó |
| Carrancas | | Quartzo-clorita filito calcíferos. Conglomerado Basal | | Sedimentação Pelítica | Zero a poucos metros | Km 30 estrada de Sete Lagoas; Dr. Lund |

Posteriormente, Dardenne (1978) manteve a base da coluna estratigráfica de Costa & Branco (1961) introduzindo, todavia, a Formação Jequitaí e alterando o posicionamento estratigráfico da Formação Serra da Saudade, que foi colocada abaixo da Formação Três Marias. Nesta proposta seis formações foram individualizadas, da base para o topo são elas: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Tab. 2.1).

Dardenne (1981) dividiu a sequência sedimentar do Grupo Bambuí em três megaciclos regressivos, cada um deles representando uma sucessão tipo ‘shallowing upward’, depositadas em ambiente marinho raso. Os megaciclos regressivos (Tab. 2.2) iniciaram-se com uma rápida transgressão de amplitude regional a partir da qual se desenvolveram fácies marinhas sublitorâneas, passando progressivamente para fácies marinhas litorâneas e supralitorâneas, atingindo, localmente, no caso da Formação Três Marias, fácies fluviais continentais.

A Formação Jequitaí, originalmente denominada de Carrancas é constituída de paraconglomerados (diamictitos) com seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, cherts, gnaisses, mica-xistos, granitos e rochas vulcânicas, sendo associada ao segundo evento de glaciação do Neoproterozoico (Caxito et al., 2012, Crockford et al., 2018). Os conglomerados da Formação Carrancas foram recentemente posicionados como uma unidade imediatamente inferior aos diamictitos glaciais da Formação Jequitaí (Uhlein et al., 2016, 2017). A Formação Jequitaí é considerada por alguns autores como uma unidade da base do Grupo Bambuí (Dardenne, 1978), enquanto, que para outros autores, os diamictitos da Formação Jequitaí e litofácies correlatas foram geradas em outro contexto tectônico e recobertas discordantemente pelas rochas do Grupo Bambuí (Uhlein et al., 1999; Martins & Lemos, 2007). Karfunkel & Hoppe (1988), por exemplo, posicionam a Fm. Jequitaí dentro do Grupo Macaúbas e atribuem a suas rochas, mixtitos com intercalações psamíticas, interpretadas como outwash, o status de Fácies Jequitaí.

A Formação Sete Lagoas apresenta calcários e dolomitos, com intercalações margosas e pelíticas, que formam um horizonte contínuo nas regiões cratônicas de Januária, Itacarambi, Montalvânia e Serra do Ramalho.

A Formação Serra de Santa Helena é um nível chave para a estratigrafia do Grupo Bambuí, pois compõe-se de folhelhos e siltitos acinzentados que separam os níveis carbonáticos das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré. Localmente nessa formação são encontradas camadas centimétricas de arenitos muito finos (Alvarenga et al., 2014).

A Formação Lagoa do Jacaré se caracteriza pela alternância de calcários oolíticos e pisolíticos, de cor cinza escura, com intercalações de siltitos e margas.

Em direção ao topo, segue-se a Formação Serra da Saudade, com folhelhos, argilitos e siltitos esverdeados (“verdetes”) que passam progressivamente a siltitos arcoseanos.

A Formação Três Marias encerra a estratigrafia do Grupo Bambuí com uma sucessão de siltitos, arenitos e arcóseos cinzas à verde-escuros.

Tabela 2.2- Divisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí, baseada em Dardenne (1978, 1981) e ambiente de sedimentação.

| Grupo Bambuí | Formação | Características Litológicas | Espessura | Sequência | Ambientes de Sedimentação |
|--------------|-----------------------|--|-------------|------------------------------------|---|
| | Três Marias | Siltitos, arenitos e arcóseos cinzas à verde-escuros | ~100 m | Megaciclo I (argilo-arenosa) | Ambiente flúvio-continental. Ambiente marinho à sub-litorâneo, alternante. Ambiente marinho litorâneo, agitado submetido à influência das ondas e correntes de maré; exposição temporária ao ar livre frequente na zona de balanço do mar |
| | Serra da Saudade | Folhelhos, argilitos e siltitos verdes, com subordinada lentes de calcário | 25 – 200 m | | |
| | Lagoa do Jacaré | Calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, fétidos, cristalinos com siltitos e margas | 0 – 100 m | Megaciclo II (argilo-carbonata) | Ambiente marinho litorâneo, agitado submetido à influência das ondas e correntes de maré |
| | Serra de Santa Helena | Folhelhos, siltitos cinzas a cinza-esverdeados | 220 – 150 m | | |
| | Sete Lagoas | Calcários dolomíticos e calcários cinza finamente laminados, micro-cristalinos. Dolomitos beges litográficos, laminados com intraclastos, oólitos e estromatólitos colunares | 250 – 200 m | Megaciclo III (argilo-carbonatada) | Ambiente marinho sublitorâneo, abaixo do nível de influência das ondas e correntes de maré, águas claras, profundidade moderada |
| | Jequitaiá | Paraconglomerado com matriz argilosa esverdeada onde flutuam seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, cherts, gnaisses, micaxisto, granitos e rochas vulcânicas | 0 – 20 m | | Ambiente glacial |

O modelo de evolução tectono-sedimentar para o Grupo Bambuí relaciona o seu preenchimento por uma bacia de ante-país (*foreland basin*) (Martins Neto et al., 2001; Dardenne, 2000; Reis & Alkmim 2015.) Neste contexto, a sedimentação dos conglomerados Samburá e diamictitos de Lagoa Formosa estariam relacionados ao soerguimento orogênico da Faixa Brasília, em torno de 650 a 630 Ma. Nesta concepção, a deformação tectônica da Faixa Brasília originou a subsidência da borda cratônica onde ocorreu a sedimentação do Grupo Bambuí (Dardenne, 2000).

2.1.2 – Idade do Grupo Bambuí

A deposição do Grupo Bambuí tem sido atribuída ao final do Neoproterozoico, com base nas primeiras datações radiométricas (Amaral et al, 1967; Bonhomme, 1976; e Cordani et al., 1978 in Alkmim & Martins Neto, 2001) e complementadas pelo seu conteúdo microbialítico, neste caso, estromatólitos (Cloud e Dardenne, 1973).

Entretanto, os valores das idades referidas nos trabalhos acima indicados apresentam um amplo intervalo de idade (600-1350 M.a.), ocasionando sérias dúvidas para o estabelecimento de um quadro geocronológico mais preciso dessa unidade litoestratigráfica. Entretanto, Babinski et al. (2007) através de datações Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na Pedreira Sambra obteve idade de 740 ± 20 Ma sugerindo se tratar de um dolomito de capa da glaciação Sturtiana. Alternativamente, Caxito et al. (2012) e Alvarenga et al., (2014) indicam que os dolomitos de capa apresentam aspectos lito-químioestratigráficos muito similares aos relacionados com a glaciação Marinoana. Dardenne et al. 2003, através de datação U/Pb em zircões detríticos em conglomerados da Formação Samburá, chegaram à uma idade de 650 a 620 Ma para a deposição da Formação Sete Lagoas.

Idade U-Pb em zircões detríticos e estratigrafia isotópica, sugerem uma idade ediacariana para a Formação Sete Lagoas (Paula-Santos et al., 2015), idade também reforçada pela presença de *Cloudina sp.* (Warren et al., 2014). Informações sobre uma possível idade cambriana para a Formação Serra da Saudade foi discutida por Morais et al., (2020).

Os diamictitos da Formação Jequitaiá, sotopostos ao Grupo Bambuí estão presentes no Furo 13 do Projeto Sondagem do Bambuí (CPRM), têm sido relacionados à segunda glaciação do Criogeniano (Marinoana) e datados ao redor do mundo entre 645 e 635 Ma (Rooney et al., 2015).

Uma glaciação Ediacariana (~582 Ma) é conhecida em alguns continentes, inclusive na Faixa Paraguaia no Brasil, entretanto, nessa glaciação, não são conhecidos depósitos carbonáticos pós glaciais e ela ainda não foi encontrada no domínio da Bacia do São Francisco (Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008).

2.2 – Evolução Tectônica

A Bacia do São Francisco inclui as rochas neoproterozoicas horizontais sobre o Cáton do São Francisco, que se estendem para os domínios externos das faixas neoproterozoicas Brasília, Rio Preto e Araçuaí.

Grande parte do Grupo Bambuí em Minas Gerais depositou-se sobre uma área cratônica (estável), propiciando com isso a permanência horizontal ou subhorizontal de suas rochas sedimentares. Nas bordas E e W do Cráton São Francisco, a tectônica brasileira das Faixas Brasília e Araçuaí gerou um intenso dobramento.

Na porção Sul da Bacia do São Francisco, três compartimentos estruturais foram definidos (Alkmim et al., 1989): (i) na área de influência da Faixa Brasília (W), identificaram falhas de empurrão e dobras com vergência para leste e falhas transcorrentes aproximadamente E-W que infletiram a foliação/xistosidade sub- meridiana; (ii) na área central (C), as unidades pré-cambrianas acham-se praticamente indeformadas, portanto, subhorizontais. (iii) na área de influência da Faixa Araçuaí (E), as rochas dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco estão envolvidas em um cinturão epidérmico de antepaís, vergente para oeste (Tab.2.3).

Tabela 2.3- Características dos compartimentos estruturais W e E, e deformação do Grupo Bambuí, segundo Alkmim *et al.* (1989) e Alkmim & Martins Neto (2001)

| | COMPARTIMENTO W | COMPARTIMENTO E |
|-------------------------------------|--|--|
| ESTRUTURAS | Dobras e falhas de empurrão relacionadas ou rotacionadas por sistemas transpressivos destrais, na porção norte e sinistrais, na porção sul | Falhas de empurrão e dobras, em duplexes e leques imbricados. Raras falhas direcionais. Persistente sistema de juntas, em par conjugado NE/SW e NW/SE. |
| POLARIDADE | De W para E, marcada pela queda progressiva da magnitude da deformação. Rotação de estruturas em zonas transcorrentes elimina, localmente, a vergência para E. | De E para W, marcada pela queda progressiva da magnitude da deformação e clara vergência das estruturas. |
| COMPORTAMENTO DO EMBASAMENTO | Localmente envolvido na deformação da cobertura. | Não envolvido na deformação da cobertura. |
| METAMORFISMO | Passagem brusca de ametamorfitos a rochas sedimentares no contato entre rochas pré-Bambuí, e Bambuí, respectivamente | Aumento gradual, em direção a leste, atingido as condições da fácies xisto verde, junto ao limite da bacia. Abundantes veios de quartzo e calcita. |

O Grupo Bambuí foi individualizado em ciclos mistos transgressivos-regressivos de sequencias de 2ª ordem em um ambiente *forebulge*, ou seja, uma grande flexura litosférica marcada pelo baixo aporte siliciclástico e baixa taxa de subsidência em um sistema bacinal de antepaís (Reis & Alkmim, 2015; Reis & Suss, 2016; Reis et al., 2017).

2.3 – Paleontologia do Grupo Bambuí

O grupo de microfósseis frequentemente estudado em rochas do Pré-Cambriano são os acritarcos, grupo *insertae sedis* que representa os principais fósseis utilizados atualmente no mundo em biocorrelações estratigráficas. Representantes desse grupo de microfósseis tem sido descrito em rochas sedimentares e metassedimentares em todo o mundo, inclusive no Grupo Bambuí.

Os primeiros fósseis relatados no Grupo Bambuí foram estromatólitos do tipo *Gymnosolem* e *Conophyton* que contribuíram para as primeiras interpretações de idade proterozoica para esta unidade (Cloud e Dardenne, 1973; Cloud e Moeri, 1973; Dardenne et al., 1976). Estromatólitos do tipo *Conophyton*, que sugerem um intervalo de idade entre o Esteniano e o Toniano, foram informalmente usados para separar rochas carbonáticas dos Grupos Vazante e Paranoá, onde estão presentes, daquelas do Grupo Bambuí, onde estão ausentes (Dardenne, 2005). Também foram identificados na Formação Sete Lagoas desse grupo vestígios de cistos de algas (*Bambuites erichsenii*) interpretadas como sendo de idade pré-cambriana (Sommer, 1971). Entretanto, a ocorrência restrita de estromatólitos bem como sua longevidade no tempo geológico são fatores de limitação de sua utilização no refinamento cronoestratigráfico, sendo assim essencial o estudo dos microfósseis precambrianos com a descrição de acritarcos nos grupos Paranoá e Bambuí (Fairchild et al., 1996; Simonneti & Fairchild, 2000; Baptista, et al, 2012; 2013; Sanchez et al., 2015; Denezini, 2018). Ressalta-se ainda a presença de *Cloudina* identificada na Formação Sete Lagoas (Warren et al, 2014), reforçando a sua idade como Ediacariana. Ainda nesse caminho de estudo foram identificados possíveis microfósseis “*vase shaped microfossils*” (VSMs) em amostras da Formação Lagamar do Grupo Vazante num ampliado leque de estudo dessa pesquisa de doutorado (Alvarenga et al., 2019).

Diversas espécies de Acritarcos e microfósseis foram descritos na Formação Sete Lagoas e uma integração desses dados estão sintetizados na Tabela 2.4 (Denezine, 2018).

Tabela 2.4 – Espécies recuperadas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Bacia do São Francisco. Legenda: 1: Sommer (1971), 2: Marchese (1974), 3: Fairchild & Dardenne (1978), 4: Simonetti & Fairchild (1989), 5: Zaine (1991), Simonetti (1994), 7: Fairchild et al. (1996), 8: Simonette & Fairchild (2000), 9: Sanches (2010), 10: Warren et al. (2014), 11: Perrella Júnior et al. (2017). (fonte: Denezine, 2018).

| Espécies | Trabalhos | | | | | | | | | | |
|---|-----------|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| <i>Archaeotrichion contortum</i> Schopf, 1968 | | | | | | | X | | X | | |
| <i>Bambuites erichsenii</i> Sommer, 1971 | X | | | | | | | | | | |
| cf. <i>Biocatenoides</i> sp. Schopf, 1968 | | | | | | | X | | X | | |
| <i>Cloudina</i> sp. | | | | | | | | | | X | X |
| <i>Corumbella wernerii</i> Hahn et al., 1982 | | | | | | | | | | X | |
| <i>Eoentophysalis</i> sp. Hofmann, 1976 | | | | | | | | | X | | |
| <i>Eomycetopsis</i> sp. A | | | | X | | | | | | | |
| <i>Eomycetopsis</i> sp. B | | | | X | | | | | | | |
| <i>Eosynechococcus medius</i> (Hofmann, 1976) | | | | | | X | | X | | | |
| <i>Eosynechococcus moorei</i> Hofmann, 1976 | | | | X | | | | | X | | |
| <i>Gymosolenides</i> sp. | | X | | | | | | | | | |
| cf. <i>Gymnosolen</i> | | | X | | | | | | | | |
| <i>Glenobotrydion aenigmatica</i> Schopf, 1968 | | | | X | | | | | | | |
| <i>Gloeodiniopsis lamelosa</i> Schopf, 1968 | | | | X | | | | | X | | |
| <i>Gloeodiniopsis</i> sp. | | | | | | | X | | | | |
| <i>Huroniospora</i> sp. | | | | | | | | X | | | |
| <i>Leiosphaeridia</i> sp. 1 | | | | | | | X | X | | | |
| <i>Leiosphaeridia</i> sp. 3 | | | | | | | | X | | | |
| <i>Leiosphaeridia</i> sp. A | | | | | | X | | | | | |
| <i>Myxococcoides grandis</i> Horodyski & Donaldson, 1980 | | | | | | | | | X | | |
| <i>Myxococcoides reticulata</i> Schopf, 1980 | | | | | | | | | | | |
| <i>Myxococcoides</i> sp. | | | | | | | | | | | |
| <i>Myxococcoides</i> cf. <i>M. cantabrigensis</i> Knoll, 1982 | | | | X | | | | | | | |
| <i>Myxococcoides</i> sp. A | | | | X | | | | | | | |
| <i>Myxococcoides</i> sp. B | | | | X | | | | | | | |
| <i>Oscillatoriopsis</i> sp. | | | | | | | X | | | | |
| <i>Palaeophycys</i> sp. | | | | | | | | | | X | |
| <i>Paleolygbya catenata</i> Hermann, 1974 | | | | | | | | | X | | |
| <i>Rugosoopsis</i> sp. | | | | | | | X | | | | |
| <i>Siphonophycus kestron</i> Schopf 1968 | | | | | | | X | | | | |
| <i>Siphonophycus robustum</i> Schopf 1968 | | | | | | | X | | X | | |
| <i>Siphonophycus septatum</i> Schopf 1969 | | | | | | | X | | X | | |
| <i>Siphophycus</i> sp. | | | | X | | | | | | | |
| <i>Trachyhystrichosphaera aimica</i> Hermann, 1981 | | | | | X | | | | | | |
| <i>Veteronostocale amoenum</i> Schopf & Blacic, 1971 | | | | | | | | | X | | |

2.4 – Acritarcos da região de Lagamar-Rocinha

Em duas unidades estratigráficas dessa região foram descritos acritarcos: (i) Na Formação Rocinha, atualmente considerada com um equivalente temporal da Formação Sete Lagoas foi verificada a presença de acritarcos, que se assemelham com aqueles identificados por Sommer (1971) para a mesma formação na região de Pedro Leopoldo. (Fig.2.3). (ii) Na Formação Lagamar, considerada como uma unidade da base do Grupo Vazante foram descritos *Leiospharidia ternata* Timofeev (1966) e três amostras de um possível microfóssil “vase-shaped” (VSMs) de dimensão variando entre 15 a 25 µm com pescoço bem curvado (Fig. 2.4) (Alvarenga et al., 2019), similar com *Bonniea dacruchares* (Porter et al., 2003), indicadores de um intervalo de idade entre 789 e 729 Ma com base em espécies encontradas na Tasmânia (Togari Group), Arizona nos USA (Chuar Group), Canadá (Mt Harper Group), Suécia (Visingsö Group), Groenlândia (Eleonor e Bay Group), e em Svalbard (Roaldtoppen Group) (Riedman et al., 2018). Entretanto possíveis VSMs foram também encontrados na transição do Meso-Neoproterozoico da Formação Jiayuan da Grupo Huaibei na China, sugerindo, que os VSMs ocorrem ao longo de todo o Toniano (Xiao et al., 2014).

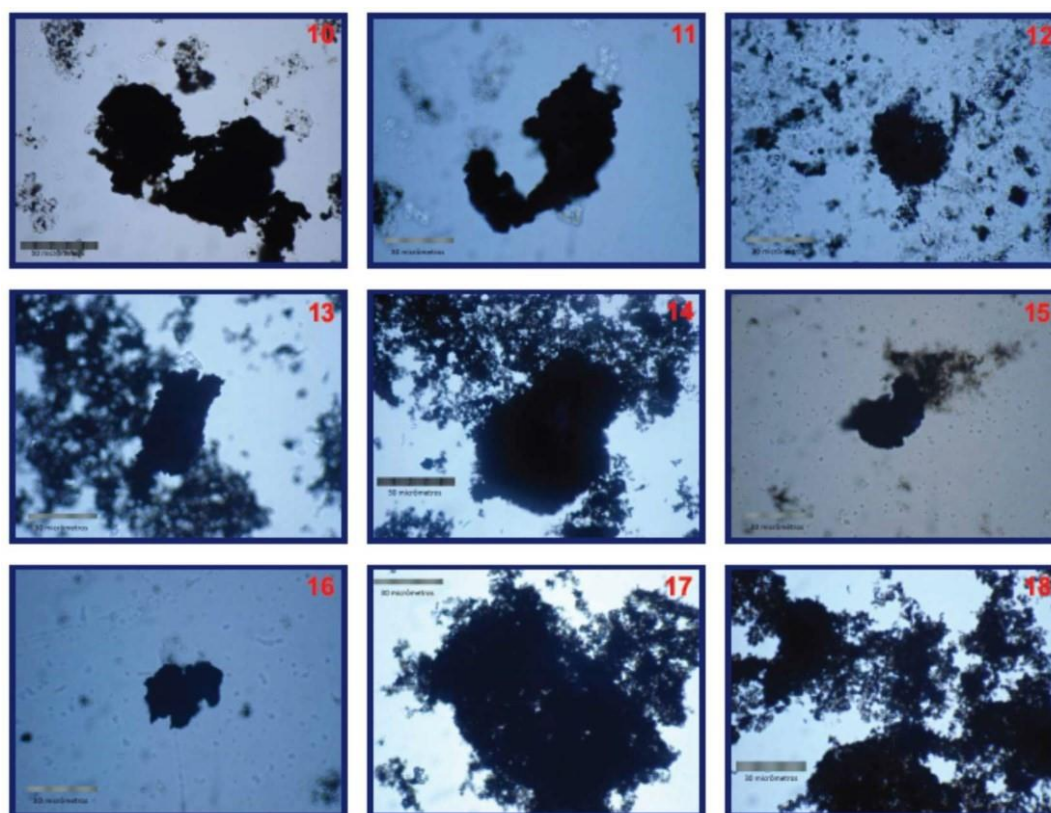


Figura 2.3 – Acritarcos identificados em amostras de rochas carbonáticas provenientes da Formação de Rocinha, similares aos descritos por Sommer (1971).

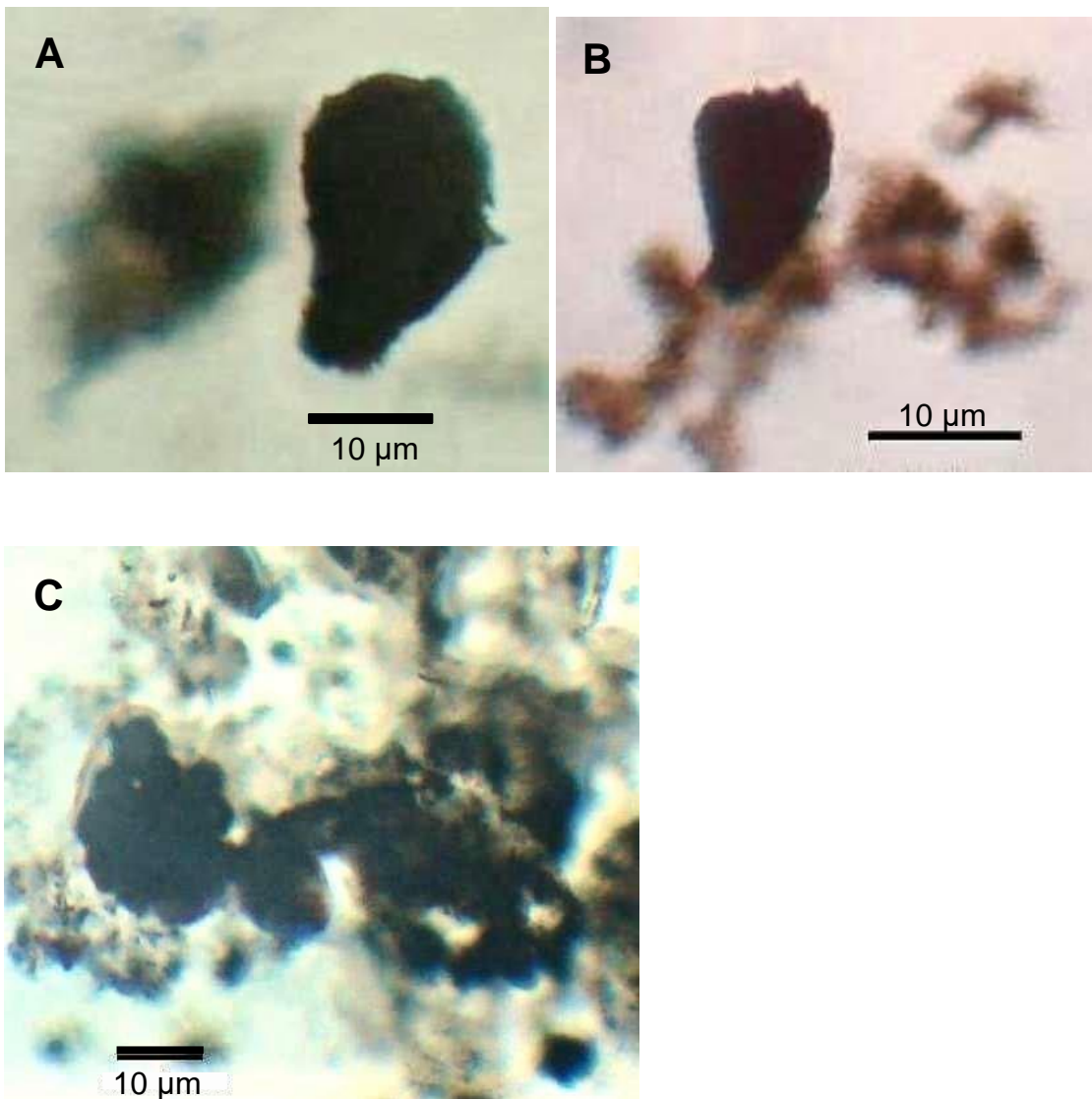


Figura 2.4- A e B- Vase Shaped Microfossil do Grupo Vazante. C-*Leiosphaeridia ternata* Timofeev (1966)

3 – Materiais e métodos

As amostras estudadas foram obtidas pelo Projeto Sondagem do Bambuí, conduzido pela CPRM, com a perfuração de dezoito (18) furos de sondagem, totalizando 14.883m (Brandalise et al., 1980). Os poços foram perfurados nas regiões de Vazante- Paracatu, Lontra-Montalvânia e Corinto-Jequitaí, como contribuição para estudo da estratigrafia, ambiência e potencialidade econômica daquela formação. Os testemunhos encontram-se organizados nas dependências da Litoteca da CPRM em Caeté (MG) (Fig. 3.1 e 3.2).



Figura 3.1 – Aspecto da área de descrição de testemunhos da Litoteca da CPRM em Caeté.



Figura 3.2 - Caixas plásticas com testemunhos de sondagem.

Neste trabalho foram estudadas as amostras de dois testemunhos de sondagem do Projeto Sondagem do Bambuí: 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG.

Os critérios de escolha desses 2 testemunhos foram os seguintes:

1-Localização geográfica em relação aos domínios estruturais da Bacia do São Francisco: os três furos estão posicionados em área de rochas horizontais de domínio cratônico (Craton do São

Francisco) preservada dos efeitos da deformação das faixas orogênicas (Faixa Brasília) e (Faixa Araçuaí).

2- Presença de litofácies com potencial fossilífero e rochas carbonáticas que permitam o estudo de isótopos de Carbono e Oxigênio. Este estudo procura relacionar a estratigrafia isotópica com a bioestratigrafia. Nos testemunhos de sondagem as rochas estão preservadas de processos de alteração que possam interferir nas determinações paleontológicas e geoquímicas. A coloração das rochas foi um critério importante na escolha das amostras palinológicas uma vez que a presença de matéria orgânica e o grau de oxidação significa o sucesso ou fracasso na recuperação de palinofósseis.

A descrição das litofácies nos testemunhos permite o controle do posicionamento estratigráfico das amostras. O testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG (1304,7 metros de profundidade) foi amostrado para obtenção de dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) e para determinações micropaleontológicas. Neste testemunho de sondagem existem amostras do Grupo Paranoá, Formação Jequitaí e Grupo Bambuí, mas a ênfase dos estudos foi na sucessão pelito-carbonática do Grupo Bambuí. Entretanto também foram feitas determinações palinológicas em algumas amostras do Grupo Paranoá. No testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG (710,6 metros de profundidade) as rochas do Grupo Bambuí foram depositadas diretamente em discordância sobre rochas graníticas do Paleoproterozoico.

Critérios de amostragem:

A descrição dos testemunhos de sondagem e sua amostragem para análises isotópicas ocorreram em intervalos de 3 em 3 metros, todavia, caso fosse observado descontinuidades no testemunho como, por exemplo, mudança litológica de um calcário para um dolomito, o intervalo entre a amostragem passava a ser de um metro. No caso da amostragem para micropaleontologia, procurou-se amostrar rochas pelíticas e carbonáticas de cor mais escura ou esverdeada que a experiência mostra serem mais favoráveis à presença de microfósseis.

A preparação palinológica foi realizada no Laboratório de preparação paleontológica do Laboratório de Paleontologia do IG-UnB. Esta preparação, com algumas modificações, segue o roteiro apresentado por Quadros (1987) e consiste na maceração química da amostra utilizando-se HCl (37%) e HF (67%) a fim de eliminar as frações minerais e concentrar a fração orgânica constituída de matéria orgânica amorfa e palinofósseis. Os passos da preparação palinológica são descritos a seguir:

1. Colocar a amostra (cerca de 40g) em vasilhame de plástico (embalagens de ácido fluorídrico podem ser utilizadas).

2. Se a amostra for carbonática cobrir com HCl.
3. Reagir a amostra com HF e aguardar 24 horas (este procedimento exige uma capela).
4. Acrescentar água e esperar decantar, repetindo o procedimento duas vezes ao dia, durante dois dias.
5. Colocar as amostras em frascos identificados.
6. Pode-se preparar lâminas após este procedimento para verificar se compensa passar pro próximo passo. A lâmina é preparada pingando-se a amostra na lâmina e esperando secar em placa aquecedora. Acrescenta-se o entelan e aplica-se a lamínula.
7. Metade das amostras já tratadas com ácidos e lavadas são preparadas para centrifugação em frascos com cloreto de zinco.
8. Acrescenta-se água e centrifuga-se durante cinco minutos.
9. Decanta-se a água.
10. Acrescenta-se o cloreto de zinco (1kg para 320ml de água) 3 vezes o volume da amostra.
11. Centrifuga-se durante 30 minutos a 2600rpm.
12. Retira-se a parte sobrenadante (menos densa que o cloreto de zinco) e coloca-se em outro frasco.
13. Acrescenta-se água e centrifuga-se por 5 minutos.
14. Decanta-se e acrescenta-se HCl 10% 2 X o volume da amostra.
15. Centrifuga-se mais 5 minutos.
16. Decanta-se e acrescenta-se água.
17. Centrifuga-se novamente.
18. Esta operação de lavagem é repetida 3 vezes.
19. Prepara-se a lâmina.

Destaca-se que, em linhas gerais, este é o procedimento para preparação palinológica seguido por vários laboratórios, inclusive o laboratório de paleontologia da CPRM. Durante o processo de preparação foi verificado que a utilização de centrífuga no processo de lavagem deve ser abolida devido ao fato de que este processo pode danificar os microfósseis, principalmente fragmentando ornamentos e processos que porventura os mesmos possam ter.

Foram coletadas amostras de litologias variadas nos dois furos em estudo, salientando-se que o critério de coloração da rocha foi determinante para sua escolha. Os palinofósseis são altamente resistentes ao ataque por ácidos, mas vulneráveis à oxidação. Deu-se preferência, desta forma, a amostras de coloração escura e esverdeadas. Ao contrário da amostragem para análise isotópica, onde se estabeleceu um intervalo regular de amostragem (3 metros), não foi possível o mesmo

procedimento na amostragem palinológica, pois se coletou quando o aspecto da amostra sugerisse a presença de matéria orgânica.

Um total de 55 amostras foram coletadas nos dois testemunhos de sondagem, com objetivo de análise micropaleontológica. Nas amostras carbonáticas (marga, calcário e dolomito), foi inicialmente feito o ataque com HCl, com objetivo de eliminar a fração carbonática nestas amostras. Em seguida, procedeu-se o ataque por HF (67%) para eliminar as frações minerais de sílica das amostras.

Após este processo de maceração química, foi necessária a neutralização através de lavagem, acrescentando água deionizada e decantando-se várias vezes até que a amostra atingisse o PH 7. O resíduo deste processo de lavagem acumulado em recipientes plásticos teve sua acidez neutralizada utilizando-se cal virgem antes de ser descartado.

A fração orgânica de cada amostra, concentrada após este procedimento de preparação palinológica, foi colocada em frascos devidamente identificada para fornecer material para preparação de lâminas a serem verificadas no microscópio.

Foram montadas três lâminas de cada amostra e foi feita uma varredura para verificar as condições do material orgânico e a presença de fósseis. A presença de palinomorfos, ou seja, fósseis que resistiram ao ataque por ácidos, bem como a matéria orgânica amorfa estão presentes nas lâminas observadas.

Após identificar os palinofósseis seguiu-se a tarefa de classificá-los utilizando registros presentes na bibliografia. Os critérios são estritamente morfológicos dependendo-se, desta forma, do grau de preservação do exemplar e da capacidade técnica dos equipamentos óticos adotados. Em linhas gerais, a triagem das lâminas é feita no microscópio com objetivas de 20X a 40X de aumento. A descrição morfológica detalhada do fóssil requer, na maioria das vezes, objetivas de aumento de 100X com imersão.

4 – Resultados

Os resultados dessa pesquisa de doutorado estão expressos na forma de três manuscritos:

O manuscrito “*NOVOS DADOS BIOESTRATIGRÁFICOS E QUIMIOESTRATIGRÁFICOS DO GRUPO BAMBUÍ (EDIACARIANO) NO NORTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS, SUDOESTE DO BRASIL*” será submetido ao periódico Precambrian Research.

O manuscrito “*BAMBITES ERICHSENII SOMMER, 1971, SETE LAGOAS FORMATION, BAMBUÍ GROUP, MINAS GERAIS STATE, BRAZIL: A REDESCRIPTION OF AN EDIACARAN ACROTARCH SPECIES*” foi submetido ao periódico Brazilian Journal of Geology.

O manuscrito “*NON-SKELETAL EDIACARA-TYPE MACROFOSSILS PRESERVED IN CARBONATE SEDIMENTS OF THE LAGOA DO JACARÉ FORMATION, BAMBUÍ GROUP, CENTRAL BRAZIL*” foi submetido ao periódico Journal of Paleontology.

Estes três manuscritos fazem parte do corpo desta tese de doutorado, enquanto que o artigo “*CARBONATE CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE VAZANTE GROUP, BRAZIL: A PROBABLE TONIAN AGE*”, publicado em 2019 no periódico Precambrian Research e que inclui os resultados de microfósseis obtidos para o Grupo Vazante, encontra-se anexo.

**4.1- NOVOS DADOS BIOESTRATIGRÁFICOS E
QUIMIOESTRATIGRÁFICOS DO GRUPO BAMBUÍ (EDIACARIANO)
NO NORTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS, SUDOESTE DO BRASIL**

Novos Dados Bioestratigráficos e Químioestratigráficos do Grupo Bambuí (Ediacariano) no Norte do Estado de Minas Gerais, Sudoeste do Brasil

Marcos Cristóvão Baptista^{1,2}, Carlos José Souza de Alvarenga¹ Dermeval Aparecido do Carmo¹,

¹ Universidade de Brasília. Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, Distrito Federal, Brazil. CEP 70910-900

² Serviço Geológico do Brasil - CPRM -, Belo Horizonte, Estado de Minas Gerais, Brazil. CEP 31170-250

marcos.baptista@cprm.gov.br

Keywords: Acritarch, Ediacaran, Bambuí Group

Abstract - Carbon isotopes and microfossils in the Bambuí Group obtained from 2 cores in northern Minas Gerais, establish stratigraphic correlation intervals. The base of the Sete Lagos Formation deposited on the granite-gneiss basement or on the diamictites of the Jequitaiá Formation includes a basal dolomite of 20 meters thick (cap dolostones) with values of $\delta^{13}\text{C}$ starting at -3 ‰ and going to -6 ‰. These values gradually increase reaching values above 10 ‰ for the top of the Sete Lagoas Formation. The limestone and mud-limestone that start above the cap dolomites register an assembly of acritarchs (*Paracrassosphaera dedalea*, *Octoedryxium truncatum*, *Taenitichoides Jarischevicus* and *Germinisphaera sp.*), Where the presence of *Paracrassosphaera dedalea* establishes an abundance zone.

Resumo - Isótopos de Carbono e microfósseis no Grupo Bambuí obtidos a partir de 2 testemunhos de sondagens no Norte de Minas Gerais, estabelecem intervalos estratigráficos de correlação. A base da Formação Sete Lagos depositada sobre o embasamento granito-gnaissico ou sobre os diamictitos da Formação Jequitaiá inclui um dolomito basal de 20 metros de espessura (cap dolomites) com valores de $\delta^{13}\text{C}$ que começam em -3‰ e passam para -6‰. Esses valores aumentam gradualmente atingindo valores acima de 10‰ para o topo da Formação Sete Lagoas. Os calcários e calcários argilosos que começam acima dos dolomitos de capa registram uma assemblagem de acritarcos (*Paracrassosphaera dedalea*, *Octoedryxium truncatum*, *Taenitichoides Jarischevicus* e *Germinisphaera sp.*), onde a presença de *Paracrassosphaera dedalea* estabelece uma zona de abundância.

4.1.1-Introdução

O Grupo Bambuí de idade Ediacariana é exposto na porção centro leste do Brasil por centenas de quilômetros sobre o Craton do São Francisco e nas suas bordas afetados por faixas dobradas com potencial para o registro paleobiológico, ainda pouco estudado (Fairchild et al, 1996; Simonetti e Fairchild, 2000; Denezine, 2018; Baptista et al, submetido). O registro químioestratigráfico, ao contrário dos poucos estudos paleontológicos resultaram em várias publicações durante as duas últimas décadas (Iyer et al., 1995; Santos et al., 2000, 2004; Martins e Lemos, 2007; Alvarenga et al., 2007, 2012, 2014; Misi et al., 2007b; Sial et al., 2009, 2016; Caxito et al., 2012, 2018, 2019; Kuchenbecker et al., 2016; Uhlein et al., 2019).

As investigações paleobiológicas da sucessão estratigráfica ediacariana do Grupo Bambuí foram principalmente focadas no estudo de estromatólitos e lamitos microbiais (Cloud e Dardenne, 1973; Dardenne et al., 1976; Nobre e Coimbra, 2000; Fantinel et al., 2015; Fairchild et al., 2015). Entretanto, algumas descrições e discussões tem sido feitas com base em microfósseis - acritarcos (Dardenne, 1978; Fairchild et al., 1996; Simonetti e Fairchild, 2000; Sanches e Fairchild, 2017). Um possível exemplar de *Cloudina* foi descrita na base da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí (Warren et al., 2014), levando-se em consideração de que as *Cloudinas* são fósseis da transição Ediacariano-Cambriano, e que a base do Grupo Bambuí recobre a glaciação Marinoana, grandes dúvidas ainda persistem com relação a idade do Grupo Bambuí.

Uma significativa atenção tem sido dada para o estudo de isótopos de carbono das duas Unidades de carbonatos do Grupo Bambuí. Isótopos de Carbono registrados na Formação Sete Lagoas apresentam valores que se iniciam nos dolomites de capa com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -1.0‰ e -6.5‰ passando para valores que aumentam gradualmente até valores em torno de +5‰, mudando bruscamente para valores superiores de +7‰ que podem atingir com frequência +14‰ no topo da Formação Seta Lagoas. A segunda unidade carbonática desse grupo é a Formação Lagoa do Jacaré, onde os valores de $\delta^{13}\text{C}$ estão entre +8‰ e +11‰.(Santos et al., 2000; Martins e Lemos, 2007; Alvarenga et al., 2007, 2012, 2014; Misi et al., 2007b; Vieira, 2007; Caxito et al., 2012, 2018; Uhlein et al., 2016, 2019).

Estudos geocronológicos com base em idades modelos Sm/Nd e de datações U/Pb em zircões detríticos estabeleceram uma idade máxima Ediacariana para a base do Grupo Bambuí (Rodrigues, 2008; Pimentel et al., 2011; Kuchembecker et al., 2016; Paula Santos et al., 2015)

Este trabalho inclui uma estratigrafia isotópica e uma descrição e discussão sobre os microfósseis preservados em rochas carbonáticas das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré do Grupo Bambuí, obtidas em dois testemunhos de sondagem (1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG)

localizados, respectivamente, nas regiões de Montalvânia e a norte de Montes Claros, em Minas Gerais (Fig. 4.1.1).

4.1.2-Contexto Geológico

A Bacia do São Francisco, no centro-leste do Brasil inclui rochas Proterozoicas e depósitos do Cretáceo que se estendem pelos estados de Minas Gerais, Goiás, Tocantins e Bahia (figura 4.1.1). Essa depressão inclui depósitos sedimentares com mais de 2000 metros de espessura deformados nas bordas do Cráton do São Francisco, enquanto que estratos sub-horizontalizados de espessura inferior a 1000 metros recobrem o embasamento Arqueano-Paleoproterozoico (Dardenne, 1978; Alkmim e Martins Neto, 2001; Martins e Lemos, 2007; Zalan et al., 2007; Alvarenga et al., 2012; Reis et al., 2017). A sucessão stratigráfica da Bacia do São Francisco inclui três magassequências: (i) Megassequência Espinhaço que inclui os depósitos vulcano-sedimentares da fase rift, representados pelos supergrupo Espinhaço a leste e o Grupo Araí a oeste, ambos com idades paleo-mesoproterozoicas, (ii) o Grupo Paranoá de idade mesoproterozoica até o limite com o Neoproterozoico, (iii) e os depósitos do Criogeniano da Formação Jequitáí, seguidos pelas rochas do Ediacariano do Grupo Bambuí. (tabela 4.1.1).

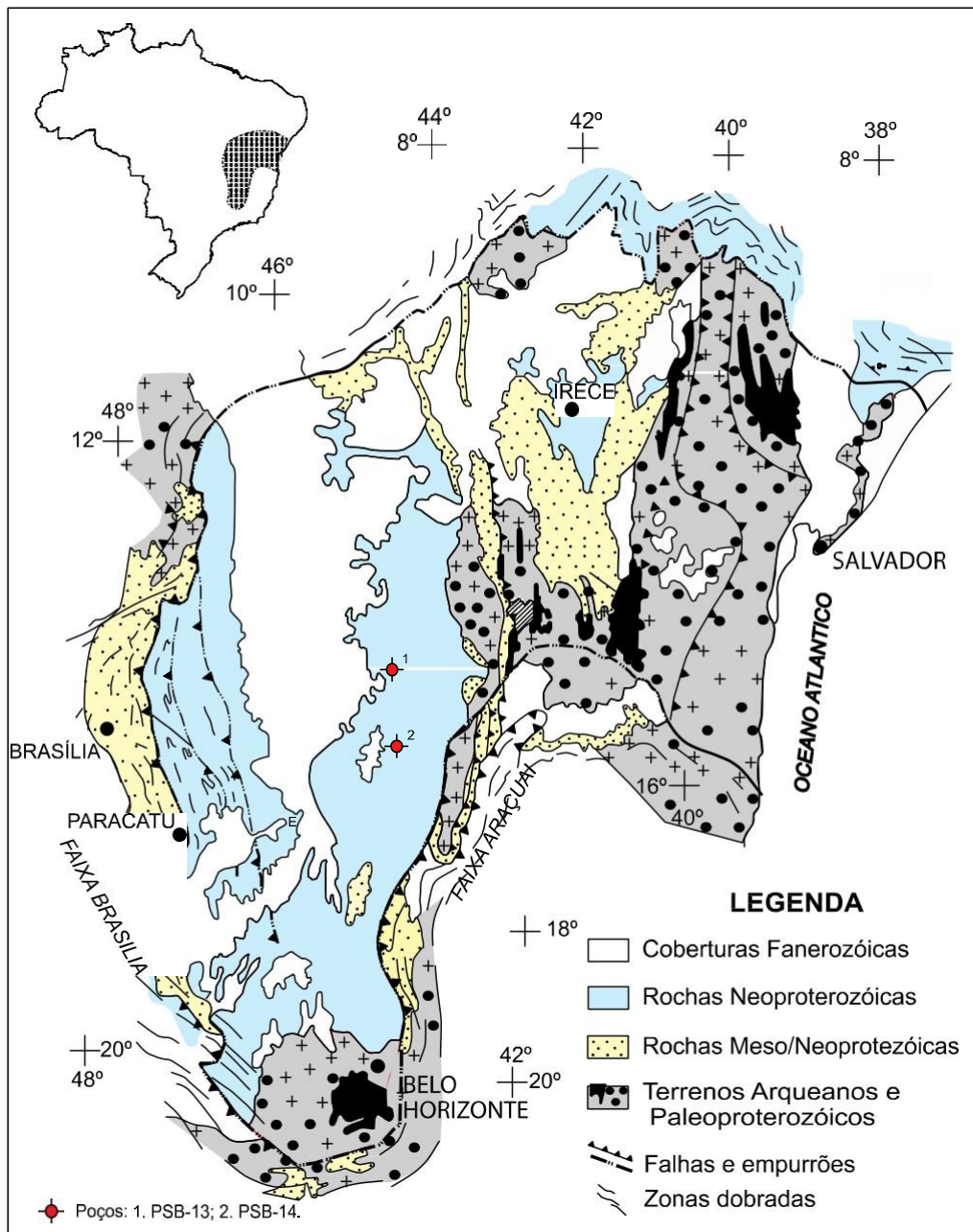


Figura-4.1.1: Mapa regional da Bacia do São Francisco com a distribuição do Pré-Cambriano (Alkmim e Marshak, 1998; Alvarenga et al., 2012), com a localização dos testemunhos de sondagem estudados nesta pesquisa: 1: 1-PSB-13-MG, 2: 1-PSB-14-MG.

Tabela-4.1.1: Nomenclatura estratigráfica na Bacia do São Francisco (obtido de Alvarenga et al., 2012)

| ERA | Megassequência | Sequência | Grupo | Formação | Litologia | Idade | |
|------------------|----------------|--------------|-------------------|--|--|---|------------------|
| Neoproterozoico | III | 4 | BambuÍ | Três Marias Serra da Saudade | Siltitos e arenitos arcozeanos Siltitos e argilitos | U-Pb: < 560 Ma* | |
| | | 3 | | Lagoa do Jacaré | Calcários e siltitos calcíferos | | |
| | | 2 | | Serra de Santa Helena | Siltitos e arenitos finos | | |
| | | 1 | | Sete Lagoas | Dolomitos, calcários, margas e siltitos | | |
| | 1 | Macaúbas (?) | Jequitai | Diamictitos e alguns intervalos de siltitos e arenitos | U-Pb: < 850 Ma* | | |
| Mesoproterozoico | II | ATP | Paranoá | PI-C | Ritmito superior Nível arcozeano | Ritmitos, dolomitos e estromatólitos Arenitos arcozeanos | U-Pb: < 1540 Ma* |
| | | | | Ritmito 4 | Ritmitos, lentes de dolomitos e calcários | | |
| | | | | Quartzito 3 | Arenitos | | |
| | | | | Ardósia | Ardósias, siltitos e lentes carbonáticas | | |
| | | | | Qzt. 1,2 e Ritmito 1,2 | Arenitos e ritmitos | | |
| São Miguel | Conglomerado | | | | | | |
| PP | I | | Espinhaço AraÍ | TraÍras Arraias | Siltitos, quartzitos e lentes de calcário Conglomerados, quartzitos, vulcânicas e piroclásticas | U-Pb: < 1770 Ma | |

4.1.3-Materiais e métodos

As amostras estudadas nessa pesquisa foram obtidas pelo Projeto Sondagem do Bambuí (Brandalise et al., 1980). Dois testemunhos de sondagem foram utilizados, um na região de Montalvânia (1-PSB-MG-13) e outro a leste de Januária, na margem direita do Rio São Francisco (1-PSB-MG-14) (Fig. 4.1.1). Constatou-se a ausência dos 245 metros iniciais do testemunho do Poço 1-PSB-MG-13, entretando, estão arquivadas algumas alíquotas de amostras moídas desse intervalo, que foram utilizadas apenas para as análises de isótopos de C e O. A descrição litológica desse intervalo faltante foi retirada de Brandalise et al. (1980). Os testemunhos do Projeto Sondagem do Bambuí encontram-se sob a guarda da litoteca da CPRM em Caeté (MG).

Amostragem, preparação e análise palinológica:

A preparação palinológica foi realizada no Laboratório de preparação paleontológica do Laboratório de Paleontologia do IG-UnB. Esta preparação, com algumas modificações, segue o roteiro apresentado por Quadros & Melo (1987) e consiste na maceração química da amostra utilizando-se HCl (10%) e HF (67%) a fim de eliminar as frações minerais e concentrar a fração orgânica constituída de matéria orgânica amorfa e palinofósseis.

Foram coletadas amostras de litologias variadas nos dois testemunhos de sondagem estudados, salientando-se que o critério de coloração da rocha foi determinante para sua escolha. Os palinofósseis são altamente resistentes ao ataque por ácidos, mas vulneráveis à oxidação. Deu-se

preferência, desta forma, a amostras de coloração escura e esverdeadas. Ao contrário da amostragem para análise isotópica, onde se estabeleceu um intervalo regular de amostragem (3 metros), não foi possível o mesmo procedimento na amostragem palinológica, pois se coletou quando o aspecto da amostra sugerisse a presença de matéria orgânica.

Um total de 55 amostras foram coletadas nos dois testemunhos de sondagem (1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG) com objetivo de análise micropaleontológica (Tab. 4.1.2). Nas amostras carbonáticas (marga, calcário e dolomito), foi inicialmente feito o ataque com HCl, com objetivo de eliminar a fração carbonática nestas amostras. Em seguida, procedeu-se o ataque por HF (67%) para eliminar as frações minerais de sílica das amostras. Após este processo de maceração química, foi necessária a neutralização através de lavagem, acrescentando água deionizada e decantando-se várias vezes até que a amostra atingisse o PH 7.

O resíduo deste processo de lavagem acumulado em recipientes plásticos teve sua acidez neutralizada utilizando-se cal virgem antes de ser descartado. A fração orgânica de cada amostra, concentrada após este procedimento de preparação palinológica, foi colocada em frascos devidamente identificada para fornecer material para preparação de lâminas a serem verificadas no microscópio.

Foram montadas três lâminas de cada amostra e foi feita uma varredura para verificar as condições do material orgânico e a presença de fósseis. A presença de palinomorfos, ou seja, fósseis que resistiram ao ataque por ácidos, bem como a matéria orgânica amorfa estão presentes na maioria das lâminas observadas até o momento. As 24 amostras do furo 1-PSB-13-MG e 31 do furo PSB-14 foram analisadas com descrição dos palinofósseis.

Os resultados mostram que a presença dos microfósseis nestes furos possibilitam uma abordagem bioestratigráficas uma vez que uma variação das características destes fósseis ocorre de acordo com o nível amostrado. Após identificar os palinofósseis seguiu-se a árdua tarefa de classifica-los utilizando registros presentes na bibliografia. Os critérios são estritamente morfológicos dependendo-se, desta forma, do grau de preservação do exemplar e da capacidade técnica dos equipamentos óticos adotados.

Em linhas gerais, a triagem das lâminas é feita no microscópio com objetivas de 20X a 40X de aumento. A descrição morfológica detalhada do fóssil requer, na maioria das vezes, objetivas de aumento de 100X com imersão.

Tabela 4.1.2: Amostras preparadas para análise palinológica nos testemunhos de sondagem 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG (profundidade da amostra indicada entre parêntesis).

| AMOSTRAS PALINOLÓGICAS (1-PSB-13-MG) | AMOSTRAS PALINOLÓGICAS (1-PSB-14-MG) |
|--|---|
| MB-13-(637,15) | MB-14-(28,6) |
| MB-13-(626,25) | MB-14-(45,95) |
| MB-13-(603) | MB-14-(63,3) |
| MB-13-(556,45) | MB-14-(73,35) |
| MB-13-(540,35) | MB-14-(89,1) |
| MB-13-(538,85) | MB-14-(101,1) |
| MB-13-(524,6) | MB-14-(108,9) |
| MB-13-(515) | MB-14-(14,7) |
| MB-13-(507,8) | MB-14-(257) |
| MB-13-(490,7) | MB-14-(316,45) |
| MB-13-(483,5) | MB-14-(279,05) |
| MB-13-(476,15) | MB-14-(251) |
| MB-13-(466,9) | MB-14-(217,5) |
| MB-13-(459,55) | MB-14-(196,05) |
| MB-13-(450,1) | MB-14-(151,1) |
| MB-13-(441,95) | MB-14-(127,85) |
| MB-13-(432,7) | MB-14-(241,3) |
| MB-13-(421) | MB-14-(304,8) |
| MB-13-(408,4) | MB-14-(419,75) |
| MB-13-(381,8) | MB-14-(478,1) |
| MB-13-(375,45) | MB-14-(576,15) |
| MB-13-(339,5) | MB-14-(556,4) |
| MB-13-(288,15) | MB-14-(532,4) |
| MB-13-(241,7) | MB-14-(494,35) |
| | MB-14-(455,05) |
| | MB-14-(506) |
| | MB-14-(598,35) |
| | MB-14-(643,5) |
| | MB-14-(681,95) |
| | MB-14-(663,25) |
| | MB-14-(670,55) |

Amostragem e análise dos isótopos de Carbono e Oxigênio:

Após a descrição dos testemunhos de sondagem procedeu-se a amostragem para análises de isótopos de Carbono e Oxigênio. A amostragem foi feita em intervalos de 3 metros. Todavia, caso fosse observado descontinuidades no testemunho como, por exemplo, mudança litológica de um calcário para um dolomito, o intervalo entre a amostragem passava a ser de um metro.

Os estudos analíticos incluíram 289 amostras de dolomito e calcário dos testemunhos de sondagem 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram obtidos pelo equipamento Delta V Advantage. Aproximadamente 300 μg da amostra pulverizada de cada nível foram colocadas em ampôlas e dispostas na bandeja do Gas Bench II do Laboratório de Isótopos Estáveis do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Em seguida as amostras foram submetidas a uma descarga de He a 72°C. Todos os isótopos estão apresentados em Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) e foram calibrados com o padrão NBS-18 e NBS 19.

4.1.4-Litologia e implicações estratigráficas

Testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG:

1-PSB-13-MG (Fig. 4.1.2) com a profundidade de 1300 metros, inclui rochas dos grupos Paranoá, Formação Jequitai e Grupo Bambuí agrupadas em unidades litoestratigráficas com espessuras e profundidades determinadas, da base para o topo:

1-Grupo Paranoá: inclui (i) arenitos bem selecionados de granulometria média a grossa, de cor rósea a esverdeada, que ocorrem entre 651,93 e 626,80 metros de profundidade e (ii) siltito carbonoso escuro que ocorre entre 626,80 e 609,15 metros de profundidade.

2- Formação Jequitai: com espessura 68,65 m ocorre entre as profundidades de 609,15 e 540,50 m incluindo diamictitos (Fig. 4.1.3) com fragmentos de arenitos, gnaisse etc. em matriz arenosa, granulometria média a fina, cor cinza esverdeada, com clastos angulosos de siltito, arenito e sílexito.

3- O Grupo Bambuí inclui, nessa sondagem, rochas das formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena.

A Formação Sete Lagoas foi registrada com uma espessura de 490 m, e descrita entre as profundidades 540,50 e 52,60 m. O seu contato basal ocorre por contato brusco, com os

diamictitos da Formação Jequitai. A unidade basal desta formação inclui: (i) dolomito de capa com 16,45 m de espessura, individualizado na base por um dololuto que ocorre entre as profundidades de 540,50 e 536,05 m;

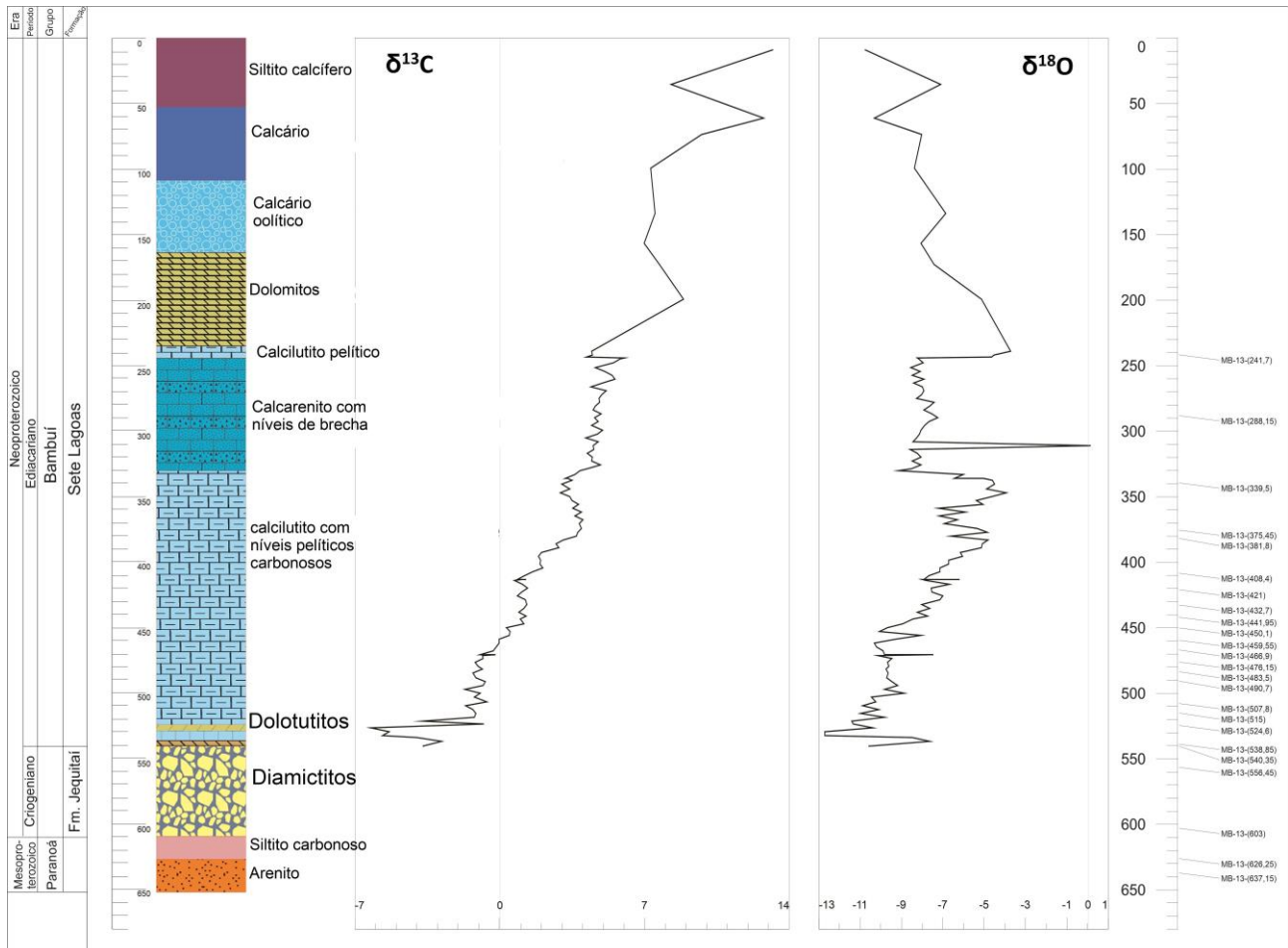


Figura 4.1.2- Coluna estratigráfica do testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG com curvas isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e indicação dos níveis amostrados para análise micropaleontológica.

(ii) seguidos por 12 metros de espessura de intercalações centimétrica de calcilutito e dololuto com piratas disseminadas que ocorre entre 536,05 e 524,05 metros; (iii) sobre o dolomito de capa ocorre uma espessa sucessão de 193,55 metros de espessura formada por calcilutitos com níveis pelíticos carbonosos escuros entre as profundidades de 524,05 e 330,50 metros; (iv) calcarenito com níveis de brechas lamelares (intraclastos de calcário) com fragmentos que variam entre seixos e grânulos, localmente incluindo vênulas de fluorita, que ocorrem entre as profundidades de 330,50 e 244,25 m (86,25m de espessura); (v) calcilutitos de 9 metros de espessura com níveis escuros carbonosos, que ocorrem entre as profundidades de 244,25 e 235,25 m; (vi) dolomitos de cor cinza claro com 71,45 metros de espessura, que ocorrem entre as

profundidades de 235,25 e 163,80 metros; (vii) calcário oolítico com 55 metros de espessura , que ocorre entre as profundidades de 163,80 e 108,80 metros; (vi) calcarenito homogêneo de 56,2 metros de espessura, entre as profundidades de 108,80 e 52,60 metros.

Formação Serra de Santa Helena é formada por siltitos e siltitos calcíferos que compõem os 52,60 m iniciais da perfuração. São siltitos laminados de cor cinza escuro que iniciam-se em contato brusco com os calcários do topo da Formação Sete Lagoas.



Figura 4.1.3-Diamictito da Formação Jequitai do testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG. Notar a discordância erosiva no topo da amostra e o dololuto da base da Formação Sete Lagoas.

Testemunho de sondagem do Poço 1-PSB-14-MG

O testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG (Fig. 4.1.4) com a profundidade de 710 metros, atingiu as rochas do embasamento cristalino em contato com as rochas sedimentares do Grupo Bambuí, individualizadas pelas suas 3 formações basais (Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré):

1- Embasamento cristalino é formado por granito fanerítico e anfibolito que ocorrem entre 710 e 682 metros de profundidade.

2- O Grupo Bambuí, que inclui neste testemunho rochas das formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré:

A Formação Sete Lagoas possui uma espessura de 356 metros e foi descrita entre as profundidades de 682 e 326 metros. A unidade inferior desta formação é depositada diretamente sobre o embasamento granítico sendo constituída por i) brecha com matriz carbonática e seixos de quartzito com 2,75 metros de espessura entre as profundidades de 694,15 e 691,4 metros; ii) seguidas por intercalações rítmicas de dolarenitos, dololutitos róseos a beges e siltitos, com 20,3 metros de espessura, de cor marrom e com intercalações calcíticas e dolomíticas na base, que ocorrem entre as profundidades de 682 e 661,7 metros; iii) calcilutitos e dololutitos com 45,7 metros de espessura, que apresentam intercalações pelíticas e pseudomorfos de aragonita semelhantes aos descritos em dolomitos de capa da glaciação Marinoana (Hoffman et al., 2011) (Fig. 4.1.5), que ocorrem entre as profundidades de 661,7 e 616 metros; iv) calcilutitos de 159 metros de espessura, com intercalações de siltito marrom e níveis carbonáticos, que ocorrem entre 607 e 448 metros; v) brecha intra-formacional intercaladas a calcários e calcilutito cinza com seixos e grânulos lamelares calcíticos com 52,5 metros de espessura, que ocorrem entre as profundidades de 448 e 395,5 metros; vi) calcilutitos cinza com bandas de siltito cinza com 36,7 metros de espessura, que ocorrem entre as profundidades de 395,5 e 358,8 metros; vii) dolarenitos de 28,5 metros de espessura, com níveis de dolorudito róseo e níveis carstificados com presença de estromatólitos (Fig. 4.1.6), que ocorrem entre 354,05 e 326 metros.

A Formação Serra de Santa Helena, com 214,75 metros de espessura é constituída por siltitos marrons à esverdeados com filmes carbonáticos. Ocorrem entre 326 e 111,25 metros de profundidade. Seu contato basal é marcado por intercalações de lâminas calcíferas e intervalos calcíferos-argilo-carbonosos.

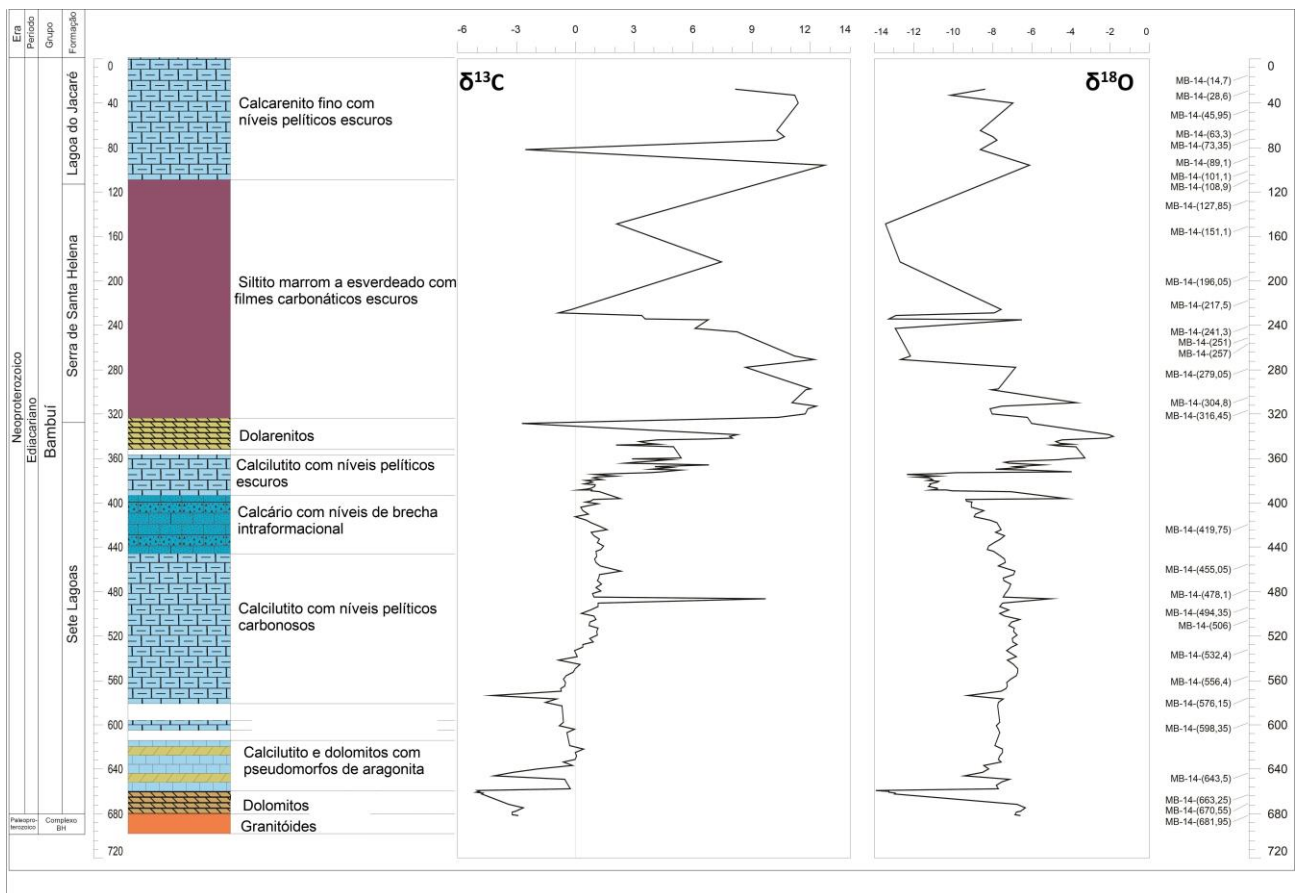


Figura 4.1.4- Coluna estratigráfica do testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG com curvas isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e indicação dos níveis amostrados para análise micropaleontológica.

A Formação Lagoa do Jacaré, neste testemunho de sondagem inclui os seus 109,85 metros basais, que ocorrem entre 111,25 e 1,40 metros de profundidade, uma vez que a parte inicial da perfuração inclui um intervalo de solo. A composição desta formação inclui calcarenitos finos cinza escuros intercalados com níveis pelíticos também cinza escuros. O seu contato basal foi marcado pelo aparecimento dos calcários cinza escuros sobre os siltitos cinza esverdeado a verde escuros, laminados do topo da Formação Serra de Santa Helena.

4.1.5-Isótopos de Carbono e Oxigênio dos testemunhos de sondagem 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG

1-PSB-13-MG:

Os dados isotópicos em 1-PSB-13-MG (Tab 4.1.3) mostram que, na base da Formação Sete Lagoas, em contato com os diamictitos da Formação Jequitaí, os dolomites de capa possuem valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ entre - 6,23‰ e -3,71‰. Sobre esses dolomites, é depositada uma espessa sucessão de calcilutitos com níveis pelíticos carbonosos cinza escuros, cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ tornam-se progressivamente mais positivos passando de -0,76‰ a +3,63‰. A mudança para os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ ocorrem acima da profundidade de 455,7 metros. Em direção ao topo, encontra-se uma sucessão de calcarenitos com níveis de brechas intraformacionais (lamelares) caracterizada por valores constantes de $\delta^{13}\text{C}$, que variam entre +3,87‰ e +5,83‰, sobrepostos por calcilutitos com níveis carbonosos com valores entre +6,20‰ e +4,45‰. Os dolomites que se seguem apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +7,73‰ e +8,89‰, passando a calcários com altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +6,98‰ e +12,75‰.

1-PSB-14-MG:

Enquanto em 1-PSB-13-MG os dolomites de capa da base da Formação Sete Lagoas depositam-se sobre os diamictitos da Formação Jequitaí, em 1-PSB-14-MG o contato encontra-se em discordância erosiva com as rochas do embasamento granítico. Os dolomites de capa incluem uma sucessão de 24 metros, formados por 20 metros de dolomites com finas intercalções calcíticas e pelíticas. Os dados isotópicos obtidos neste testemunho de sondagem (Tab 4.1.4), registram na seção basal da Formação Sete Lagoas, valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -5,04‰ e -2,66‰. Esses valores negativos ainda permanecem por mais 4 metros, finalizando com os dololutitos com presença de pseudomorfs de aragonita, que finalizam com o valor de $\delta^{13}\text{C}$ em -0,24‰. Os valores negativos próximos de 0‰, com esparsos picos mais negativos persistem por aproximadamente 100 metros de calcilutitos com intercalções pelíticas que recobrem os dolomites de capa. Os calcilutitos com níveis pelíticos carbonosos passam gradualmente para valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos que alcançam +2,30‰ (Tab. 4.1.4) . O valores de $\delta^{13}\text{C}$ passam a assumir valores progressivamente mais positivos na sequência seguinte, constituída por calcilutitos com níveis de brechas intraformacionais, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0,008‰ e 2,29‰. Os valores isotópicos máximos ocorrem na sequência superior de dolarenitos com níveis carstificados com valores isotópicos entre 2,9‰ e 8,2‰.

Tabela 4.1.3- Dados isotópicos do testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|-----------|-----------------------|-----------------------|--------------|---|--------------------------------|
| 17405 | Cao-874 | 13,23 | -10,75 | 8,75 | siltito calcífero; Ausência de testemunhos, análises feitas em alíquotas moídas. Descrições litológicas de Brandalise et al., 1980. | Formação Serra de Santa Helena |
| 17404 | Cao-873 | 8,28 | -7,10 | 35,5 | | |
| 17403 | Cao-846 | 12,75 | -10,31 | 61 | Calcário de granulometria fina-média; Ausência de testemunhos, análises feitas em alíquotas moídas. Descrições litológicas de Brandalise et al., 1980. | Formação Sete Lagoas |
| 17402 | Cao-845 | 9,77 | -8,01 | 73,6 | | |
| 17401 | Cao-844 | 7,31 | -8,36 | 99,45 | | |
| 17400 | Cao-843 | 7,51 | -6,84 | 134,1 | Calcário oolítico; Ausência de testemunhos, análises feitas em alíquotas moídas. Descrições litológicas de Brandalise et al., 1980. | |
| 17399 | Cao-842 | 6,98 | -8,05 | 156,6 | | |
| 17398 | Cao-841 | 7,73 | -7,43 | 173,05 | Dolomito; Ausência de testemunhos, análises feitas em alíquotas moídas. Descrições litológicas de Brandalise et al., 1980. | |
| 17397 | CaO-840 | 8,89 | -5,12 | 198,8 | | |
| 16448 | CDT - 443 | 4,45 | -3,73 | 238,8 | Calculutito com níveis escuros carbonosos; Ausência de testemunhos, análises feitas em alíquotas moídas. Descrições litológicas de Brandalise et al., 1980. | |
| 16447 | CDT - 442 | 4,49 | -4,54 | 241,8 | | |
| 16446 | CDT - 441 | 4,20 | -4,65 | 243,3 | | |
| 16445 | CDT - 440 | 6,02 | -8,24 | 244,2 | | |
| 16444 | CDT - 439 | 5,83 | -8,16 | 245 | Calcarenito com níveis de brechas (intraclastos); calcarenito grosso com seixos e granulos. Presença de vênulas de fluorita; | |
| 16443 | CDT - 438 | 5,51 | -7,95 | 248 | Calcarenito com níveis de brechas (intraclastos); Presença de vênulas e microvênulas de fluorita | |
| 16442 | CDT - 437 | 4,64 | -8,57 | 251 | | |
| 16441 | CDT - 436 | 5,09 | -8,08 | 254 | | |
| 16440 | CDT - 435 | 5,42 | -8,48 | 256,9 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|-----------|-----------------------|-----------------------|--------------|--|----------------------|
| 16439 | CDT - 434 | 5,58 | -7,92 | 259,9 | Calcarenito com níveis de brechas (intraclastos); Presença de vênulas e microvênulas de fluorita | Formação Sete Lagoas |
| 16438 | CDT - 433 | 4,98 | -8,42 | 262,9 | | |
| 16437 | CDT - 432 | 4,42 | -7,97 | 265,9 | | |
| 16436 | CDT - 431 | 5,16 | -7,91 | 268,9 | | |
| 16435 | CDT - 430 | 4,93 | -8,01 | 271,9 | | |
| 16434 | CDT - 429 | 4,81 | -8,27 | 274,9 | | |
| 16433 | CDT - 428 | 4,84 | -7,43 | 277,9 | | |
| 16432 | CDT - 427 | 4,62 | -7,63 | 280,95 | | |
| 16431 | CDT - 426 | 4,50 | -7,92 | 283,95 | | |
| 16430 | CDT - 425 | 4,91 | -7,52 | 286,85 | | |
| 16429 | CDT - 424 | 4,57 | -7,26 | 289,85 | | |
| 16428 | CDT - 423 | 4,78 | -7,66 | 292,8 | | |
| 16427 | CDT - 422 | 4,43 | -7,89 | 295,8 | | |
| 16426 | CDT - 421 | 4,96 | -8,07 | 298,9 | | |
| 16425 | CDT - 420 | 4,74 | -8,14 | 301,8 | | |
| 16424 | CDT - 419 | 4,18 | -8,25 | 304,8 | | |
| 16423 | CDT - 418 | 4,76 | -8,44 | 307,8 | | |
| 16422 | CDT - 417 | 4,50 | 0,16 | 310,8 | | |
| 16421 | CDT - 416 | 4,55 | -8,58 | 313,8 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|-----------|-----------------------|-----------------------|--------------|--|----------------------|
| 16420 | CDT - 415 | 4,23 | -8,23 | 316,8 | Calcarenito com níveis de brechas (intraclastos) | Formação Sete Lagoas |
| 16419 | CDT - 414 | 4,47 | -8,07 | 319,8 | | |
| 16418 | CDT - 413 | 4,46 | -8,49 | 322,8 | | |
| 16417 | CDT - 412 | 4,87 | -8,04 | 325,85 | | |
| 16416 | CDT - 411 | 4,25 | -8,50 | 328,85 | | |
| 16415 | CDT - 410 | 3,87 | -9,15 | 329,7 | | |
| 16414 | CDT - 409 | 3,63 | -6,02 | 332,7 | Calcilutuito com níveis pelíticos carbonosos escuros; Provavel contato entre os membros Pedro Leopoldo com Lagoa Santa | |
| 16413 | CDT - 408 | 3,19 | -6,44 | 335,75 | Calcilutuito com níveis pelíticos carbonosos escuros | |
| 16412 | CDT - 407 | 3,30 | -5,01 | 336,2 | | |
| 16411 | CDT - 406 | 3,50 | -4,60 | 337,7 | | |
| 16410 | CDT - 405 | 2,99 | -4,49 | 340,6 | | |
| 16409 | CDT - 404 | 3,38 | -4,89 | 343,6 | | |
| 16408 | CDT - 403 | 2,93 | -3,92 | 346,6 | | |
| 16407 | CDT - 402 | 3,40 | -4,64 | 349,75 | | |
| 16406 | CDT - 401 | 3,49 | -5,38 | 352,75 | | |
| 16405 | CDT - 400 | 3,81 | -5,06 | 355,75 | | |
| 16404 | CDT - 399 | 3,52 | -7,21 | 358,7 | | |
| 16403 | CDT - 398 | 3,95 | -5,90 | 361,75 | | |
| 16402 | CDT - 397 | 3,62 | -7,16 | 364,7 | | |
| 16401 | CDT - 396 | 4,04 | -6,29 | 367,7 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|-----------|-----------------------|-----------------------|--------------|--|----------------------|
| 16400 | CDT - 395 | 3,83 | -6,93 | 370,7 | Calcilutuito com níveis pelíticos carbonosos escuros | Formação Sete Lagoas |
| 16399 | CDT - 394 | 3,94 | -5,36 | 373,8 | | |
| 16398 | CDT - 393 | 3,78 | -4,84 | 376,8 | | |
| 16397 | CDT - 392 | 3,70 | -6,61 | 379,75 | | |
| 16396 | CDT - 391 | 3,09 | -4,81 | 382,8 | | |
| 16395 | CDT - 390 | 2,73 | -5,09 | 385,7 | | |
| 16394 | CDT - 389 | 2,87 | -5,13 | 388,7 | | |
| 16393 | CDT - 388 | 2,01 | -6,14 | 392,1 | | |
| 16392 | CDT - 387 | 1,89 | -6,05 | 395,1 | | |
| 16391 | CDT - 386 | 1,98 | -6,73 | 398,1 | | |
| 16390 | CDT - 385 | 1,95 | -6,73 | 401,1 | | |
| 16389 | CDT - 384 | 2,09 | -7,15 | 404,1 | | |
| 16388 | CDT - 383 | 1,61 | -7,15 | 407,15 | | |
| 16387 | CDT - 382 | 1,21 | -7,66 | 410,15 | | |
| 16386 | CDT - 381 | 0,85 | -7,91 | 412,75 | | |
| 16385 | CDT - 380 | 1,26 | -6,18 | 412,85 | | |
| 16384 | CDT - 379 | 1,07 | -7,99 | 413,15 | | |
| 16383 | CDT - 378 | 0,70 | -7,81 | 413,55 | | |
| 16382 | CDT - 377 | 1,09 | -6,68 | 416,6 | | |
| 16381 | CDT - 376 | 1,35 | -7,58 | 419,6 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|-----------|-----------------------|-----------------------|--------------|--|----------------------|
| 16380 | CDT - 375 | 1,08 | -7,54 | 422,65 | Calcilutuito com níveis pelíticos carbonosos escuros | Formação Sete Lagoas |
| 16379 | CDT - 374 | 0,87 | -6,99 | 425,85 | | |
| 16378 | CDT - 373 | 1,25 | -7,16 | 428,65 | | |
| 16377 | CDT - 372 | 1,32 | -8,01 | 431,8 | | |
| 16376 | CDT - 371 | 1,16 | -7,64 | 434,8 | | |
| 16375 | CDT - 370 | 0,92 | -8,23 | 437,8 | | |
| 16374 | CDT - 369 | 1,27 | -7,75 | 440,8 | | |
| 16373 | CDT - 368 | 1,00 | -8,45 | 443,5 | | |
| 16372 | CDT - 367 | 1,16 | -8,92 | 446,5 | | |
| 16371 | CDT - 366 | 0,32 | -9,67 | 449,5 | | |
| 16370 | CDT - 365 | 0,50 | -10,06 | 452,5 | | |
| 16369 | CDT - 364 | 0,48 | -8,05 | 455,7 | | |
| 16368 | CDT - 363 | -0,01 | -9,28 | 458,7 | | |
| 16367 | CDT - 362 | -0,03 | -10,29 | 461,5 | | |
| 16366 | CDT - 361 | -0,17 | -10,21 | 464,6 | | |
| 16365 | CDT - 360 | -0,32 | -9,87 | 467,35 | | |
| 16364 | CDT - 359 | -0,96 | -9,82 | 470,35 | | |
| 16363 | CDT - 358 | -0,20 | -7,45 | 470,65 | | |
| 16362 | CDT - 357 | -0,83 | -10,14 | 470,85 | | |
| 16361 | CDT - 356 | -0,79 | -9,47 | 473,35 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|-----------|-----------------------|-----------------------|--------------|---|----------------------|
| 16360 | CDT - 355 | -1,18 | -9,66 | 476,35 | Calclutuito com níveis pelíticos carbonosos escuros | Formação Sete Lagoas |
| 16359 | CDT - 354 | -1,06 | -9,59 | 479,35 | | |
| 16358 | CDT - 353 | -0,83 | -9,74 | 481,5 | | |
| 16357 | CDT - 352 | -1,28 | -9,64 | 484,7 | | |
| 16356 | CDT - 351 | -1,14 | -9,72 | 488,15 | | |
| 16355 | CDT - 350 | -0,69 | -9,48 | 491,15 | | |
| 16354 | CDT - 349 | -0,79 | -9,19 | 494,2 | | |
| 16353 | CDT - 348 | -1,69 | -9,80 | 497,15 | | |
| 16352 | CDT - 347 | -0,95 | -8,88 | 500,05 | | |
| 16351 | CDT - 346 | -1,22 | -10,44 | 503,05 | | |
| 16350 | CDT - 345 | -0,63 | -10,26 | 506,05 | | |
| 16349 | CDT - 344 | -1,65 | -10,87 | 509,05 | | |
| 16348 | CDT - 343 | -1,28 | -10,09 | 512,2 | | |
| 16347 | CDT - 342 | -1,16 | -10,99 | 514,9 | | |
| 16346 | CDT - 341 | -1,22 | -9,82 | 517,9 | | |
| 16345 | CDT - 340 | -3,73 | -11,41 | 520,9 | | |
| 16344 | CDT - 339 | -0,76 | -11,34 | 523,65 | | |
| 16343 | CDT - 338 | -6,23 | -10,37 | 526,05 | | |
| 16342 | CDT - 337 | -5,36 | -12,71 | 529,25 | | |
| 16341 | CDT - 336 | -5,68 | -12,70 | 532,05 | Dolutito; contato pré-Bambuí / Pedro Leopoldo | |
| 16340 | CDT - 335 | -4,02 | -8,48 | 533,25 | | |
| 16339 | CDT - 334 | -2,80 | -7,63 | 536,6 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|-----------|-----------------------|-----------------------|--------------|---|----------------------|
| 16338 | CDT - 333 | -3,71 | -10,58 | 540,25 | Dolutito; contato pré-BambuÍ / Pedro Leopoldo | Formação Sete Lagoas |

Tabela 4.1.4-Dados isotópicos do testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------|---|-----------------------|
| CDT680 | MB-14-(26,9) | 8,13 | -8,37 | 26,9 | Calcarenito fino com níveis pelíticos escuros | Lagoa do Jacaré |
| CDT678 | MB-14-(32,9) | 11,17 | -10,13 | 32,9 | | |
| CDT676 | MB-14-(40) | 11,34 | -6,93 | 40 | | |
| CDT669 | MB-14-(64,3) | 10,25 | -8,59 | 64,3 | | |
| CDT667 | MB-14-(69,95) | 10,65 | -7,96 | 69,95 | | |
| CDT666 | MB-14-(72,95) | 10,26 | -7,76 | 72,95 | | |
| CDT663 | MB-14-(81,45) | -2,55 | -8,60 | 81,45 | | |
| CDT658 | MB-14-(95,3) | 12,69 | -6,08 | 95,3 | | |
| CDT647 | MB-14-(148,7) | 2,10 | -13,44 | 148,7 | Siltito marrom à esverdeado com filmes carbonáticos | Serra de Santa Helena |
| CDT646 | MB-14-(182,6) | 7,44 | -12,70 | 182,6 | | |
| CDT643 | MB-14-(225,4) | -0,16 | -7,54 | 225,4 | | |
| CDT642 | MB-14-(228,4) | -0,85 | -7,89 | 228,4 | | |
| CDT641 | MB-14-(231,35) | 3,39 | -12,92 | 231,35 | | |
| CDT640 | MB-14-(234,45) | 3,54 | -13,24 | 234,45 | | |
| CDT639 | MB-14-(234,75) | 6,76 | -6,50 | 234,75 | | |
| CDT637 | MB-14-(243,05) | 6,09 | -12,92 | 243,05 | | |
| CDT636 | MB-14-(245,7) | 8,26 | -12,84 | 245,7 | | |
| CDT633 | MB-14-(267,75) | 11,18 | -12,17 | 267,75 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------|---|-----------------------|
| CDT632 | MB-14-(270,75) | 12,16 | -12,67 | 270,75 | | |
| CDT630 | MB-14-(277,9) | 8,67 | -6,79 | 277,9 | | |
| CDT621 | MB-14-(297,1) | 11,98 | -7,67 | 297,1 | | |
| CDT620 | MB-14-(298,1) | 11,74 | -8,04 | 298,1 | | |
| CDT617 | MB-14-(309,6) | 11,01 | -3,71 | 309,6 | | |
| CDT616 | MB-14-(312,6) | 12,27 | -7,53 | 312,6 | | |
| CDT615 | MB-14-(315,5) | 11,84 | -8,11 | 315,5 | Siltito marrom à esverdeado com filmes carbonáticos | Serra de Santa Helena |
| CDT614 | MB-14-(319,6) | 11,70 | -8,02 | 319,6 | | |
| CDT613 | MB-14-(322,7) | 10,32 | -6,22 | 322,7 | | |
| CDT611 | MB-14-(328,55) | -2,70 | -6,01 | 328,55 | Doloarenito com níveis de dolorudito róseo, com níveis carstificados com presença de estromatólitos | Lagoa Santa |
| CDT607 | MB-14-(338,75) | 8,23 | -2,05 | 338,75 | Doloarenito com níveis de dolorudito róseo, com níveis carstificados com presença de estromatólitos | |
| CDT606 | MB-14-(339,75) | 7,85 | -1,84 | 339,75 | | |
| CDT604 | MB-14-(341,5) | 7,98 | -2,17 | 341,5 | | |
| CDT603 | MB-14-(342,5) | 6,78 | -3,37 | 342,5 | | |
| CDT602 | MB-14-(343,5) | 4,20 | -4,43 | 343,5 | | |
| CDT601 | MB-14-(345) | 3,26 | -4,75 | 345 | | |
| CDT600 | MB-14-(346) | 3,69 | -4,56 | 346 | | |
| CDT599 | MB-14-(347) | 4,18 | -3,99 | 347 | | |
| CDT598 | MB-14-(348) | 2,09 | -4,97 | 348 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------|--|---------|
| CDT597 | MB-14-(349) | 3,65 | -4,64 | 349 | Cacilutito cinza com bandas de siltito cinza | |
| CDT596 | MB-14-(349,7) | 5,01 | -3,74 | 349,7 | | |
| CDT594 | MB-14-(359,35) | 5,37 | -3,29 | 359,35 | | |
| CDT593 | MB-14-(360,35) | 2,88 | -4,22 | 360,35 | | |
| CDT592 | MB-14-(361,35) | 4,80 | -4,63 | 361,35 | | |
| CDT591 | MB-14-(362,35) | 3,70 | -7,09 | 362,35 | | |
| CDT590 | MB-14-(363,35) | 3,00 | -7,38 | 363,35 | | |
| CDT589 | MB-14-(364,35) | 2,52 | -7,15 | 364,35 | | |
| CDT588 | MB-14-(365,4) | 6,78 | -5,45 | 365,4 | | |
| CDT586 | MB-14-(367,4) | 4,04 | -6,83 | 367,4 | | |
| CDT585 | MB-14-(368,4) | 4,87 | -6,49 | 368,4 | | |
| CDT584 | MB-14-(369,8) | 3,89 | -7,82 | 369,8 | | |
| CDT583 | MB-14-(370,8) | 5,37 | -6,18 | 370,8 | | |
| CDT582 | MB-14-(371,8) | 4,43 | -3,95 | 371,8 | | |
| CDT581 | MB-14-(372,8) | 3,77 | -9,89 | 372,8 | | |
| CDT580 | MB-14-(373,6) | 2,18 | -10,57 | 373,6 | | |
| CDT579 | MB-14-(374,6) | 0,99 | -12,33 | 374,6 | | |
| CDT578 | MB-14-(375,6) | 2,04 | -10,79 | 375,6 | | |
| CDT577 | MB-14-(376,6) | 1,13 | -11,85 | 376,6 | | |
| CDT576 | MB-14-(377,6) | 0,92 | -11,21 | 377,6 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------|-----------|---------|
| CDT575 | MB-14-(378,6) | 1,38 | -11,05 | 378,6 | | |
| CDT574 | MB-14-(379,6) | 0,52 | -11,29 | 379,6 | | |
| CDT573 | MB-14-(380,6) | 0,79 | -10,70 | 380,6 | | |
| CDT572 | MB-14-(381,6) | 0,89 | -10,79 | 381,6 | | |
| CDT571 | MB-14-(382,75) | 0,47 | -11,17 | 382,75 | | |
| CDT570 | MB-14-(383,75) | 1,01 | -11,15 | 383,75 | | |
| CDT569 | MB-14-(385,5) | 0,98 | -11,23 | 385,5 | | |
| CDT568 | MB-14-(386,55) | 0,80 | -10,80 | 386,55 | | |
| CDT567 | MB-14-(387,25) | 0,59 | -10,80 | 387,25 | | |
| CDT566 | MB-14-(387,95) | 0,23 | -11,12 | 387,95 | | |
| CDT565 | MB-14-(388,65) | 0,84 | -10,32 | 388,65 | | |
| CDT564 | MB-14-(389,35) | 0,82 | -10,03 | 389,35 | | |
| CDT563 | MB-14-(390,15) | 1,21 | -7,05 | 390,15 | | |
| CDT562 | MB-14-(396,25) | 2,30 | -4,23 | 396,25 | | |
| CDT561 | MB-14-(397,25) | 0,90 | -9,36 | 397,25 | | |
| CDT560 | MB-14-(398,25) | 0,76 | -9,29 | 398,25 | | |
| CDT559 | MB-14-(399,25) | 0,52 | -9,03 | 399,25 | | |
| CDT558 | MB-14-(400,9) | 1,16 | -9,05 | 400,9 | | |
| CDT557 | MB-14-(403,9) | 0,27 | -9,05 | 403,9 | | |
| CDT556 | MB-14-(407,2) | 0,38 | -8,43 | 407,2 | | |
| CDT555 | MB-14-(410,1) | 0,67 | -8,86 | 410,1 | | |
| CDT554 | MB-14-(412,7) | 0,01 | -8,92 | 412,7 | | |
| CDT553 | MB-14-(415,3) | 0,57 | -8,11 | 415,3 | | |
| CDT552 | MB-14-(418,1) | 0,81 | -7,75 | 418,1 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade | |
|---------|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------|--|----------------------|--|
| CDT551 | MB-14-(421,1) | 1,25 | -7,66 | 421,1 | | Formação Sete Lagoas | |
| CDT550 | MB-14-(423,85) | 1,61 | -7,54 | 423,85 | | | |
| CDT549 | MB-14-(426,55) | 0,81 | -7,84 | 426,55 | | | |
| CDT548 | MB-14-(429,55) | 0,94 | -7,38 | 429,55 | | | |
| CDT547 | MB-14-(432,6) | 1,25 | -7,58 | 432,6 | | | |
| CDT546 | MB-14-(435,6) | 1,12 | -7,89 | 435,6 | | | |
| CDT545 | MB-14-(438,75) | 1,45 | -8,18 | 438,75 | | | |
| CDT544 | MB-14-(441,75) | 1,29 | -8,24 | 441,75 | | | |
| CDT543 | MB-14-(443,45) | 1,04 | -7,93 | 443,45 | | | |
| CDT542 | MB-14-(447,95) | 1,07 | -7,53 | 447,95 | | | |
| CDT541 | MB-14-(450,6) | 1,00 | -7,38 | 450,6 | | | Cacilutito cinza com níveis pelíticos carbonosos |
| CDT540 | MB-14-(453,6) | 1,04 | -7,35 | 453,6 | | | |
| CDT539 | MB-14-(456,6) | 1,25 | -7,69 | 456,6 | | | |
| CDT538 | MB-14-(461,25) | 2,31 | -6,86 | 461,25 | | | |
| CDT537 | MB-14-(464,2) | 1,23 | -6,93 | 464,2 | | | |
| CDT536 | MB-14-(467,4) | 1,19 | -7,44 | 467,4 | | | |
| CDT535 | MB-14-(470,3) | 1,13 | -7,41 | 470,3 | | | |
| CDT534 | MB-14-(473,05) | 1,33 | -7,05 | 473,05 | Cacilutito cinza com níveis pelíticos carbonosos | | |
| CDT533 | MB-14-(476,05) | 1,04 | -7,13 | 476,05 | | | |
| CDT532 | MB-14-(479,1) | 1,31 | -7,23 | 479,1 | | | |
| CDT531 | MB-14-(481,9) | 0,89 | -7,34 | 481,9 | | | |
| CDT530 | MB-14-(484,9) | 0,96 | -7,43 | 484,9 | | | |
| CDT529 | MB-14-(486,15) | 9,70 | -5,05 | 486,15 | | | |
| CDT528 | MB-14-(490,1) | 1,16 | -7,47 | 490,1 | | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------|-----------|---------|
| CDT527 | MB-14-(493,35) | 1,15 | -7,63 | 493,35 | | |
| CDT526 | MB-14-(496,15) | 0,77 | -7,16 | 496,15 | | |
| CDT525 | MB-14-(499,3) | 0,31 | -7,60 | 499,3 | | |
| CDT524 | MB-14-(502,15) | 0,95 | -7,36 | 502,15 | | |
| CDT523 | MB-14-(505,15) | 1,04 | -6,58 | 505,15 | | |
| CDT522 | MB-14-(507,75) | 0,75 | -7,02 | 507,75 | | |
| CDT521 | MB-14-(510,75) | 0,69 | -7,16 | 510,75 | | |
| CDT520 | MB-14-(513,05) | 1,17 | -6,86 | 513,05 | | |
| CDT519 | MB-14-(516) | 1,08 | -6,92 | 516 | | |
| CDT518 | MB-14-(519) | 1,13 | -6,73 | 519 | | |
| CDT517 | MB-14-(522) | 0,74 | -6,99 | 522 | | |
| CDT516 | MB-14-(525,05) | 0,91 | -6,95 | 525,05 | | |
| CDT515 | MB-14-(527,5) | 0,37 | -6,75 | 527,5 | | |
| CDT514 | MB-14-(530,3) | 0,39 | -7,03 | 530,3 | | |
| CDT513 | MB-14-(533,4) | -0,02 | -7,26 | 533,4 | | |
| CDT511 | MB-14-(538,7) | 0,10 | -6,78 | 538,7 | | |
| CDT510 | MB-14-(541,7) | -0,84 | -7,24 | 541,7 | | |
| CDT509 | MB-14-(545,7) | 0,24 | -6,92 | 545,7 | | |
| CDT508 | MB-14-(549,3) | 0,01 | -6,70 | 549,3 | | |
| CDT507 | MB-14-(552,55) | -0,12 | -6,68 | 552,55 | | |
| CDT506 | MB-14-(555,55) | -0,47 | -6,76 | 555,55 | | |
| CDT505 | MB-14-(558,55) | -0,61 | -7,04 | 558,55 | | |
| CDT504 | MB-14-(561,7) | -0,51 | -7,27 | 561,7 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------|--|----------------------|
| CDT503 | MB-14-(564,6) | -0,51 | -7,25 | 564,6 | Cacilutito cinza com níveis pelíticos carbonosos | Formação Sete Lagoas |
| CDT502 | MB-14-(567) | -0,75 | -7,29 | 567 | | |
| CDT501 | MB-14-(569,9) | -0,71 | -7,55 | 569,9 | | |
| CDT500 | MB-14-(573,3) | -4,24 | -9,25 | 573,3 | | |
| CDT499 | MB-14-(576,5) | -0,95 | -7,43 | 576,5 | | |
| CDT498 | MB-14-(579,5) | -1,50 | -7,67 | 579,5 | | |
| CDT497 | MB-14-(582,5) | -0,68 | -7,70 | 582,5 | | |
| CDT496 | MB-14-(598,05) | -0,59 | -7,61 | 598,05 | | |
| CDT495 | MB-14-(600,5) | -0,80 | -7,78 | 600,5 | | |
| CDT494 | MB-14-(603,85) | -0,04 | -7,68 | 603,85 | | |
| CDT493 | MB-14-(606,95) | -0,44 | -7,60 | 606,95 | | |
| CDT492 | MB-14-(618,5) | -0,28 | -7,87 | 618,5 | | |
| CDT491 | MB-14-(621,6) | 0,41 | -7,46 | 621,6 | | |
| CDT490 | MB-14-(624,6) | -0,02 | -7,46 | 624,6 | | |
| CDT489 | MB-14-(627,9) | 0,07 | -7,63 | 627,9 | | |
| CDT488 | MB-14-(630,85) | 0,00 | -7,70 | 630,85 | | |
| CDT487 | MB-14-(633,55) | -0,61 | -7,56 | 633,55 | | |
| CDT486 | MB-14-(636,5) | -0,15 | -8,42 | 636,5 | | |
| CDT485 | MB-14-(639,5) | -1,91 | -8,19 | 639,5 | | |
| CDT484 | MB-14-(642,6) | -3,19 | -8,51 | 642,6 | | |
| CDT483 | MB-14-(645,7) | -4,11 | -9,40 | 645,7 | | |
| CDT482 | MB-14-(648,75) | -0,51 | -7,11 | 648,75 | | |
| CDT481 | MB-14-(651,6) | -0,48 | -7,51 | 651,6 | | |

| Num_Lab | Amostra | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Profundidade | Litologia | Unidade |
|---------|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------|--|---------|
| CDT480 | MB-14-(654,6) | -0,35 | -7,81 | 654,6 | | |
| CDT479 | MB-14-(657,8) | -0,24 | -7,70 | 657,8 | | |
| CDT478 | MB-14-(658,95) | -4,97 | -13,94 | 658,95 | | |
| CDT477 | MB-14-(659,75) | -4,87 | -13,26 | 659,75 | | |
| CDT476 | MB-14-(661,1) | -5,04 | -13,25 | 661,1 | | |
| CDT475 | MB-14-(661,6) | -4,68 | -12,94 | 661,6 | | |
| CDT474 | MB-14-(662,1) | -4,76 | -12,99 | 662,1 | | |
| CDT473 | MB-14-(671,7) | -3,39 | -6,73 | 671,7 | | |
| CDT472 | MB-14-(674,7) | -2,66 | -6,30 | 674,7 | | |
| CDT471 | MB-14-(677,95) | -3,05 | -6,56 | 677,95 | | |
| CDT470 | MB-14-(678,7) | -3,19 | -6,78 | 678,7 | Dolomitos com intercalações calcíticas e pelíticas | |
| CDT469 | MB-14-(680,8) | -3,21 | -6,83 | 680,8 | | |
| CDT468 | MB-14-(681,95) | -2,90 | -6,57 | 681,95 | | |

4.1.6- Micropaleontologia dos testemunhos de sondagem 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG

24 amostras do testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG foram analisadas, entretanto apenas 14 amostras apresentaram resultados positivos para microfósseis, enquanto que 31 amostras foram analisadas no testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG, sendo que 15 apresentaram resultados positivos (Tabelas 4.1.5 e 4.1.6). Os acritarcos identificados foram esferomorfos (acritarcos esféricos, sem presença de processos), acantomorfos e poligomorfos. As espécies descritas foram comparadas com espécimes descritas para rochas do Neoproterozoico de diferentes localidades (Schopf & Klein 1992; Beghin *et al.* 2017; Simoneti & Fairchild 2000; Xiao *et al.* 2014; Retalack, 2015).

A maior parte dos materiais descritos apresenta-se bem escura, porém os microfósseis tornam-se mais claros nas amostras provenientes dos níveis mais superiores da Formação Sete Lagoas. Tal fato pode ser observado comparando-se os aspectos dos fósseis dos níveis 459,55m e 339,5m de 1-PSB-13-MG. Este fato também é verificado em relação as matérias orgânicas amorfa.

Na Fig. 4.1.7 são apresentados os acritarcos identificados em 1-PSB-13-MG nível 637,15m. Esses acritarcos se relacionam aos identificados por Simoneti & Fairchild (2000). Este nível localiza-se abaixo dos diamictitos deste furo (Formação Jequitai).

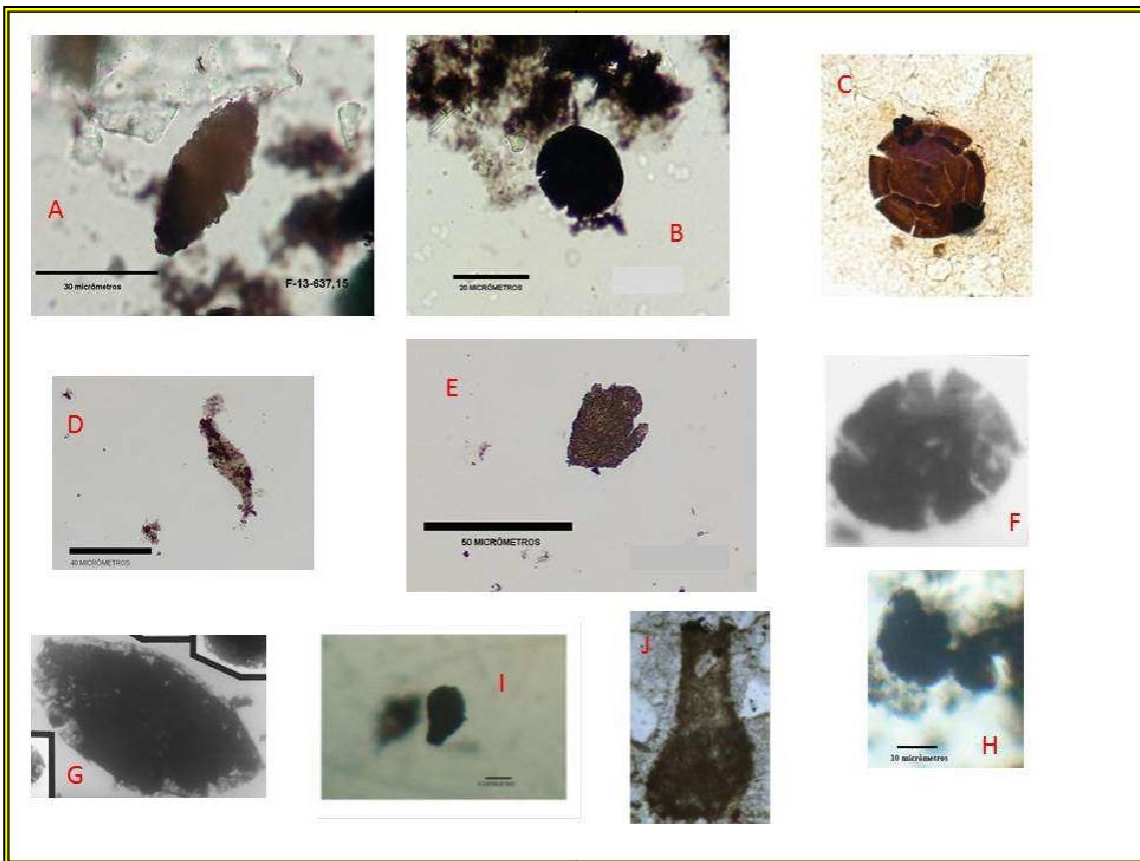


Figura 4.1.7– Palinofósseis identificados no testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG (nível de amostragem: 637,15m) e exemplares usados para comparação em trabalhos publicados: A- Morfotipo oblato com parede serrilhada semelhante a G. B- *Leiosphaeridia ternata* (Furo 13). C- *Leiosphaeridia ternata* (Beghin et al., 2017). D-Morfotipo semelhante a netromorphita (Furo 13). E -Morfotipo com superfície rugosa (PSB- 13). F- *Leiosphaeridia ternata* (Simoneti & Fairchild (2000). G- *Leiosphaeridia* sp. (Simoneti & Fairchild (2000). H- *Leiosphaeridia ternata* Grupo Vazante (MG). I-*Vase Shape Microfossils* (VSM) no Membro Sumidouro (Grupo Vazante-MG). J- VSM da Formação Jiayuan, do Toniano (Xiao *et al.*, 2014).

Na Fig. 4.1.8, são apresentados acritarcos esféricos com diâmetro entre 5 e 10 μm e pequenos processos arredondados a triangulares. Estes acritarcos representam zonas de abundância presentes em 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG.

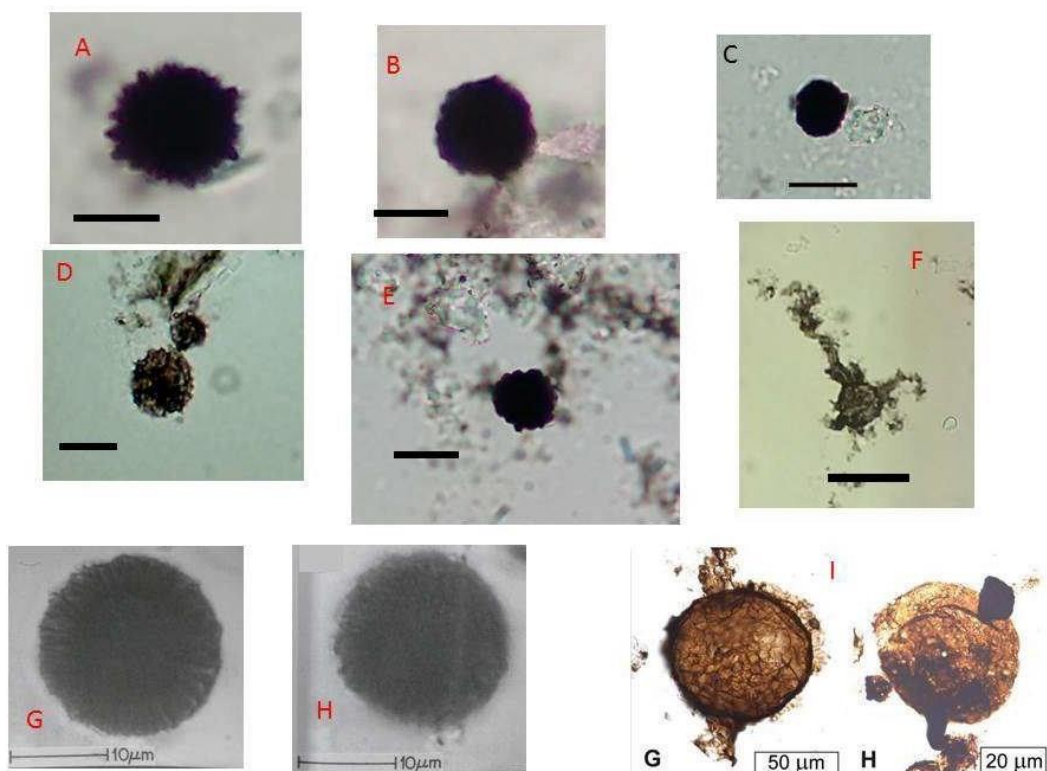


Figura 4.1.8 – Palinofósseis identificados nos testemunhos de sondagem 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG e exemplares usados para comparação em trabalhos publicados (escala em A,B,C,D e E- 10 micrômetros; em F- 30 micrômetros): A-Morfotipo esférico com processos triangulares presente no nível 419,75m de 1-PSB-14-MG . B- Morfotipo esférico presente no nível 459,55m de PSB-13. C-Morfotipo semelhante a B no nível 430m de 1-PSB-14-MG, também representando uma biozonas de abundância. D- Morfotipos esféricos com paredes enrugadas em bom estado de preservação presentes no nível 419,75m de 1-PSB-14-MG. E-Morfotipo esférico com processos arredondados presentes no nível 507,8m de PSB-13. F- Morfotipo esférico com presença de apêndice (processo) do grupo dos acantomorfos presente no nível 419,75m de 1-PSB-14-MG; G e H – *Paracrassosphaera dedalea* Formação Moty (Rússia), 540Ma, semelhante aos morfotipos B e C. I- *Germinisphaera* sp. acritarcos relacionados a cistos de fungos do ediacariano da Austrália (Retalack, 2015).

A Fig. 4.1.9 refere-se a acritarcos identificados no nível 339,5m de 1-PSB-13-MG, relacionando- se ao tipo poligomorfo.

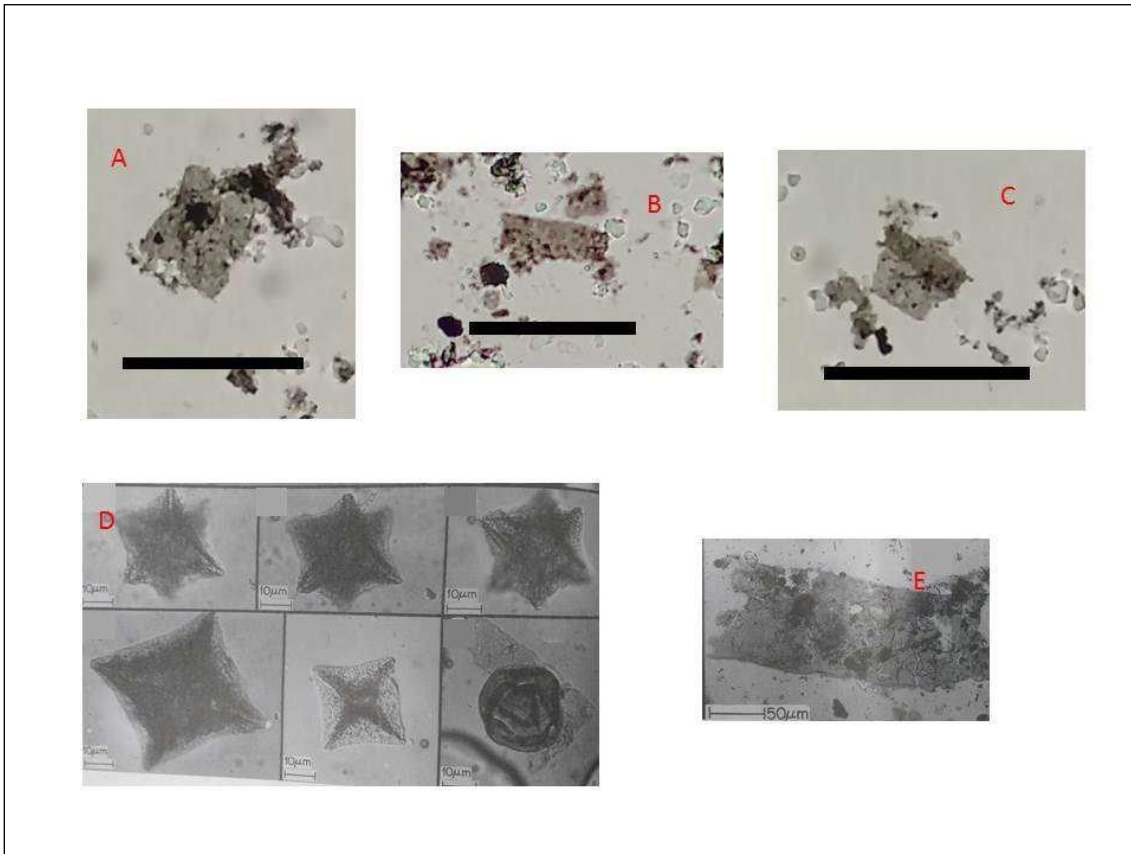


Figura 4.1.9 – Palinofósseis identificados em 1-PSB-13-MG (nível de amostragem: 339,5m) e exemplares usados para comparação em trabalhos publicados (escala em A,B e C: 40 micrômetros): A, B e C- Acritarcos do tipo poligomorfo. D- *Octoedryxium truncatum*, Formação Derlo, Ucrânia (aproximadamente 600Ma). E-*Taenitichoides jarischevicus* Formação Yaryshev, Ucrânia (aproximadamente 600 Ma) (Schopf & Klein 1992)

Tabela 4.1.5 – Dados palinológicos do testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG

| Num_Lab | Amostra | Profundidade | Litologia | Unidade | Fóssil | Observação |
|---------|----------------|--------------|--|--|---|--|
| CDT444 | MB-13-(637,15) | 637,15 | Arenito bem selecionado - médio-grosso | pré-Bambuí | <i>Leiosphaeridia ternata</i> ; <i>Leiosphaeridia sp.</i> ; <i>Leiofusa sp</i> | - |
| CDT445 | MB-13-(626,25) | 626,25 | | | <i>Leiosphaeridia ternata</i> | |
| CDT446 | MB-13-(603) | 603 | Siltito carbonoso escuro | | <i>Leiosphaeridia sp.</i> ; <i>Leiosphaeridia ternata</i> | |
| CDT447 | MB-13-(556,45) | 556,45 | Diamictio | | | |
| CDT448 | MB-13-(540,35) | 540,35 | Dololutito | contato pré-Bambuí / Membro Pedro Leopoldo | Ausente | |
| CDT449 | MB-13-(538,85) | 538,85 | | | | |
| CDT450 | MB-13-(524,6) | 524,6 | Calcilutuito/dololutito com níveis calcícticos | piritas disseminadas | | |
| CDT451 | MB-13-(515) | 515 | Calcilutuito com níveis pelíticos carbonosos escuros | Formação Sete Lagoas | Morfotipo esférico com processos arredondados | contato Membro Pedro Leopoldo com Membro Lagoa Santa |
| CDT452 | MB-13-(507,8) | 507,8 | | | <i>Paracrassosphaera dedalea</i> | abundância |
| CDT453 | MB-13-(490,7) | 490,7 | | | Ausente | - |
| CDT454 | MB-13-(483,5) | 483,5 | | | | |
| CDT455 | MB-13-(476,15) | 476,15 | | | | |
| CDT456 | MB-13-(466,9) | 466,9 | | | <i>Paracrassosphaera dedalea</i> | abundância |
| CDT457 | MB-13-(459,55) | 459,55 | | | | |
| CDT458 | MB-13-(450,1) | 450,1 | | | | |
| CDT459 | MB-13-(441,95) | 441,95 | | | | |
| CDT460 | MB-13-(432,7) | 432,7 | | | | Ausente |
| CDT461 | MB-13-(421) | 421 | | | | |

| Num_Lab | Amostra | Profundidade | Litologia | Unidade | Fóssil | Observação |
|---------|----------------|--------------|---|----------------------|--|--|
| CDT462 | MB-13-(408,4) | 408,4 | Calcilutuito com níveis pelíticos carbonosos escuros | Formação Sete Lagoas | Ausente | - |
| CDT463 | MB-13-(381,8) | 381,8 | | | | |
| CDT464 | MB-13-(375,45) | 375,45 | | | | |
| CDT465 | MB-13-(339,5) | 339,5 | | | <i>Octoedryxium truncatum</i> ; <i>Taenitichoides jarischevicus</i> | |
| CDT466 | MB-13-(288,15) | 288,15 | Calcarenito com níveis de brechas (intraclastos) granulos | Formação Sete Lagoas | <i>Taenitichoides jarischevicus</i> | calcarenito grosso com seixos e granulos. Presença de vênulas de fluorita |
| CDT467 | MB-13-(241,7) | 241,7 | | | <i>Taenitichoides jarischevicus</i> ; <i>Octoedryxium truncatum</i> | |

Tabela 4.1.6 – Dados palinológicos do testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG

| Num_Lab | Amostra | Profundidade | Litologia | Unidade | Fósseis | Observação |
|---------|----------------|--------------|---|-----------------------|--------------------------------|------------|
| CDT718 | MB-14-(28,6) | 28,6 | Calcarenito fino com níveis pelíticos escuros | Lagoa do Jacaré | Ausentes | |
| CDT717 | MB-14-(45,95) | 45,95 | | | | |
| CDT716 | MB-14-(63,3) | 63,3 | | | | |
| CDT715 | MB-14-(73,35) | 73,35 | | | | |
| CDT714 | MB-14-(89,1) | 89,1 | | | ? | |
| CDT713 | MB-14-(101,1) | 101,1 | | | | |
| CDT712 | MB-14-(108,9) | 108,9 | | | | |
| CDT719 | MB-14-(14,7) | 14,7 | | | | |
| CDT705 | MB-14-(257) | 257 | Siltito marrom à esverdeado com filmes carbonáticos | Serra de Santa Helena | Morfotipo esférico escuro | - |
| CDT702 | MB-14-(316,45) | 316,45 | | | | |
| CDT704 | MB-14-(279,05) | 279,05 | | | | |
| CDT706 | MB-14-(251) | 251 | | | | |
| CDT708 | MB-14-(217,5) | 217,5 | | | | |
| CDT709 | MB-14-(196,05) | 196,05 | | | | |
| CDT710 | MB-14-(151,1) | 151,1 | | | | |
| CDT711 | MB-14-(127,85) | 127,85 | | | | |
| CDT707 | MB-14-(241,3) | 241,3 | | | | |
| CDT703 | MB-14-(304,8) | 304,8 | | | | |
| CDT701 | MB-14-(419,75) | 419,75 | Brecha intra formacional e calcilito cinza com seixos e | Formação Sete Lagoas | <i>Octoedryxium truncatum?</i> | |

| Num_Lab | Amostra | Profundidade | Litologia | Unidade | Fósseis | Observação |
|---------|----------------|--------------|---|----------------------|--|------------|
| CDT699 | MB-14-(478,1) | 478,1 | Cacilutito cinza com níveis pelíticos carbonosos | Formação Sete Lagoas | <i>Paracrassosphaera dedalea</i> | Abundância |
| CDT694 | MB-14-(576,15) | 576,15 | | | <i>Paracrassosphaera dedalea</i> | |
| CDT695 | MB-14-(556,4) | 556,4 | | | <i>Paracrassosphaera dedalea</i> ; <i>Germinisphaera sp</i> | |
| CDT696 | MB-14-(532,4) | 532,4 | | | <i>Paracrassosphaera dedalea</i> ; <i>Germinisphaera sp</i> | |
| CDT698 | MB-14-(494,35) | 494,35 | | | <i>Paracrassosphaera dedalea</i> | |
| CDT700 | MB-14-(455,05) | 455,05 | | | <i>Paracrassosphaera dedalea</i> | |
| CDT697 | MB-14-(506) | 506 | | | | |
| CDT693 | MB-14-(598,35) | 598,35 | Calculutito com intercalações de siltito marrom | | Ausentes | - |
| CDT692 | MB-14-(643,5) | 643,5 | Calculutito com intercalações de siltito marrom e pseudomorfos de aragonita | | | |
| CDT689 | MB-14-(681,95) | 681,95 | | | <i>Leiosphaeridia sp.</i> | |
| CDT691 | MB-14-(663,25) | 663,25 | Siltito marron com intercalações calcíticas e dolomíticas na base | | Ausentes | |
| CDT690 | MB-14-(670,55) | 670,55 | | | Morfotipo oblato escuro | |

4.1.7-Discussões e conclusões

Dados isotópicos e litológicos:

A análise dos testemunhos de sondagem 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG permite identificar que o contato basal da Formação Sete Lagoas com embasamento ocorre sobre rochas de diferentes idades, podendo estar sobre diamictitos da Glaciação Marinoana (~ 630 Ma) e o embasamento granito-gnáissico do Arqueano ao Paleoproterozoico, indicando que o Grupo Bambuí foi depositado sobre uma significativa discordância. Os dolomitos de capa mostram, em um dos testemunhos, finas camadas de pseudomorfos de aragonite (Fig. 4.1.5), estrutura comum dessa unidade (Hoffman et al., 1988; Foffman e Schrag, 2002; Babinski et al., 2007) e ocorrem com espessuras variando entre 14 metros (1-PSB- 13-MG), e 24 metros (1-PSB-14-MG). Afloramentos com espessuras entre 1-2 metros de dolomitos de capa foram também descritos recobrimdo um embasamento gnáissico na região de Januária, MG e Correntina, Ba (Caxito et al., 2012; Uhlein et al., 2019). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ no interval do dolomito de capa varia da sua base em torno de -3‰ diminuindo de valor em direção ao topo para valores em torno de -6‰, em concordância com diversos dolomitos de capa de idade Marinoana (Kaufman et al., 1997; Halverson et al., 2005; Hoffman, 2011; Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014; Uhlein et al., 2019). Os valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ persistem nos calcários que sucedem ao dolomito de capa, passando gradualmente a valores positivos, entretanto acima da camada de dolarenitos a mudança é relativamente abrupta passando para altos valores de isótopos de carbono, padrão que coincide com os encontrados em diferentes localidades do Grupo Bambuí, confirmando assim uma forte correlação regional entre os dados quimioestratigráficos (Martins e Lemos, 2007; Santos et al., 2000, 2004; Alvarenga et al., 2007, 2012, 2014; Uhlein et al., 2019). Curvas de isótopos de Carbono da Formação Maiberg, Namibia (Halverson et al., 2005; Hoffman, 2011) apresentam muita semelhança com as encontradas para a Formação Sete Lagoas, inclusive no que diz respeito ao aumento abrupto positivo dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, denominados de como *Hüttenberg anomaly* no noroeste da Namíbia (Cui et al., 2018).

Valores muito negativos de isótopos de Oxigênio podem estar representando processos diagenéticos e/ou hidrotermais, entretanto os valores mais elevados podem ser relacionados a dados primários das fácies de carbonato marinho do Grupo Bambuí (Knauth e Kennedy, 2009; Kah, 2000; Kah et al., 2012).

Dados palinológicos:

A ocorrência estratigráfica dos microfósseis identificados nos testemunhos 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG são mostrados na Tab. 4.1.7, que inclui também informações sobre suas localidades de ocorrência e intervalos de idades.

Leiofusa sp. pertence ao grupo Netromorphytae que ocorre do Pré-Cambriano ao Triássico (Armstrong & Brasier 2005); foi descrito no Grupo Jixian, Formação Hongshuizhuang, China, de 1250 Ma (Xing & Liu 1973 in Schopf & Klein 1992) e na Formação Pestrotsvet, na Sibéria com 540 Ma (Timofeev 1966 in Schopf & Klein 1992). Este gênero foi encontrada no Grupo Paranoá do poço 1-PSB-13-MG.

Leiosphaeridia ternata (Timofeev 1966) foi descrita por Simonetti & Fairchild (2000) no testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG em níveis inferiores a 637 metros, ou seja, na sequência abaixo dos diamictitos da Formação Jequitáí não sendo identificados nas amostras provenientes do Grupo Bambuí tanto em 1-PSB-13-MG como em 1-PSB-14-MG. O mesmo intervalo, amostrado para essa pesquisa, confirmou também a existência de *Leiosphaeridia ternata* (Tab. 4.1.7).

Paracrassosphaera dedalea (Rudavskaja 1973) foi descrita na Formação Moty Ediacariano da Sibéria, 540 Ma (Fajzulina & Treshchetenkova, 1979), tendo sido descrita na Formação Sete Lagoas dos dois poços estudados (Tab. 4.1.7).

Octoedryxium truncatum (Rudavskaja 1973), acritarco poligomorfo, foi descrita na Formação Lakhanda, Sibéria, de 950 M.a. (Timofeev 1976); no Grupo Visingsö, Suécia de 775 Ma (Vidal 1976b); o Grupo Barents Sea, Formação Batsfjord, Noruega, de 730M.a. (Vidal and Siedlecka 1983); na Formação Muhos, Finlândia de 650 Ma (Tynni & Uutela 1984); Formação Derlo, antiga União Soviética de 600 Ma (Rudavskaja 1973); Grupo Tillito, Groenlândia, de 600 Ma (Vidal 1979) e na Formação Moty, Sibéria, de 540 Ma (Rudavskaja in Myatlyuk et al 1973). Nesta pesquisa, *Octoedryxium truncatum* foi identificado em amostras da Formação Sete Lagoas (Tab. 4.1.7).

Germinisphaera sp. foi descrito na Formação Dashka de 750 M.a. (Mikhajlova, 1986) e na Formação Zin'kov de 600 Ma (Schopf & Klein 1992). Retallack (2015) relacionou este gênero a cistos de fungos do Ediacariano da Austrália. Este acritarco acantomorfo foi encontrada apenas na Formação Sete Lagoas do poço 1-PSB-14-MG (Tab.4.1.7).

Taenitichoides jarischevicus (Aseejeva 1983) foi descrita na Formação Yaryshev, antiga União Soviética, 610 Ma (Aseeva & Velikanov, 1983). Exemplares desta espécie foram encontrados em amostras provenientes da Formação Sete Lagoas no testemunho 1-PSB-13-MG (Tab. 4.1.7).

Tabela 4.1.7 – Acritarcos identificados nos testemunhos 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG e suas ocorrências geográficas e geocronológicas.

| Fóssil | Grupo | Formação | Idade | Referência | Furo 1-PSB-13-MG | | Furo 1-PSB-14-MG | |
|---|---------------------------|---|------------|---|------------------|-----------------|--------------------------|--|
| | | | | | Profundidade | Unidade | Profundidade | Unidade |
| <i>Leiofusa</i> sp. | Jixian | Pestrotsvet (Sibéria) | 540 M.a. | Timofeev 1966 | 637,15 m | Pré-Bambuí | - | - |
| | - | Hong Shui Zhuang (China) | 1251 M.a. | Xing, Y. & Liu, K. 1974 | | | | |
| <i>Leiosphaeridia</i> sp. | - | - | - | - | 637,15 a 603 | Pré-Bambuí | 151,1 a 241,3; 681,95 | Fm. Serra de Santa Helena Fm. Sete Lagoas |
| <i>Leiophaeridia ternata</i> (Timofeev 1966) | Bambuí | Jequitai | Pré-Bambuí | Simonetti & Fairchild (2000) | 637,15 a 604 | Pré-Bambuí | - | - |
| <i>Paracrossosphaera dedalea</i> (Rudavskaja 1973) | - | Formação Moty Ediacariano da Sibéria, | 540 Ma | Rudavskaja 1973 | 490,7 a 459,5 | Fm. Sete Lagoas | 478,1 a 455,5 | Fm. Sete Lagoas |
| | - | Moty | 540 Ma | Rudavskaja in Fajzulina & Treshchetenkova, 1979 | | | | |
| <i>Octoedryxium truncatum</i> (Rudavskaja 1973) | - | Formação Moty, Sibéria | 540 Ma | Rudavskaja & Myatlyuk 1973 | 339,5 a 241,7 | Fm. Sete Lagoas | 419,75 | Fm. Sete Lagoas |
| | - | Formação Derlo, antiga União Soviética | 600 Ma | Rudavskaja 1973 | | | | |
| | Grupo Tilito, Groenlândia | - | 600 Ma | Vidal 1979 | | | | |
| | - | Formação Muhos, Finlândia | 650 Ma | Tynni & Uutela 1984 | | | | |
| | Grupo Barents Sea | Formação Batsfjord, Noruega | 730 Ma | Vidal and Siedlecka 1983 | | | | |
| | Grupo Visingsö, Suécia | - | 775 Ma | Vidal 1976 | | | | |
| | - | Formação Lakhanda, Sibéria | 950 Ma | Timofeev 1976 | | | | |
| <i>Germinisphaera</i> sp. | - | Formação Dashka | 750 Ma | Mikhajlova, 1986 | - | - | 556,4 a 532,4 | Fm. Sete Lagoas |
| | - | Formação Zin'kov | 600 Ma | Schopf & Klein 1992 | | | | |
| <i>Taenitichoides jarischevicus</i> (Aseejeva 1983) | - | Formação Yaryshev, antiga União Soviética | 650 Ma | Velikanov, Aseeva & Fedonkin, 1983 | 339,5 a 241,7 | Fm. Sete Lagoas | - | - |

Os dados palinológicos permitem a diferenciação de, no mínimo, três possíveis biozonas no testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG (Fig. 4.1.10). A primeira zona “A” foi caracterizada pela presença de morfotipos semelhantes aos identificados no trabalho de Simoneti & Fairchild (2000), como *Leiosphaeridia ternata* e *Leiofusa* sp. oriunda de amostras provenientes do que os autores assumiram pertencer ao Grupo Paranoá / Conselheiro Mata, ou seja, considerada de idade Mesoproterozoica. Essa assemblagem ocorre apenas nessa zona. Quarenta metros de diamictitos da Formação Jequitai separam a zona “A” da zona “B”, caracterizada pela abundância de *Paracrassosphaera dedalea* (Fig. 4.1.11). Sobre esta zona, segue-se a zona “C”, caracterizada pela presença de *Octoedryxium truncatum*, e *Taenitichoides jarischevicus*, acritarcos do tipo poligomorfo. A relação entre estas zonas com a curva isotópica de carbono mostra que, os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ na base do Grupo Bambuí marca o início da zona “B” caracterizada pela abundância de *Paracrassosphaera dedalea*, também observada em 1-PSB-14-MG (Fig. 4.1.12).

Quando a curva de valores de $\delta^{13}\text{C}$ passam a assumir valores positivos também é verificada o fim da ocorrência abundante de *Paracrassosphaera dedalea*, o que caracteriza o final da zona “B”. A zona “C”, caracterizada pela presença de acritarcos do tipo poligomorfos, ocorre em calcários e é caracterizada por valores positivos constantes de $\delta^{13}\text{C}$ entre 3,5‰ e 6,0‰, tendo seu limite superior delimitado pelo contato com os dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas.

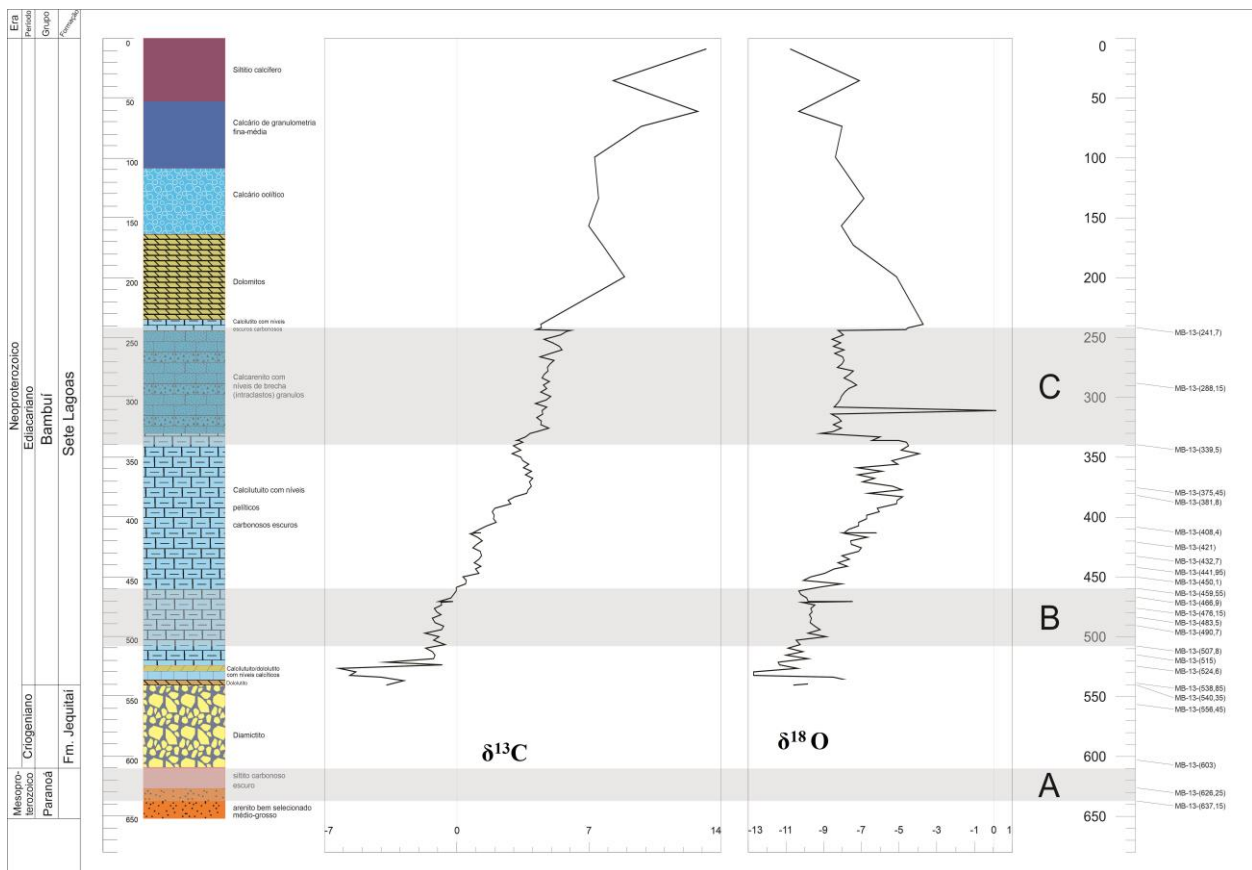


Figura 4.1.10- Distribuição de zonas determinadas por assemblagens de acritarcos no testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG.

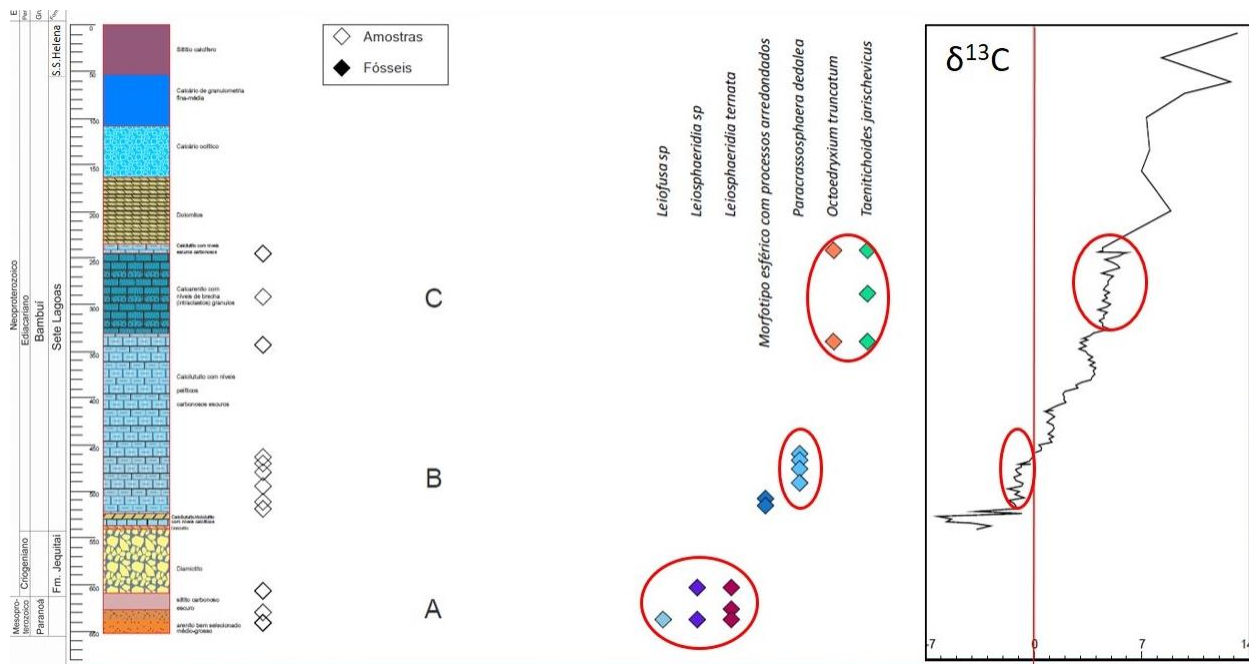


Figura 4.1.11-Distribuição de acritarcos e relação com a curva isotópica no testemunho de sondagem 1-PSB-13-MG. Destaca-se em vermelho as zonas determinadas pela presença de acritarcos e as zonas de abundância definida pela presença abundante de *Paracrassosphaera dedalea*.

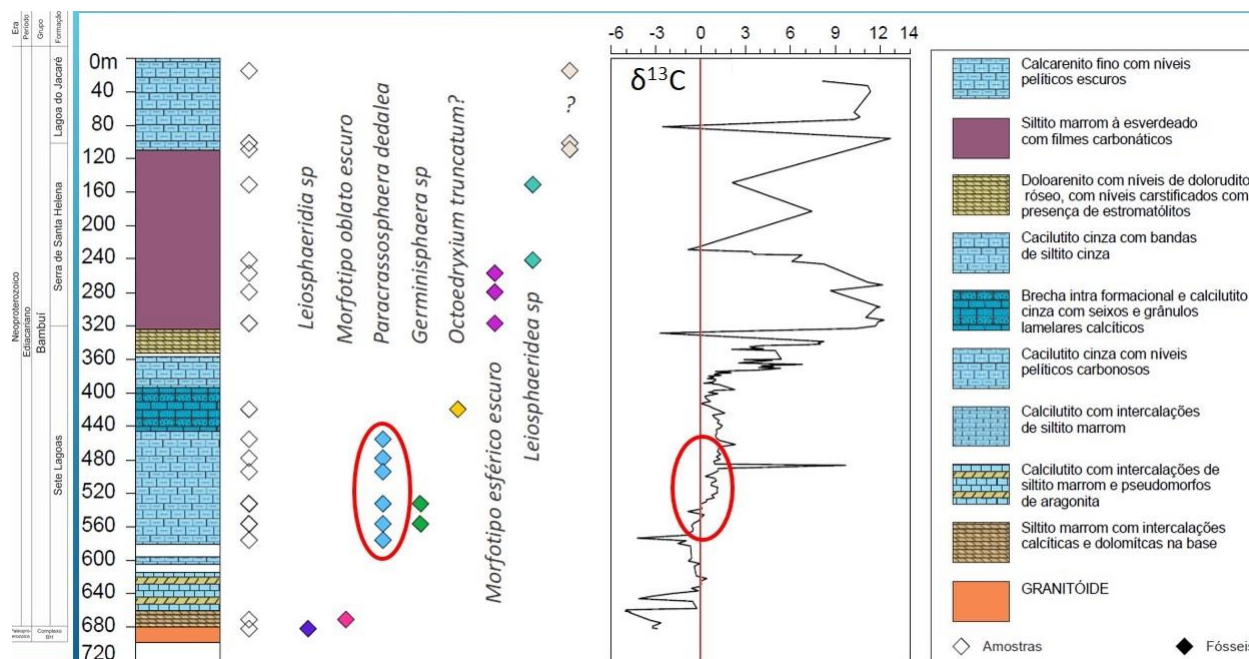


Figura 4.1.12-Distribuição de acritarcos no testemunho de sondagem 1-PSB-14-MG, com indicação da presença de *Paracrassosphaera dedalea*, nível de abundância que também ocorre em 1-PSB-13-MG.

Os acritarcos identificados sugerem o posicionamento do Grupo Bambuí no Ediacariano. Apesar de alguns táxons, como *Leiofusa* sp. apresentarem uma ampla distribuição temporal, os estudos demonstram a eficiência na determinação bioestratigráfica, sendo necessários estudos taxonômicos mais amplos que permitam a identificação em nível de espécie, o que contribuiria para uma maior precisão do refinamento cronoestratigráfico.

Os acritarcos estão presentes nas sucessões carbonáticas da Formação Sete Lagoas, permitindo a identificação de zonas nos dois testemunhos permitindo uma possível correlação bioestratigráfica. A zona de abundância de *Paracrassosphaera dedalea* no testemunho 1-PSB-13-MG encontra-se com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0 e -1,5‰, enquanto que no testemunho 1-PSB-14-MG ocorre com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 1,04‰ e 2,31‰. Considerando que essa zona de abundância ocorre em posições estratigráficas diferente de uma mesma litofácies de calcilititos com níveis pelíticos (Fig. 4.1.10), um detalhamento entre a relação dos microfósseis com a litofácies deve ser feito, de forma a avaliar a sua amplitude de ocorrência.

Na litofácies de interestratificados de calcarenito e calcários com brechas lamelares os microfósseis encontrados são constituídos por acritarcos do grupo dos poligomorfos

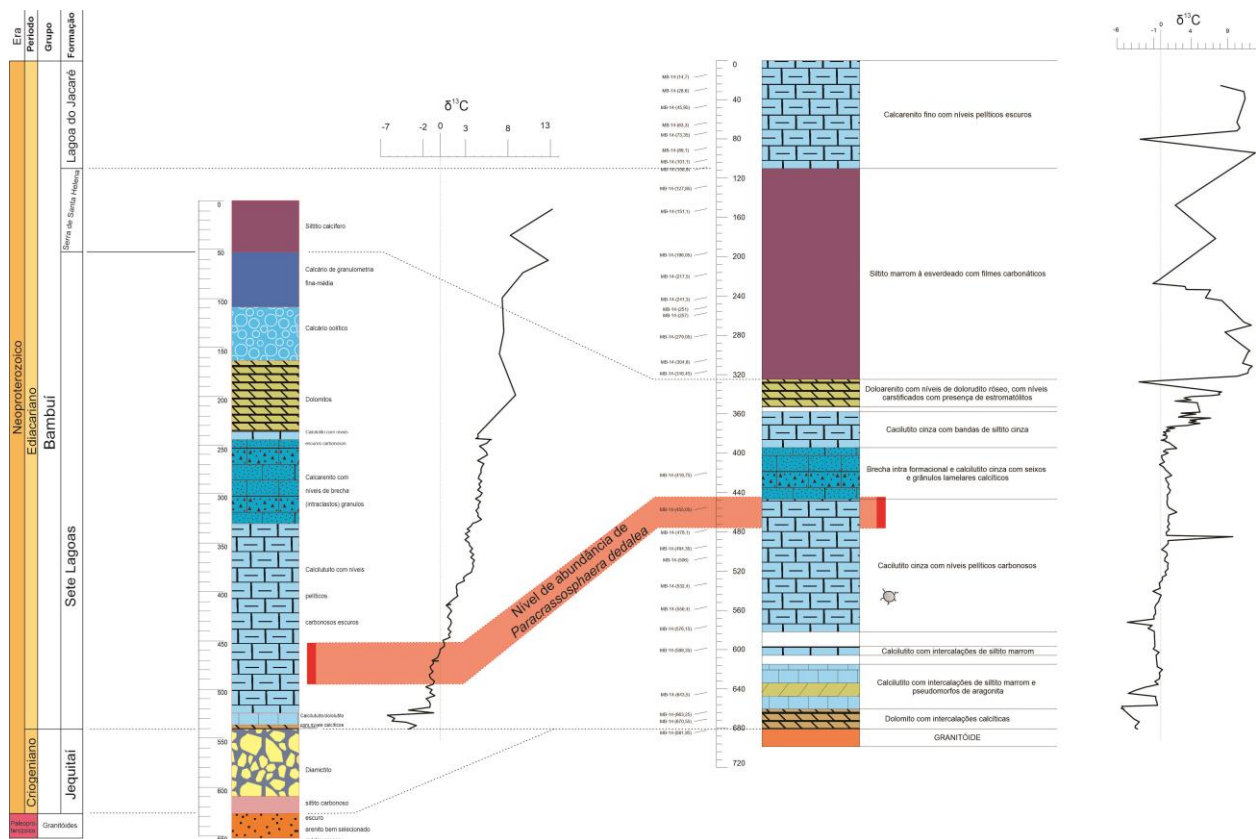


Figura 4.1.13- Correlação entre os testemunhos 1-PSB-13-MG e 1-PSB-14-MG com as respectivas curvas isotópicas e a zona de abundância de *Paracrossosphaera dedalea*.

Pode-se observar correlações entre as curvas isotópicas de carbono entre os dois testemunhos estudados (Fig 4.1.13), com valores negativos na base da Formação Sete Lagoas e valores progressivamente mais positivos em direção ao topo da sequência.

O nível de abundância determinado pela presença de *Paracrossosphaera dedalea* também pode ser usado como critério de correlação, sendo que em ambos os testemunhos este nível ocorre próximo à situação da curva isotópica onde os valores passam de valores negativos a valores positivos.

4.1.8-Referências

- Alkmim, F. F. & Marshak, S. 1998. Precambrian Research 90 (1998) 29–58 Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. Precambrian Research 90 (1998) 29–58
- 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. SBG, Belo Horizonte, 9-30.
- Alkmim, F. F.; Chemale, F.; Bacellar, L. A. P.; Oliveira, J. R. P. & Magalhães, P. M. 1989. Arcabouço Estrutural da Porção Sul da Bacia do São Francisco. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5. Anais. Belo Horizonte, SBG. 281-288.
- Alvarenga, C.J.S., Della Giustina, M.E.S., Silva, N.G.C., Santos, 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 carbonato pré e pós-glaciação Jequitaiá (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. Rev. Brasil. Geociênc. 37 (suplemento), 147–155.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Vieira, L.C., Martinho, C.T., Guimaraes, E.M., Santos, R.V., Santana, R.O., 2012. Stratigraphy of Western edge of the São Francisco Basin. Boletim Geociências Petrobras 20, 145–164.
- Alvarenga, C.J.S.; Santos, R.V.; Vieira, L.C.; Lima, B.A.F.; Mancini, L.H. (2014) MesoNeoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasília Belt of Brazil. Precambrian Research 251 164–180.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H.
- Amthor, J.E., Grotzinger, J.P., Schröder, S., Bowring, S.A., Ramezani, J., Martin, M.W. and Matter, A., 2003, Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman: Geology, v. 31, p. 431-434.
- Armstrong, H. A. & Brasier, M. D. 2005. Microfossils., 2nd ed. 296 pp. Malden, Oxford, Carlton: Blackwell Publishing.
- Armstrong, A. & Brasier, M.D. 2015. Microfossils. – 2nd ed. Blackwell Publishing. 305 p.
- Aseeva, E. A. 1983. Vendian Microfossils of the Ukraine, in *vem Ukrainy* [the vendian of the Ukraine] eds, Velikanov, V.A.; Aseeva, E.A. & Fedonkin, M.A. (Naukovdumica, Kiev, pp. 102 a 127).
- Babinski, M.; Van Schmus, W.R.; Chemale Jr, F. 1999. Pb-Pb dating and Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, v.5.
- Baptista, M. C.; Signorelli, N.; Tuller, M. P. ; Cruz, N. M. C. ; Brito, D. C. 2012. Ocorrência de Acrítarcos em Rochas Metassedimentares dos Grupos Bambuí (Neoproterozóico) e Vazante (Mesoproterozóico) no oeste de Minas Gerais. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. Anais do 45º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012.
- Baptista, M.C., Cruz, N.M.C. 2010. Estudo Comparativo entre Microfósseis da Faixa Sergipana e do Grupo Bambuí. In: 45º Congresso Brasileiro De Geologia, 2010, Salvador.
- Baptista, M.C., 2017. Ocorrência De Acrítarcos Em Testemunhos Do Projeto Sondagem Do Bambuí E Em Silexitos Na Faixa De Dobramentos De Unaí. Geosudeste 2017 Diamantina
- Baptista, M.C.; Brito, D.C. Projeto Vazante-Paracatu I. 2018. Geologia das Folhas Lagamar, Arrenegado, Guarda-Mor, Coromandel e Patos de Minas. Escala 1:100.000, relatório final. 2018. Belo Horizonte: CPRM.

- Beghin, J.; Storme, J.Y; Blanpied, C.; Gueneli, N.; Brocks, J.J; Poulton, S.W.; Javaux, E.J. 2017. Microfossils From The Late Mesoproterozoic – Early Neoproterozoic Atar/El Mreïti Group, Taoudeni Basin, Mauritania, northwestern Africa. *Precambrian Research*, 291:6382.
- Beurlen, K. and Sommer, F. W., 1957, Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá: *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, nº 169, Rio de Janeiro, 35p.
- Bonhomme, M.G. 1976. Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium- Strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Bresil. *Rev. Bras. Geosci.* 6(4), 211- 22.
- Brandalise L.A., Pimentel G.B., Steiner H.P., Soares J, Mendes J.R.,Queiroz N.F., Lima O.M., Pádua W. De. 1980. Projeto sondagens
- Brasier, M. D. 1979. The Cambrian radiation event. In: House, M.R. (ed.), *Origin of Major Invertebrate Groups*. pp. 103–159. Academic Press, London.
- Brito, I.M.,1967. Os Acritarcha. DNPM, Notas preliminares de estudo, 183.
- Castro, P. T. A. (1997). Os Conglomerados Associados ao Grupo Bambuí na Porção Sudoeste do Cráton do São Francisco: Sedimentologia, Estratigrafia e Implicações Tectônicas. Brasília, 255p. (Tese de Doutorado no 20, Universidade de Brasília).
- Baptista, M.C. 2012. Ocorrência de Acritarcos em Rochas Metassedimentarres dos Grupos Bambuí (Neoproterozóico) e Vazante (Mesoproterozóico) no oeste de Minas Gerais. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. *Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012*.
- Caxito, F.A., Araujo, R.G., Uhlein, A. and Uhlein, G., 2014, Folha Mata do Jaíba SD-23-Z-C-III. Mapa Geológico, scale 1:100.000, CODEMIG, UFMG.
- 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*, v.200-203, p.38-58.
- Cloud, P.; Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America, Bulletin*, 84:1673-1676.
- Cloud,P.; Moeri, E. 1973. Conophyton in the Bambuí Group: What form and age? *Geol.*, 1(3): 127.
- Cordani, U.G. 1978. Comentários filosófico sobre a evolução geológica Pré-Cambriana. In: Rocha et al. (eds): *Anais da reunião preparatória para Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Sociedade Brasileira de Geologia. NBA. Publicação Especial,3, p. 33-65.
- Costa, M.T.; Branco, J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte- Brasília. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 14, Belo Horizonte, 1961. Roteiro de Excursão, Belo Horizonte, SBG, Publicação 15, 9–62.
- Crockford, O.W., Hodgskiss, M.S.W, Uhlein, G. J., Caxito, F.,
- Cruz, N.M.C. and Lopes, J.N., 1992, Microfósseis do Grupo Bambuí na região de Arcos, Minas Gerais: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 64, p. 420.
- Dardenne, M.A., Faria, A., Andrade, G.F., 1976. Occurrence de Stromatolites Columnnaires dans Le Group Bambuí, Goiás, Brésil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 555–566.
- Dardenne, M. A. (1981). Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *Anais Simp. Cráton São Francisco e Faixas Marginais*: 140- 157p.SBG-Núcleo BA.
- Dardenne, M. A. (2000). The Brasília Fold Belt. In.: Cordani, U. G.; Milani, A. J.; Thomaz Fo, A. & Campos, D. A. (2000). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Brazil, 231-264. (Intern. Geol. Congress, 31)
- Dardenne, M. A. (2000). The Brasília Fold Belt. In.: Cordani, U. G.; Milani, A. J.; Thomaz Fo, A. & Campos, D. A. (2000). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Brazil, 231-264. (Intern. Geol. Congress, 31)

- Dardenne, M. A.; Pimentel, M.M.; Alvarenga, C. J. S. 2003. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitaiá, Vazante and Ibiá Groups: Implications for the evolution of the Brasília belt. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios, 2003. Anais...Rio de Janeiro:SBG. v.1., p. 47- 49.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais, v. 2: p. 597–610
- Dardenne, M.A. 2005. Conophyton de Cabeludo, Grupo Vazante (MG) - Registro de construções dolomíticas cilindro-cônicas por cianobactérias no Proterozóico do Brasil. In: Winge, M.; Fernandes, A.C.S.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Berbert-Born, M. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio073/sitio073.pdf>. Acessado em 15 de março de 2018.
- Denezine, M. 2018. Microfósseis Orgânicos da Formação Sete Lagoas, Município de Januária, Estado de Minas Gerais, Brasil: Taxonomia e Análise Bioestratigráfica. Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 80p.
- Dorning, K.J. 1996. Organic microfossil geothermal alteration and interpretation of regional tectonic provinces. *Journal of the Geological Society, London* 143,219–220
- Downie, C.; Evitt, W. R.; Sarjeant, W. A. S. 1963. Dinoflagellates, hystrichospheres and the classification of the acritarchs. *Stanford University Publications, Geological Sciences*, 7:316.
- Evitt, W. R., 1963. A Discussion and Proposals Concerning Fossil Dinoflagellates, Hystrichospheres, Aand Acritarchs, *Proc. Nat. Acad. Sci.* **49**(2–3):158–164; 298–302.
- Fairchild, T.R. & Dardenne, M.A. - 1978 - First report of well-preserved Precambrian microfossils in Brazil (Paraopeba Formation, Bambuí Group, near Brasília). *Inst. Geociên., Univ. S. Paulo, BoI. IG 9*: 62-68.
- Fairchild, T.R., Rohn, R., Pereira, C.P. 2015. Microbialitos da Formação Salitre, Bacia de Irecê (Neoproterozoico) Chapada Diamantina (Bahia). In: Fairchild, T.R., Rohn, R. and Dias Brito, D. (Eds.) *Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente: Um Atlas*, pp. 195-247.
- Fairchild, T.R., Schopf, J.W., Shen-Miller, J., Guimarães, E.M., Edwards, M.D., Lagstein, A., Li, X., Pabst, M. And Melo-Filho, L.S., 1996, Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil: *Precambrian Research*, v. 80, p. 125-152.
- Fajzulina, Z. K. and Treshchetenkova, A. A. 1979. Rastitl'nye nikrofossilii nizhnepaleozojskikh otlozhenij (analogovov motskoj I usol'skoj svit) Botuobinskogo pdnyatiya [Plant microfossils of lower Paleozoic deposits (analogues of the Moty and Usol'e Formations) Botuoba uplift]. In: B. S. Sokolov (Ed.), *Paleontologiya Dokembriya i Rannego Kembriya [Paleontology of the Precambrian na Early Cambrian]*. (Nauka: Leningrad), pp. 163-165
- Fantinel, L.M., Kuchenbecker, M., Alvarenga, C.J.S., Guimarães, E.M., Fairchild, T.R., Rohn, R., Sanchez, E.A.M., Dardenne, M.A. 2015. Microbialitos da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), Neoproterozoico, estados
- Fedonkin, M.A., 1983, Soft-bodied fauna of the Dniester region of Podolia., in Velikanov, V.A., Aseeva, E.A. and Fedonkin, M.A., eds., *Vend Ukrainy, Kiev, USSR, Akedemiya Nauk Ukrainskoy SSR.Naukova Dumka*, p. 128– 139.
- Fedonkin, M.A., 1985, Precambrian Metazoans: The Problems of Preservation Systematics and Evolution: *Philosophical Transactions of Royal Society B*, v. 311, p. 27-45. <https://doi.org/10.1098/rstb.1985.0136>
- Fenton, C. L. and Fenton, M. A., 1937, Belt series of the North: stratigraphy, sedimentation, paleontology, *Geological Society of American, Bulletin*, v. 48, p. 1873-1970.
- G. and Ralph Muyambag. *Cloudina lucianoi* (Beurlen&Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. *Precambrian Research*, v. 301, p. 19–35.

- Glaessne, M.F., 1979, An echiurid worm from the Late Precambrian: *Lethaia*, v.12, p. 121-124.
- Hahn, G., Hahn, R., Leonardos, O.H., Pflug, H.D., Walde, D.H. G., 1982, Körperlich erhaltene Scyphozoen-Reste aus dem Jungprekambrium Brasiliens: *Geologica et Palaeontologica*, v. 16, p. 1–11.
- Halverson, G.P., Hoffman, P., Schrag, D., Maloof, A.C., Rice, A., 2005. Towards a Neoproterozoic composite carbon isotope Record. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117,1181–1207.
- Hayles, J. A. (2018) Linking paleocontinents through trip[le oxygen isotope anomalies. *Geology*, 46, 179-182.
- Hofmann, H.G., 1981. First record of a late Proterozoic faunal assemblage in North American Cordillera: *Lethaia*, v. 14, p. 303-310.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science* 281, 1342–1346.
- Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova* 14, 129–155.
- Hofmann, H.J., O'Brien, S.J. and King, A. F.. 2008, Ediacaran biota on Bonavista Peninsula, Newfoundland, Canada: *Journal of Paleontology*, v.82, p. 1–36.
- Hoffman, P.F., 2011. Strange bedfellows: glacial diamictite and cap carbonate from the Marinoan (635 Ma) glaciation in Namibia. *Sedimentology* 58, 57–119.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., 1997. Isotopes, ice age and terminal Pro-terozoic earth History. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 94, 6600–6605.
- Knauth, L.P. e Kennedy, M.J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, v. 460, p. 728-732.
- 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 J. Geol.* 46 (suppl 1), 145–162.
- Lipps, J.H. (ed.) 1993. *Fossil Prokaryotes and Protists*. Blackwell Scientific, Oxford.
- Marchese, H.G. 1974. Estromatólitos Gyomosolenides en el lado oriental de Minas Gerais y Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(3):172- 190.
- Martin, F., 1993, Acritarchs: a review, *Biol. Rev.* 68:475–538.
- Martins, M. & Lemos, V.B., 2007. Análise estratigráfica das seqüências neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. *Rev. Brasil. Geociênc.* 37 (suplemento), 156–167.
- 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 Rodínea e colagem de Gondwana. In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. A. *Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte. p.31-54.
- Mccaffrey, W.D., Barron, H.F., Molyneux, S.G. & Kneller, B.C. 1992. Recycled acritarchs as provenance indicators implications for Caledonian Terrane reconstruction. *Geological Magazine* 129, 457–464.
- Mccaffrey, W.D., Barron, H.F., Molyneux, S.G. & Kneller, B.C. 1992. Recycled acritarchs as provenance indicators implications for Caledonian Terrane reconstruction. *Geological Magazine* 129, 457–464.
- McMenamin, M.A.S., 1996, Ediacaran biota from Sonora, Mexico: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 93, p. 4990–4993.
- McMenamin, M.A.S., 1996, Ediacaran biota from Sonora, Mexico: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 93, p. 4990–4993.
- Mendelson & Schopf, 1992 In: Schopf, J.W.; Klein, C. 1992. *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Nova York, 1348 P.

- Mendelson, C.V. & Schopf, J.W. 1992. Proterozoic and Early Cambrian acritarchs. In: Schopf, J.W. & Klein, C (eds) *The Proterozoic Biosphere. A multidisciplinary study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 219– 232.
- Mikhajlova, N. S. 1986. Novye nakhodki mikrofitofossilij is otlozhenij verkhego rifeya Krasnoyaskogo kraja [New occurrences of microphytofossils from the Upper Riphean of the Krasnoyarsk region]. In: B. S. Solokolov (Ed.), *Aktual'nye Voprosy Sovremennoj Paleol'gologii* [Current Questions in Contemporary Paleontology] (Naukova Dumka: Kiev), pp. 31-37.
- 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. 2007a. Review of the geological and geochronological framework of the Vazante sequence, Minas Gerais, Brazil: implications to metallogenic and phosphogenic models. *Ore Geology Reviews*, 63, 76–90.
- Misi, A., Azmy, K., Kaufman, A.J., Oliveira, T.F., Sanches, A.L., Oliveira, G.D., 2007b. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South América. *Chemical Geology* 237, 143–167.
- Molyneux, S.G., Le Hérisse, A. & Wicander, R. 1996. Paleozoic phytoplankton. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.) *Palynology: principles and applications*, vol. 2. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 493–529.
- Narbonne, G.M., Laflamme, M., Trusler, P., Darymple, R.W. and Greentree, C., 2014, Deepwater Ediacaran fossils from Northwestern Canada: Taphonomy, Ecology, and Evolution: *Journal of Paleontology*, v. 88, p. 207– 223.
- Nobre, J. e Coimbra, A.M., 2000. Microfitólitos associados a construções estromatolíticas do Grupo Bambuí, Proterozoico Superior, na região de Arcos – MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 589-592.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano Filho, S., Trindade, R.I., Pedrosa-Soares, A.C.. 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* 28 (2015) 702-720.
- Pb isotope Geochemistry of Neoproterozoic Carbonate Rocks From The São Francisco Basin, Brazil: Implications For The Mobility of Pb Isotopes During Tectonism and Metamorphism. *Chemical Geology*, 160:175-199
- Perrella Júnior, P.; Uhlein, A.; Uhlein, G.J.; Sial, A.N.; Pedrosa-Soares, A.C.; Lima, O.N.B. 2017. Facies analysis, sequence stratigraphy and chemostratigraphy of the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), northern Minas Gerais State, Brazil: evidence of a cap carbonate deposited on the Januária basement high. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1):59-77.
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., DellaGiustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M. and 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: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 345-357.
- Porção Sudoeste do Cráton do São Francisco: Sedimentologia, Estratigrafia e Implicações Tectônicas. Brasília, 255p. (Tese de Doutorado no 20, Universidade de Brasília).
- Porter, S. M. & KNOLL, A.H. 2000. Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon. *Paleobiology*, 26(3), 2000, pp. 360–385.
- Projeto Abaeté-Sete Lagoas: geologia da folha Sete Lagoas - SE.23-Z-C-II (SIG), escala 1:100.000, texto e mapa. Belo Horizonte: CPRM, 2010. 01 DVD PROJETO Vida: geologia, mapas e textos, escala 1:50.000. 2.ed. Belo

- Quadros, L.P. 1987. Ocorrência de Acritarchae (microfósseis marinhos) em sedimentos do Pré-Cambriano na área de Januária, MG, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1(2):239.
- Reis, H.L.S.; Alkmim, F.F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: the Três Marias saliente, São Francisco basin. *Marine and Petroleum Geology*, 66:711-731.
- Reis, H.L.S.; Suss, J. F. 2016. Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: An example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 339:83-103.
- Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Suss, J.F., Fonseca, R.C.S., Kuchenbecker, M.; O Forebulge Sete Lagoas e a Evolução Tectono-Estratigráfica do Grupo Bambuí, Bacia Intracratônica do São Francisco (MG). In: *Simpósio de Geologia do Sudeste, Diamantina, MG-2017*.
- Retallack, G.J. 2015. Acritarch Evidence for an Ediacaran Adaptive Radiation of Fungi. *Botanica Pacifica. A journal of plant science and conservation*. 4(2): 19–33
- Retallack, G.J. Acritarch Evidence for an Ediacaran Adaptive Radiation of Fungi. *Botanica Pacifica. A journal of plant science and conservation*. 2015. 4(2): 19–33
- Rodrigues, J.B., 2008, Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm- Nd [Ph.D. thesis]: Brasília, Universidade de Brasília, 128 p.
- Rooney, A., Strauss, J.V., Brandon, A.D., Macdonald, F.A., 2015, A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations. *Geology*, v. 43, p. 459-462.
- Rudasvskaya, V.A. 1973. Akritarkhi pgranichnykh otlozhenij rifea i kembriya yuga Votoschonoj Sibiri [Acritarchs from the Riphean-Cambrian boundary deposits in the South of East Siberia]. In: T. F. Vozzhennikova and B. timofeev, V. (Eds) *Miskofossilii Drenejshikh Otlozhenij* [Microfossils of the Oldest Deposits] (Nauka: Mpscow), pp. 17-21.
- Sallum Filho, W. Fairchild, T.R. & Boggiani, P.C. 2005. Microesferas em fosforitos do Grupo Corumbá (proterozoico terminal) Serra da Bodoquena (MS): microfósseis ou estruturas inorgânicas. In: *Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos 8*. São Paulo, 71-72 p.
- Samuelsson, J., Butterfield, N.J., 2001. Neoproterozoic fossils from the Franklin Mountains, northwestern Canada: stratigraphic and palaeobiological implications. *Precamb. Res.* 107, 235-251.
- Sanchez E.A & Fairchild, T.R 2017 Reavaliação de fósseis do Grupo Bambuí: implicações paleobiológicas para o Neoproterozoico tardio do Brasil. *Geonomos*, 25(2), 1-11, 2017 www.igc.ufmg.br/geonomos
- Sanchez, E.A.M. 2010. Micropaleontologia aplicada na interpretação estratigráfica e paleoclimática da transição entre o Grupo Paranoá e o Supergrupo São Francisco (Neoproterozoico, Cabeceiras, GO). Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 124 p.
- Sanchez E.A.M. & Fairchild. T.R. Reavaliação de Fósseis do Grupo Bambuí: Implicações paleobiológicas para o Neoproterozoico Tardio do Brasil / *Geonomos*, 25(2), 1-11, 2017
- Schopf, J.W. & Klein, C. 1992. *The Proterozoic Biosphere: A multidisciplinary study*. Cambridge University Press, Nova York, 1348 p
- Schopf, J.W.; Klein, C. 1992. *The Proterozoic Biosphere: A multidisciplinary study*. Cambridge University Press, Nova York, 1348 p.
- Shen, B., Xiao, S., Zhou, C. and Yuan, X., 2009, Yangtziramulus Zhangi New genus and species, a carbonate-hosted Macrofossils from the Ediacaran Dengying Formation in the Yangtze Gorges Area, south China: *Journal of Paleontology*, v.83, p. 575-587.
- Simonetti, C. 1994. Paleobiologia de sedimentos meso e Neoproterozoicos da porção meridional do cráton do São Francisco. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP, Dissertação de Mestrado, 137 pp.

- Simonetti, C., and Fairchild, T.R., 2000, Proterozoic microfossils from subsurface siliciclastic rocks of São Francisco Craton, south-central Brazil: *Precambrian Research*, v. 103, p. 1–29.
- Simonetti, C., Fairchild, T.R., 2000. Proterozoic microfossils from subsurface siliciclastic rocks of the São Francisco Craton, south-central Brazil. *Precambrian Research* v. 103, p. 1–29.
- Simonetti, C.; Fairchild, T.R. 1989. Paleobiologia de uma nova microflórula silicificada do Grupo Bambuí (Proterozoico Superior), da região de Unaí, MG. *Boletim IGc USP*, 7:1-25
- Sommer, F.W. (1971) Microfósseis do Calcário Bambuí de Pedro Leopoldo, Estado de Minas Gerais; *An. Acad. brasil. Ciênc.*, **43**, nº1, Rio de Janeiro.
- Sprigg, R.C., 1947, Early Cambrian (?) jellyfish from the Flinders Ranges, South Australia: *Transactions of the Royal Society of South Australia*, v. 71, p.212–223.
- Tang, Q.; Pang, K.; Xiao, S.; Yuan, Z.; Ou, Z.; Wan, B. 2013. Organic-walled microfossils from the early Neoproterozoic Liulaobei Formation in the Huainan region of North China and their biostratigraphic significance. *Precambrian Research*, 236:157-181
- Timofeev, B. V. 1966. Mikropalofitolgicheskoe issledovanie drevnikh svit [Micropalaeontological investigations of ancient formations] (Nalka:Moscow), 147pp.
- Tuller, M.P.; Ribeiro, J.H.; Signorelli, N.; Féboli, W.L.; Pinho, J.M.M., Baptista, M.C.; Brito, D.C. 2018. Projeto Vazante-Paracatu I. Geologia das Folhas Lagamar, Arrenegado, Guarda-Mor, Coromandel e Patos de Minas. Escala 1:100.000, relatório final. Belo Horizonte: CPRM, (no prelo).
- Turner, R.E. 1992. Reworked acritarchs from the type section of the Ordovician Caradoc Series, Shropshire. *Palaeontology* 25, 119–143.
- Uhlein, A., Trompette, R. Alvarenga, C.J.S. de 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaiá-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Science* 12: 435-451.
- Uhlein, G.J., Uhlein, A., Pereira, E., Caxito, F, C, Okubo, J., Warren, L.V. and Sial, A.N., 2019, Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 517, p. 3951.
- 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 Group, Brazil: *Precambrian Research*, v. 299, p. 101-116.
- Velikanov, V. A.; Aseeva, E. A. & Fendonkin, M. A. 1983. Vend Ukrainy [Vendian of the Ukraine] (Nausokova Dumka: Kiev), 164p.
- Versteegh, G.J.M. 1997. The onset of major Northern Hemisphere glaciations and their impact on dinoflagellate cysts and acritarchs from the Singa section, Calabria (southern Italy) and DSDP Holes 607/607A. *Marine Microfossil*.
- Vidal, G. & KNOLL, A.H. 1993. Proterozoic plankton. *Memoir. Geological Society of America* 161, 265–267.
- Vidal, G. & Siedlecka, A. 1983. Planktonic, acid-resistant microfossils from the Upper Proterozoic strata of the Barents Sea Region of Varanger Peninsula, East Finnmark, northern Norway. *Norges Geologiske Undersokelse* 382: 45-79.
- Vidal, G. 1976. Late Precambrian iroossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. *Fossils and Strata* 9:1-57.
- Vidal, G. 1979. Acritarhs from the Upper Proterozoic and Lower Cambrian of East Greenland. *Grolands Geologiske Undersogeise Rapport* 134: 1 – 55.
- Vidal, G., 1976. Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. *Fossils and Strata, Lethaia - Journal of Paleontology and Stratigraphy*.

- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 339 (suplemento), 240-258.
- W.L. ; Ribeiro, J. H. ; Silva, R. N. ; Pinho, J. M. M. 2013. Ocorrência de Acrítarcos em Rochas Carbonáticas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí em Minas Gerais. In: 13º Simpósio de Geologia do Sudeste, 2013, Juiz de Fora. Anais do 13º Simpósio de Geologia do Sudeste, 2013.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., Strikis, P.C., 2014. The Puzzle assembled: Ediacaran Guide fossil Cloudina reveals on old Proto-Gondwana Seaway. *Geology* v. 42: 391-394.
- Wen-Long, Z., Walter, M.R., 1992. Late Proterozoic and early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, central-eastern China. *Precamb. Res.* 57, 243-323.
- Xiao, S., Narbonne, G.M., Zhou, C., Laflamme, M., Grazhdankin, D.V., Moczydlowska-Vidal, M. and Cui, H., 2016, Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects: Episodes, v. 39, p. 540-555.
- Xiao, S., Shen, B., Tang, Q., Kaufman, A.J., Yuan, X., Li, J., Qian, M. 2014. Biostratigraphic and Chemostratigraphic Constraints on the Age of Early Neoproterozoic Carbonate Successions in North China. *Precambrian Research* 246, 208-225.
- Xing, Y. & Liu, K. 1973. On Sinian micro-flora in Yenliao region of China and its geological significance: *Acta Geologica Sinica*, n.1, p. 1-64, pls. 1-13 (in Chinese with English abstract).
- Yang, B., Steiner, M., Zhu, M., Li, G., Liu, J and Liu, P., 2016, Transitional Ediacara-Cambrian small skeletal fossil assemblages from South China and Kazakhstan: implications for chronostratigraphy and metazoan evolution: *Precambrian Research*, v. 285, p. 202-215.
- Zaine, M.F. 1991. Análise dos Fósseis de Parte da Faixa Paraguai (Ms, Mt) e seu Contexto Temporal e Paleoambiental. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 215 P.
- Zalán, P. V.; Romeiro-Silva, P. C. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 561-571, maio/nov. 2007.

4.2-BAMBUITES ERICHSENI SOMMER, 1971, SETE LAGOAS FORMATION, BAMBUÍ GROUP, MINAS GERAIS STATE, BRAZIL: A REDESCRIPTION OF AN EDIACARAN ACRITARCH SPECIES

Submetido ao Brazilian Journal of Geology

***Bambuites erichsenii* Sommer, 1971, Sete Lagoas Formation, Bambuí Group, Minas Gerais State, Brazil: A Redescription of an Ediacaran Acritarch Species**

Marcos Cristóvão Baptista^{1,2,*}, Matheus Denezine¹, Dermeval Aparecido do Carmo¹, Carlos José Souza de Alvarenga¹, Manoel Pedro Tuller², Rodrigo Rodrigues Adorno^{1,3} Norma Maria da Costa Cruz⁴

¹ University of Brasília. *Campus Darcy Ribeiro*, Asa Norte, Brasília, Federal District, Brazil, CEP 70.910-900.

² Geological Survey of Brazil, Funcionários, Belo Horizonte, Minas Gerais State, Brazil, CEP 30.140-002.

³ Geological Survey of Brazil, Asa Norte, Brasília, Federal District, Brazil, CEP 70.297-400.

⁴ Geological Survey of Brazil, Urca, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro State, Brazil, CEP 22.290240.

*marcos.baptista@cprm.gov.br

ABSTRACT

Bambuites erichsenii Sommer, 1971 is the first organic-walled microfossil described from, Sete Lagoas Formation, Bambuí Group, Brazil. It is presented herein new occurrences of this species recovered from the type-locality where outcrops Sete Lagoas Formation, Pedreira Cauê, Pedro Leopoldo Municipality, State of Minas Gerais, Southeast Brazil. These new occurrences are positioned in a stratigraphic log, as well as it is redescribed this species. It was possible to identify the presence of two types of processes both different in dimensions and shapes in topotypes, based on what it is possible to identify these specimens as Acanthomorpha. So, it was possible to present an emended diagnosis for *Bambuites erichsenii* Sommer, 1971 and for the genus *Bambuites* Sommer, 1971.

Keyword: *Bambuites erichsenii*, Ediacaran, Bambuí Group, Taxonomy

4.2.1-Introduction

Carbonaceous residues were originally described as "organic vestiges" related to "*Algae incertae sedis*" from limestone at the Sete Lagoas Formation, Bambuí Group, obtained from Pedreira Cauê, in Pedro Leopoldo Municipality, State of Minas Gerais (Sommer, 1971) (Fig.4.2.1). The species *Bambuites erichsenii* was the first acritarch species to be described in Brazil. According to PPRG (Microfossil Database), *Bambuites erichsenii* is considered a possible acritarch since the images in the article do not allow for wider interpretations (Mendelson & Schopf, 1992).

Sanchez & Fairchild (2017) state that *Bambuites erichsenii* is in synonymy with *Leiosphaeridia jacutica* Timofeev, 1966 based on size and features of the vesicle. This work proposes a new analysis of this species based on the type-material, holotype, and also based on new recovered material from the *Bambuites erichsenii*'s stratotype. These analyzes and new descriptions of its morphological aspects, aiming to propose a diagnosis which confirms both the genus and species suggested by Sommer, (1971).

Some microfossils with similar morphological characteristics of *Bambuites erichsenii* have been reported in other localities where Sete Lagoas Formation's rocks outcrop (Baptista et al., 2010; Baptista et al., 2012; Baptista et al., 2013; Baptista et al., 2017), a fact that indicates the importance of these fossils to biostratigraphic correlation studies.

4.2.2-Geologic Setting

In the northern part of the City of Belo Horizonte towards Sete Lagoas City, is the southern-southeastern border of an extensive sedimentation basin which resulted in limestone and carbonatic pelite deposition during the Neoproterozoic, Sete Lagoas Formation, Bambuí Group (Tuller et al., 2010). Samples studied in this research were collected in this region, more precisely at Pedreira Cauê, in Pedro Leopoldo County, State of Minas Gerais, Southeast region of Brazil (Fig. 4.2.1).

The Bambuí Group, a Neoproterozoic unit in this area coverage, represents an association between siliciclastic and biochemical lithofacies, in the form of sediments of platform environment deposited in extensive epicontinental sea (Alkmim and Martins Neto 2001; Uhlein 2013).The first lithostratigraphic subdivision for the Bambuí Group (Costa & Branco, 1961) was later reorganized, which altered the stratigraphic positioning of both superior units in this group. Since that, Serra da Saudade Formation was positioneted below Três Marias Formation (Dardenne, 1978).

In the present work, all six formations proposed by Dardenne (1978) will be taken into consideration, organized from their base to the top, and they will be: Jequitaí (diamictites), Sete Lagoas (limestone and subordinate siltites), Serra de Santa Helena (siltstones), Lagoa do Jacaré (limestones), Serra da Saudade (siltstones fine sandstones and subordinate limestones), and Três Marias (sandstones).

Bambuí Group was deposited in transgressive-regressive cycles in a great lithospheric flexure, marked by low siliciclastic deposition and low rates of subsidence in a foreland basin system (Uhlein et al., 2016; Vieira et al., 2007; Reis & Alkmim, 2015; Reis & Suss, 2016; Reis et al., 2017).

Based on U-Pb ages in detrital zircons, Sete Lagoas Formation is considered Ediacaran in age. Carbon isotopic curves, obtained from Sete Lagoas Formation for studied sections corroborate this attribution to the Ediacaran (Martins & Lemos, 2007; Alvarenga et al., 2014). Additionally, occurrences of *Cloudina* sp. have been reported in this lithostratigraphic break, once again corroborating its attribution to the Ediacaran (Warren et al., 2014).

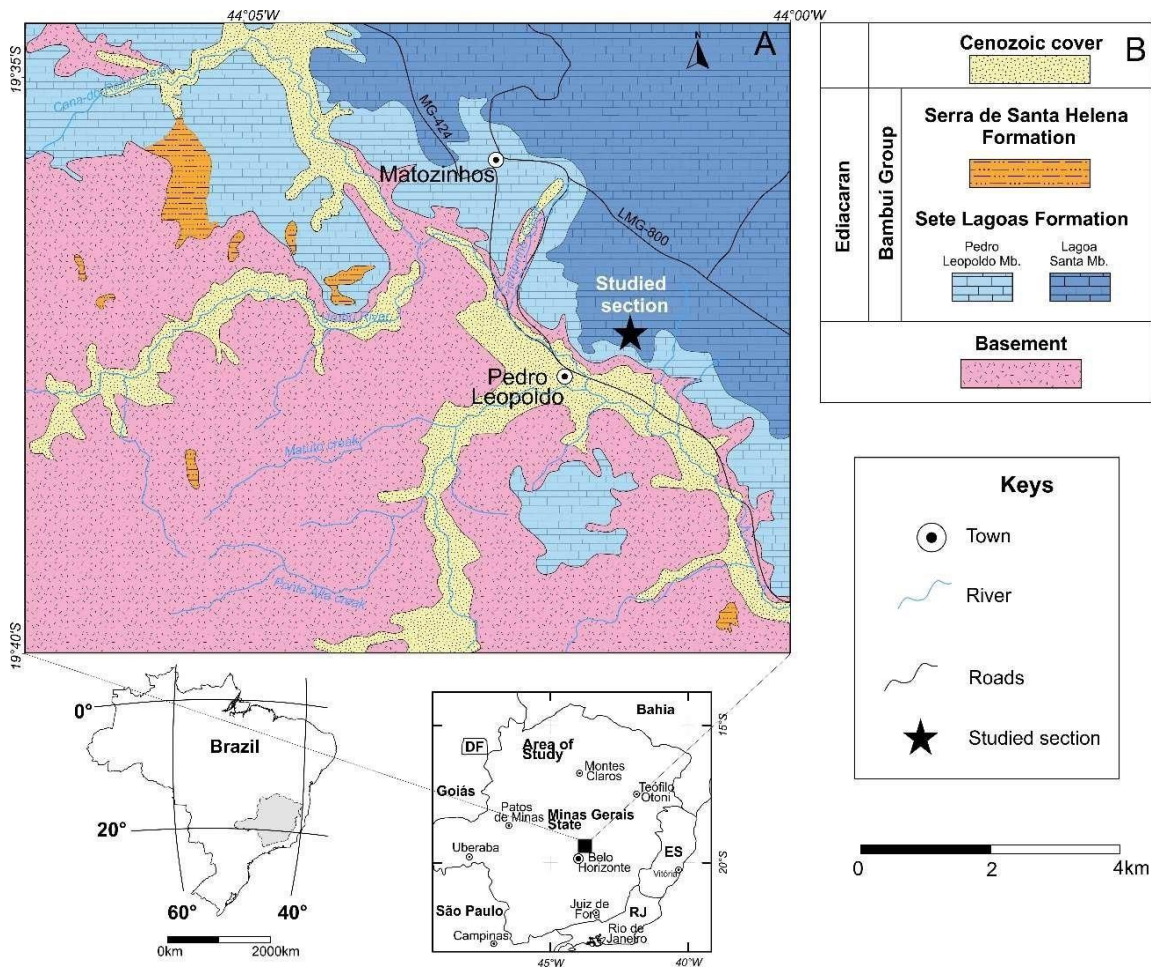


Figure 4.2.1 - Study area in Brazil. A- Geological map (modified from Tuller et al., 2014) with the location of the fossil occurrences near the Pedreira Cauê from Pedro Leopoldo Municipality, Minas Gerais State, Brazil. B- Stratigraphy of the Bambuí Group following Dardenne (1978). Coordinates 602200m/7830240m

4.2.3-Studied area

Sete Lagoas Formation in Pedro Leopoldo county, Pedreira Cauê, is formed at its base by calcilutite with centrimetric intercalations of greenish siltite from Membro Pedro Leopoldo, deposited over the granite-gnaiss foundation (Projeto Vida, 2003, Projeto Abaeté-Sete Lagoas, 2010). In superior stratigraphic breaks there are calcarenites, calcirudite, and calcisiltite, locally associated with microbial mats and columnar stromatolites (Marchese, 1974), Membro Lagoa Santa (Fig. 4.2.2). These limestones have been used in both cement and steel industries and have an average content of CaO around 55%. Pedreira Cauê, where the samples studied in this research

were collected from (MP- 111-H) is constituted by calcarenites (0,150 to 0,500mm intraclasts) which are laminated, and have a dark gray color.

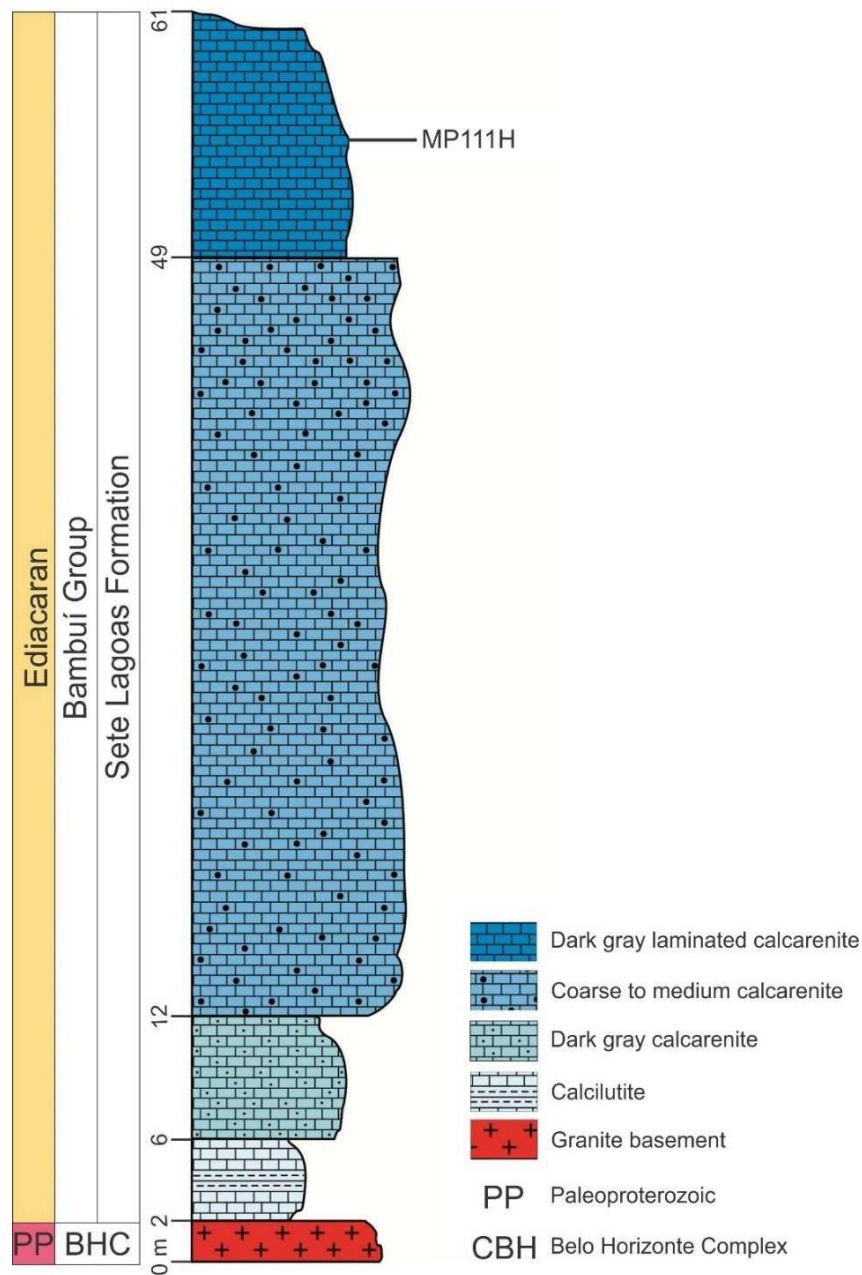


Figure 4.2.2 - Cauê Quarry section, Pedro Leopoldo Municipality, Minas Gerais State, Southeast Brazil. The type-horizon of *Bambuites erichsenii* Sommer (1971) was sampled again for micropaleontological analyzes in this study and it is represented by the stratigraphic positioning of the sample MP111H.

4.2.4-Material and Methods

The analysed material comes from the same outcrop and same stratigraphic level that were studied by Sommer, (1971), and where the *Bambuites Erichsenii* species was identified (Fig. 4.2.3). The studied sample is listed at Caeté Lithotheque as MP- 111-H and was collected by the Geological Survey of Brazil, during mapping work at Projeto Vida (2003).

Samples were prepared at the Palynology Laboratory at LAMIN-CPRM, where approximately 200 grams from these samples went through a chemical maceration process with HCl (40%), aiming to eliminate carbonate mineral fractions, and concentrate particulate and amorphous organic matter which were used for preparing 20 permanent sheets.

All permanent palynological slides were analyzed under optical microscope attached to a camera system for producing images. Identified specimens were compared to images that were produced on the permanent sheet as from the holotype of *Bambuites erichsenii* Sommer, (1971), listed at Museu de Ciências da Terra, Rio de Janeiro (Fig. 4.2.4 A and B).

4.2.5-Redescription of the *Bambuites erichsenii* Sommer, 1971

Sommer, 1971 described *Bambuites erichsenii* as "having carbonaceous, originally round, and maybe spherical configurations". The author points out the variation across its diameter from 70 to 200 micrometers. Similar characteristics have been observed in both the specimens coming from sample MP-111-H and works concerning the occurrence of morphologically similar microfossils (Baptista et al, 2010; Baptista et al, 2012; Baptista et al, 2013; Baptista et al, 2017). A large amount of fragments on the sheets were observed and, at first, were very difficult to be identified as microfossils. However, the analysis of details made it possible to identify the same structures as in round/spherical, and more well-preserved fossils (Fig. 4.2.3).

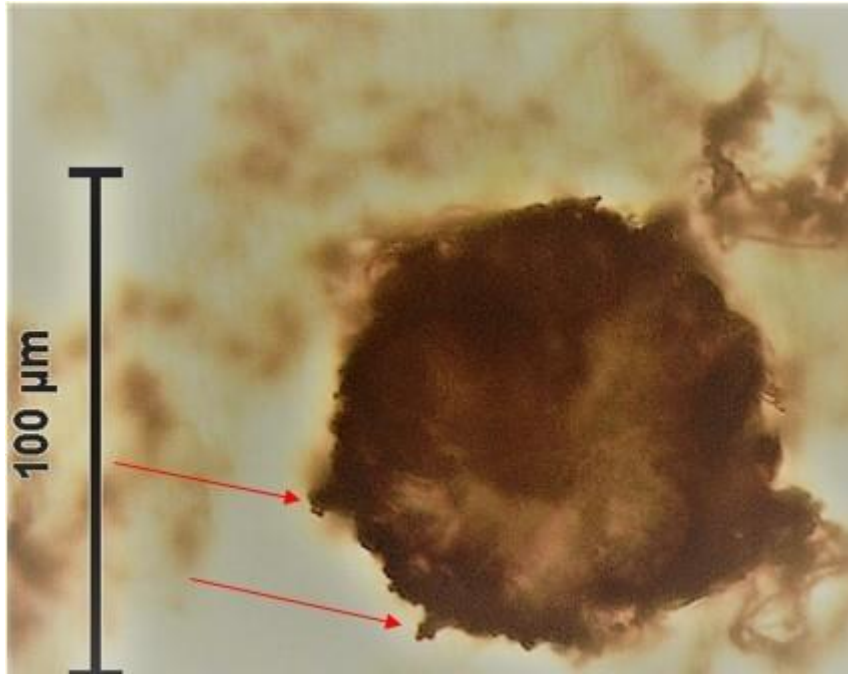


Figure 4.2.3 - *Bambuites erichsenii* Sommer, 1971: well-preserved fossils with process.

The main characteristic of these microfossils are the existing processes in circular and spherical specimens and fragments. Sanchez & Fairchild (2017) do not interpret such structures as processes, but as an extension of the specimen's wall, having a taphonomic origin. On the other hand, Sommer, 1971, describes these structures as "crenulated ornament in specimens' walls".

Analyses of the specimens from sample MP-111-H have made it possible to identify two processes: 1) triangular processes at the top and squared at the base, with about 3,5 micrometers of length; 2) triangular processes or spurs with about 1,3 micrometers of length (Fig. 4.2.5).

The latter processes are the ones which might have been interpreted by Sommer, 1971 as crenulations on the specimens' walls. Larger processes may be interpreted as such due to a repetition of its morphology both in the holotype and in the specimens identified in sample MP111-H.

The existence of processes in *Bambuites erichsenii* makes it possible, this way, to consider it an acanthomorph, fact that does not allow for its correlation with *Leiosphaeridia jacutica*, a spheromorph according to the classification scheme of Downie et al., 1963.

The vast majority of the specimens present themselves in a dark color due to taphonomic processes. However, it is possible to observe some specimens in light brown, which are in very well-preserved conditions. The specimens are mostly fragments which vary from 10 to 100

micrometers. The round specimens which refer to their original spherical form are mostly individuals, ranging in diameter from 10 to 20 micrometers.

The largest well-preserved specimens (non-fragmented) are between 100 and 200 micrometers, fact that could indicate this might be the maximum dimension for this species to resist to taphonomic processes without fragmenting itself. Nonetheless, the presence of 100-micrometers fragments may indicate that *Bambuites* can attain much larger dimensions than 200 micrometers in diameter. When considering these morphologic aspects, the following *Bambuites erichsenii* (Sommer, 1971) taxonomy is suggested:

Group Acritarcha Evitt, 1963

Subgroup Acanthomorpha *Bambuites* Sommer, 1971

Type-species of the genus: *Bambuites erichsenii* Sommer, 1971.

Etymology: The genus name is a reference to the Bambuí Group, lithostratigraphic unit where it was originally described.

Original diagnosis by Sommer, 1971: *Configurações arredondadas, entre 70 a 200 μ de diâmetro; dos espécimes encontrados, 10 entre 100 e 140 μ de diâmetro; há fragmentos que sugerem diâmetro bem maior. Parede de contôrno, quando conspícua, cêrca de 20 μ de espessura; em geral, o indivíduo é completamente opaco, raramente inteiro, a margem sempre provida de ornament crenulado.*

Translate: *Rounded configurations, between 70 to 200 μ in diameter; of the specimens found, 10 between 100 and 140 μ in diameter; there are fragments that suggest a much larger diameter. Contour wall, when conspicuous, about 20 μ thick; in general, the individual is completely opaque, rarely whole, the margin always provided with a crenulated ornament.*

Emended diagnosis: Round organic-walled microfossil, eventually presenting themselves as spherical with processes, ranging in diameter from 10 to 200 micrometers, and from a dark color when poorly preserved to a light brown color when well preserved. They are either solitary or in cluster formed by vesicles that can vary in dimensions.

Discussion: To the original diagnosis of the genus, it has been added the brown color to wellpreserved individuals, as well as the evidence of processes, and also suggesting that the specimens can be associated themselves in "cluster" structures (Fig.4.2.4-C).

***Bambuites erichsenii* Sommer, 1971**

(Figure 4.2.3 and 4.2.5)

Etymology: The species' name is dedicated to Paulo Erichsen de Oliveira, according to Sommer (1971).

Original description: Maybe, originally, carbonaceous and round compositions, spherical with variable diameter, and opaque.

Description: Rounded microfossils that may be spherical, with diameter ranging from 10 to 200 micrometers. There are two types of existing processes, smaller ones being more abundant, with about 1 micrometer of length and triangular form; and larger ones, less abundant, reaching 3,5 micrometers of length, and having a straight form at the base and a triangular one at the top.

Original diagnosis by Sommer (1971): *Configurações arredondadas, entre 70 a 200 μ de diâmetro; dos espécimes encontrados, 10 entre 100 e 140 μ de diâmetro; há fragmentos que sugerem diâmetro hem maior. Parede de contômo, quando conspícua, cêrca de 20 μ de espessura; em geral, o indivíduo é completamente opaco, raramente inteiro, a margem sempre provida de ornamento crenulado.*

Emended diagnosis: Round microfossils with 10 to 200 micrometers in diameter, being that described fragments suggest the possibility of larger individuals. There are two types of processes happening: triangular processes with about 1 micrometer of length, and triangular processes at the top and squared at the base, with 3 to 5 micrometers in diameter.

Discussion: The main contribution to the original diagnosis of the species is the characterization of processes that prevent the inclusion of *Bambuites erichsenii* in the spherimorph group, as previously proposed by Sanchez & Fairchild (2017), who had proposed its synonymy with *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev, 1966). *Bambuites erichsenii* then has become included in the acanthomorph group.

Geographic distribution: The species has been described in Sete Lagoas formation rocks, in the Southern region of São Francisco Craton, Sommer (1971). Acritarch microfossils, morphologically similar to *Bambuites*, have been described in samples from Sete Lagoas Formation, at Mina da Rocinha, midwest region of the state of Minas Gerais (Baptista et al., 2010, Baptista et al., 2012, Baptista et al., 2013). Similar specimens have been described in borehole samples and have also been related to Sete Lagoas Formation, in the region of Montalvânia, in the northern part of the state of Minas Gerais (Baptista, 2017).

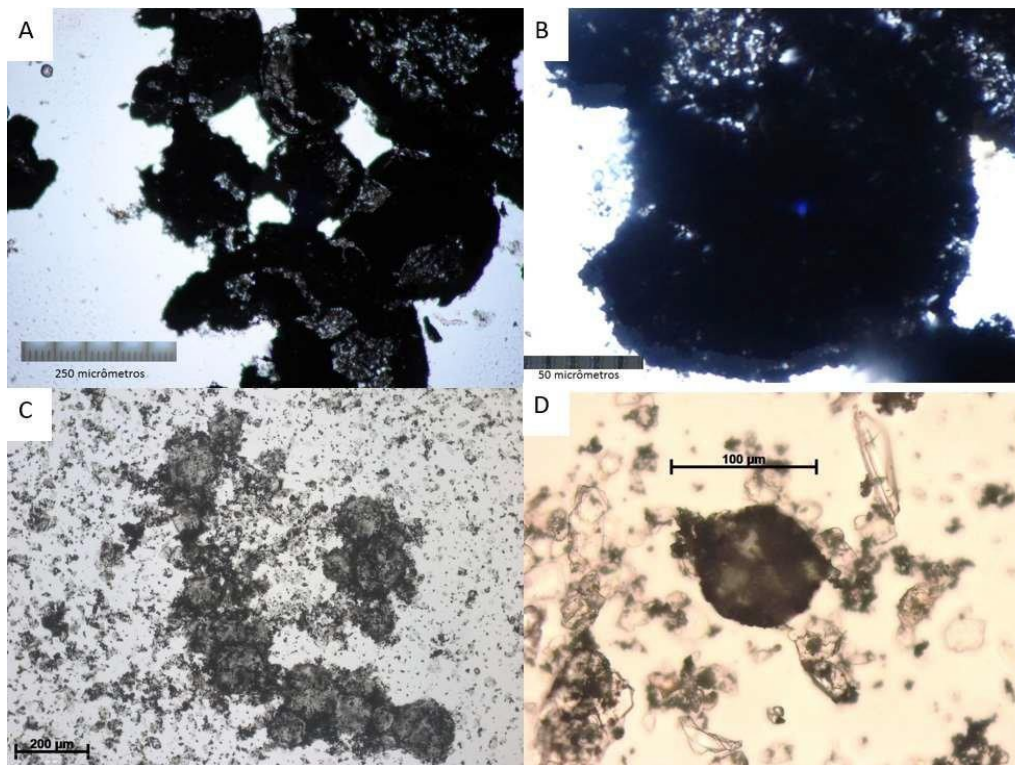


Figure 4.2.4 - *Bambuities erichsenii* Sommer, 1971. A-B) Holotype; C-D) Topotypes extracted from sample MP111H. Note the variation of occurrences: individuals or in cluster form.

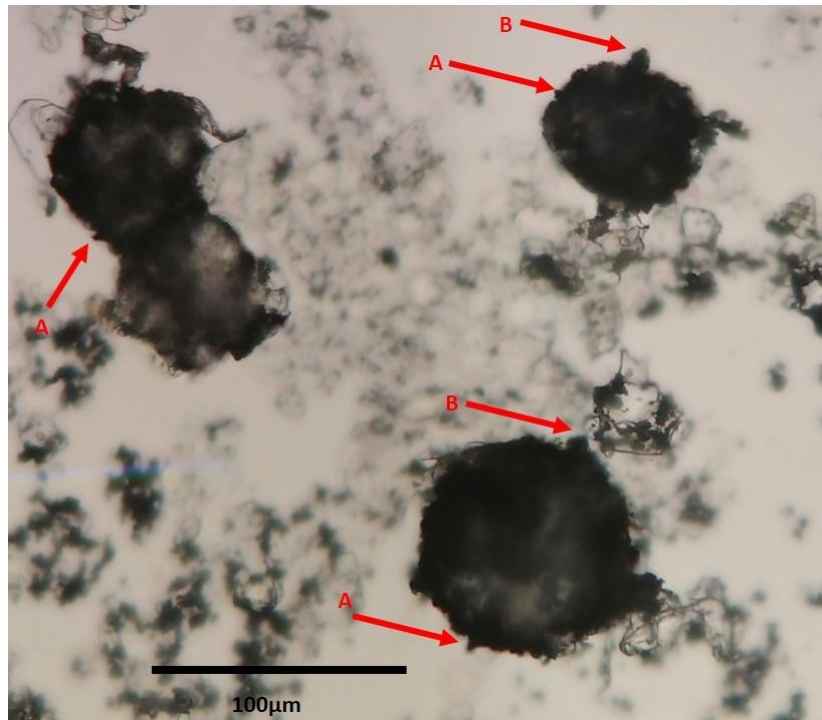


Figure 4.2.5 - Processes in *Bambuites erichsenii* Sommer, 1971: A- triangular processes or spurs with about 1,3 micrometers of length.; B - triangular processes at the top and squared at the base, with about 3,5 micrometers of length.

4.2.6-Conclusions

Bambuites erichsenii (Sommer, 1971) is an acritarch that has had its characteristics well determined in this work concerning both its morphological and taphonomic components. The presence of processes has made it possible to include it in the acanthomorph subgroup. The presence of fragments with 5 to 100 micrometers in diameter, and round specimens with about 5 to 20 micrometers in diameter is relatively abundant at stratigraphic levels in Cauê Quarry, which is in Sete Lagoas Formation.

The occurrence of microfossils in samples from other localities which are morphologically similar to *Bambuites* suggest a possible utilization of these microfossils for biostratigraphic correlation studies, which have proven to be fundamental to studies on Ediacaran sequences.

4.2.7-Acknowledgement

The authors are grateful to the Geological Survey of Brazil, for all the overwhelming support for the realization of this research project. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001.

4.2.8-Referências Bibliográficas

- ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C. P. & MartinsNeto, M. A. *Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte, 9-30.
- ALVARENGA, C.J.S.; SANTOS,R.V.; VIEIRA,L.C.; LIMA,B.A.F.; MANCINI,L.H. MesoNeoproterozoic isotope stratigraphy on carbonatesplatforms in the Brasilia Belt of Brazil *Precambrian Research* 251 (2014) 164–180.
- BAPTISTA, M.C. & CRUZ, N.M.C. 2010. Estudo Comparativo entre Microfósseis da Faixa Sergipana e do Grupo Bambuí. In: 45º Congresso Brasileiro De Geologia, 2010, Salvador.
- BAPTISTA, M. C.; SIGNORELLI, N.; TULLER, M. P. ; CRUZ, N. M. C. ; BRITO,D. C.2012.Ocorrência de Acritarcos em Rochas Metassedimentarres dos Grupos Bambuí (Neoproterozóico) e Vazante (Mesoproterozóico) no oeste de Minas Gerais. In: 46ºCongresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. *Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012*
- BAPTISTA, M. C. ; CRUZ, N. M. C. ; TULLER, M. P. ; BRITO, D. C. ; FEBOLI, W.L. ; RIBEIRO, J. H. ; SILVA, R. N. ; PINHO, J. M. M. 2013. Ocorrência de Acritarcos em Rochas Carbonáticas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí em Minas Gerais. In:13º Simpósio de Geologia do Sudeste, 2013, Juiz de Fora. *Anais do 13º Simpósio de Geologia do Sudeste, 2013*.
- BAPTISTA, M.C., 2017. Ocorrência De Acritarcos Em Testemunhos Do Projeto Sondagem Do Bambuí E Em Silexitos Na Faixa De Dobramentos De Unaí. *Geosudeste 2017 Diamantina*
- COSTA, M. T. & BRANCO, J. J. R. (1961). Roteiro da Excursão Belo Horizonte - Brasília. In.: *Congr. Bras. Geol.*, 14, Belo Horizonte, 1961. *Roteiro de excursões...* Belo Horizonte, SBG. 25p. (Publicação 15).
- DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central.In: *XXX Congresso Brasileiro De Geologia, Trabalho completo, Recife, 597–610*.
- DOWNIE, C.; EVITT, W. R.; SARJEANT, W. A. S. 1963. Dinoflagellates, hystrichospheres and the classification of the acritarchs. *Stanford University Publications, Geological Sciences*, 7:316.
- EVITT, W. R., 1963. A Discussion and Proposals Concerning Fossil Dinoflagellates, Hystrichospheres, Aand Acritarchs, *Proc. Nat. Acad. Sci.* 49(2– 3):158–164; 298–302.
- MARCHESE, H. U. 1974. Estromatolitos "Gymnosolenidos" En El Lado Oriental De Mi Nas Gerais. *Brasil. Revista Brasileira de Geociências Volume 4,1974*
- MENDELSON & SCHOPF,1992 IN: SCHOPF, J.W.; KLEIN, C. 1992. *THE PROTEROROC BIOSPHERE: A MULTIDISCIPLINARY STUDY*. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, NOVA YORK, 1348 P.
- PAULA-SANTOS, G.M., BABINSKI, M., KUCHENBECKER, M., CAETANO FILHO, S.,TRINDADE, R.I., PEDROSA-SOARES,A.C.. 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* 28 (2015) 702720.
- PROJETO Vida: geologia, mapas e textos, escala 1:50.000. 2.ed. Belo Horizonte: CPRM, 2003.
- PROJETO Abaeté-Sete Lagoas: geologia da folha Sete Lagoas - SE.23-Z-C-II (SIG), escala 1:100.000, texto e mapa. Belo Horizonte: CPRM,2010. 01 DVD
- REIS, H.L.S., ALKMIM, F.F., SUSS, J.F., FONSECA,R.C.S., KUCHENBECKER,M.; O FOREBULGE SETE LAGOAS E A EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO BAMBUÍ, BACIA INTRACRATÔNICA DO SÃO FRANCISCO (MG). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, Diamantina, MG-2017.
- REIS H.L. & SUSS J.F. 2016. Mixed carbonate–siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: an example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 339: 83-103.
- REIS, H.L.S.; ALKMIM, F.F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland foldthrust belt curve: the Três Marias saliente, São Francisco basin. *Marine and Petroleum Geology*, 66:711-731.
- SANCHEZ, E.A.M.; FAIRCHILD, T.R. 2017. *Geonomos*, 25(2), 1-11,
- SOMMER, F.W. (1971) Microfósseis do Calcário Bambuí de Pedro Leopoldo, Estado de Minas Gerais; *An. Acad. brasil. Ciênc.*,43, nº1, Rio de Janeiro.
- UHLEIN G.J., CARVALHO J.F.M.G., UHLEIN A., CAXITO F.A., Halverson G.P., Sial A.N. 2013. Estratigrafia e sedimentologia da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, nas regiões de Belo Horizonte e Pitangui – MG. *Geonomos*, 20, 2, 79-97.
- UHLEIN, G.J., UHLEIN, A., HALVERSON, G.P., STEVENSON, R., CAXITO, F.A., COX, G.M., CARVALHO, J.F.M.G., 2016. The Carrancas Formation, Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 71,1–16.
- 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. *C. R. Geoscience* 339, 240-258.
- WARREN, L.V., QUAGLIO, F., RICCOMINI, C., SIMÕES, M.G., POIRÉ, D.G., STRIKIS, N.M., ANELLI, L.E., STRIKIS, P.C., 2014. The Puzzle assembled: Ediacaran Guide fóssil *Cloudina* reveals on old Proto-Gondwana Seaway. Download from geology.gsapubs.org on April 20, 2014

4.3 - Non-skeletal Ediacara-type macrofossils preserved in carbonate sediments of the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, central Brazil

Submetido ao Journal of Paleontology

Non-skeletal Ediacara-type macrofossils preserved in carbonate sediments of the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, central Brazil

Marcos Cristóvão Baptista^{1,2}, Denise Canabrava Brito², Rodrigo Rodrigues Adorno^{1,3}, Lucas Silveira Antonietto¹, Carlos José Souza de Alvarenga¹, Dermeval Aparecido do Carmo¹, , Shuhai Xiao⁴, Martino Giorgioni¹ and Lúcio Anderson Martins²

¹Geosciences Institute, University of Brasilia, Brasilia, Distrito Federal 70910-900, Brazil
<derme@unb.br>, <alva1@unb.br>, <antonietto1@gmail.com>, <gmartino@unb.br>

²DIBASE, Geological Survey of Brazil, Belo Horizonte, Minas Gerais 30140-002, Brazil
<marcos.baptista@cprm.gov.br>, <denise.brito@cprm.gov.br>, <lucio.martins@cprm.gov.br>

³CEDES, Geological Survey of Brazil, Brasilia, Distrito Federal 70040-904, Brazil
<rodrigo.adorno@cprm.gov.br>

⁴Department of Geosciences, Virginia Tech University, Blacksburg, Virginia 24061, United States
<xiao@vt.edu>

Running Header: Ediacara-type macrofossils from central Brazil

Abstract.—The Ediacara biota (571–538 Ma) marks the first appearance of macroscopic and architecturally complex eukaryotes in Earth history. Most Ediacara-type fossils are preserved in siliciclastic rocks, with only a few occurrences in carbonate rocks. Here we report the discovery of non-skeletal Ediacara-type macrofossils from South America. These fossils are hosted in limestones of the Lagoa do Jacaré Formation of the middle Bambuí Group, and include *Eremolinea yacarei* n.

gen. n. sp., *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp., *Nilpenia rossi*, and Gen. et sp. indet. A. Of these fossils, *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* were probably epibenthic eumetazoans, possibly stem-group bilaterians, that cross-cut *Nilpenia rossi*, which was probably a sessile epibenthic organism ecologically analogous to fungi, lichens, or encrusting algae. The truncation of *Nilpenia rossi* by *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* appears to be accidental encounters, rather than a targeted feeding or grazing behavior. The occurrence of *Nilpenia rossi*, which has been previously documented from the White Sea assemblage (ca. 560–550 Ma) in South Australia and Ukraine, supports an Ediacaran age for the Lagoa do Jacaré Formation, but contradicts the report of *Cloudina* and *Corumbella*, which typically occur in the terminal Ediacaran to earliest Cambrian (ca. 550–538 Ma), from the Sete Lagoas Formation of the basal Bambuí Group.

LSID: urn:lsid:zoobank.org:act:90DE2897-BEB3-484F-8924-A30BB39E22FC

LSID: urn:lsid:zoobank.org:act:34DBE8AA-E8E0-45F4-A085-EEF5A889E143

Introduction

Morphologically complex Ediacara-type microfossils were first described in Namibia (Gürich, 1929) and then made famous by later discoveries in the Flinders Ranges of South Australia (Sprigg, 1947). To date, they have been reported from all major continents except Antarctica (Fedonkin et al., 2007). The fossil record of the Ediacara biota in South America is poorly documented; the skeletal tubular fossil *Corumbella weneri* Hahn et al., 1982 is one of the best known Ediacaran fossils from South America, but thus far non-skeletal Ediacara-type fossils have not been reported from South America. Arrouy et al. (2016) reported putative *Aspidella*-like fossils from the Cerro

Negro Formation in the Tandilia Basin of Argentina, but these have been reinterpreted as microbially induced sedimentary structures (Inglez et al., 2019). The lack of non-skeletal Ediacara-type macrofossils from South America is prominent, given that skeletonized tubular fossils such as *Cloudina lucianoï* (Beurlen and Sommer, 1957) and *Corumbella wernerï* Hahn et al., 1982 have been known widely from South America (Pacheco et al., 2015; Adôrno et al., 2017; Warren et al., 2017; Walde et al., 2019). Putative *Cloudina* and *Corumbella* have also been reported from the lower Sete Lagoas Formation of the basal Bambuí Group in the state of Minas Gerais, central Brazil (Warren et al., 2014). If confirmed, these fossils implies that the entire Bambuí Group, save the lowermost Sete Lagoas Formation, is no older than the terminal Ediacaran age, ca. 550–538 Ma (Xiao and Narbonne, 2020). Considering that the Sete Lagoas Formation sits directly on the terminal Cryogenian glacial diamictite of the Jequitai Formation (Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014), the putative occurrence of the terminal Ediacaran tubular fossils *Cloudina* and *Corumbella* in the lower Sete Lagoas Formation (Warren et al., 2014) implies that much of the Ediacaran Period may be represented by an unconformity (Uhlein et al., 2017), a prediction that needs to be tested with additional fossils from the Bambuí Group.

The present work describes new non-skeletal macrofossils preserved in limestones of the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, northern Minas Gerais State, southeastern Brazil (Fig. 4.3.1). These fossils are described as *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp., *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp., *Nilpenia rossi* Droser et al., 2014, and Gen. et sp. indet. A. These fossils represent the first discovery of convincing Ediacara-type macrofossils from South America, and add a new example of carbonate-hosted Ediacara-type macrofossils. Insofar as *Nilpenia rossi* is previously known from the White Sea assemblage (ca. 560–550 Ma), it helps constrain the depositional age of the Bambuí Group.

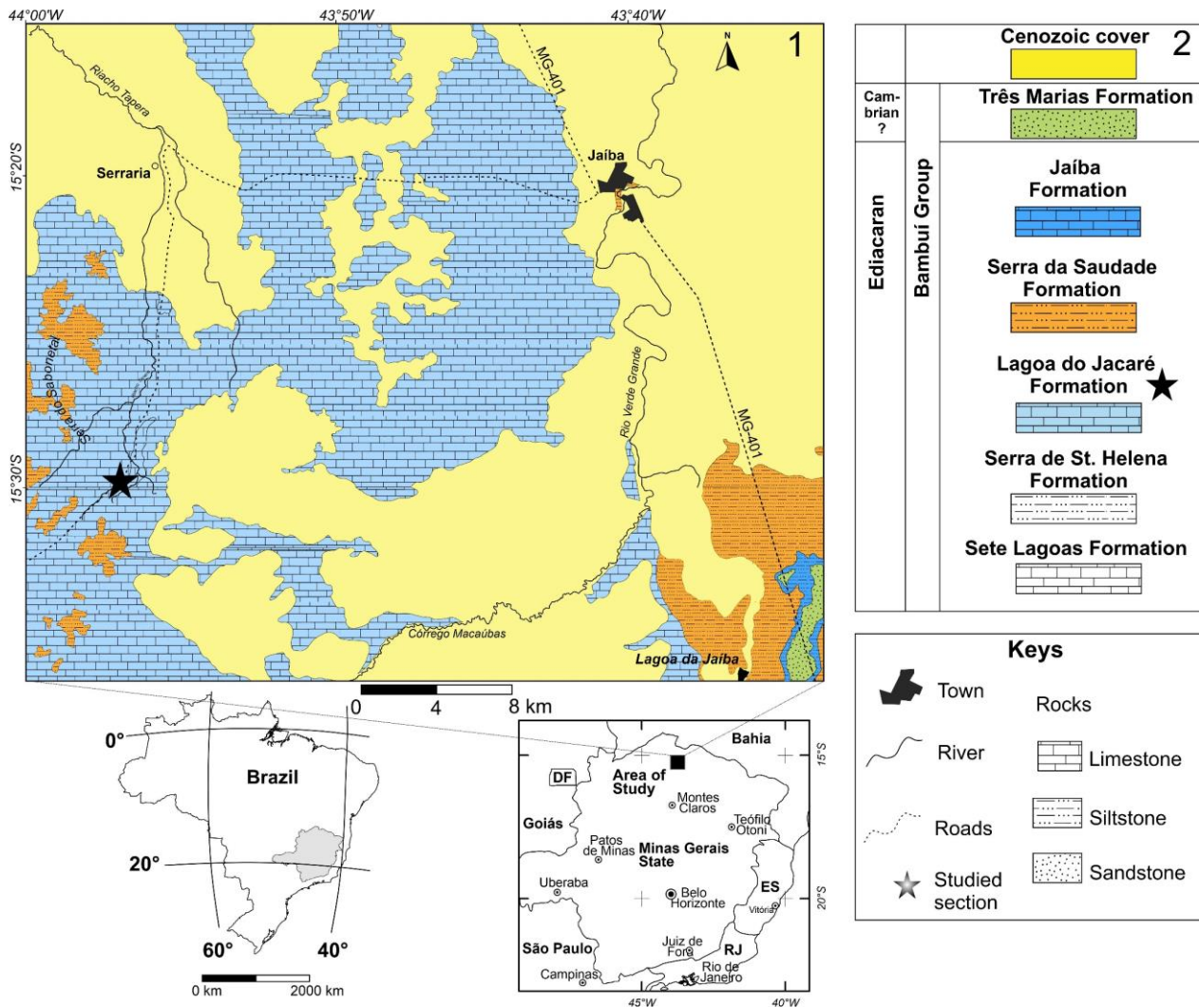


Figure 4.3.1. Geological map of the study area and generalized stratigraphy of the Bambuí Group. (1) Geological map (modified from Caxito et al., 2014), showing the fossil locality (star) near the Brejo Minas Farm, southwest of Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil. Geographic maps of Brazil and Minas Gerais State are shown at bottom. (2) Generalized stratigraphy of the Bambuí Group modified from Dardenne (1978). Fossils reported in this paper were collected from the Lagoa do Jacaré Formation (star).

Geological setting

The Bambuí Group in east-central Brazil is an Ediacaran succession on the São Francisco craton. It consists of mixed carbonate-siliciclastic strata that can be subdivided into the following formations

(in ascending order): Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade and Três Marias (Dardenne, 1978) (Fig. 4.3.2). The lowermost part of the Sete Lagoas Formation is the basal Ediacaran cap dolostone, which is characterized by aragonite fans and authigenic barite precipitates (Okubo et al., 2018; Okubo et al., 2020). The Sete Lagoas cap dolostone is succeeded by intercalated shales, limestones, and dolostones (Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014). The overlying Serra de Santa Helena Formation is dominated by siltstones and minor sandstones. The Lagoa do Jacaré Formation comprises a mixture of intraclastic and oolitic limestones, calcilutites, and calcareous siltstones. Syneresis cracks filled with calcite are present at multiple horizons. The occurrence of syneresis cracks in limestones of the Lagoa do Jacaré Formation indicates deposition in a shallow marine environment. Further upsection, the Serra da Saudade and Três Marias formations consist mainly of siltstones and arkosic sandstones, respectively.

Detrital zircon U-Pb ages and carbonate chemostratigraphic data (e.g., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios) indicate that the Bambuí Group is Ediacaran in age (Rodrigues, 2008; Pimentel et al., 2011; Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014; Paula-Santos et al., 2015; Uhlein et al., 2017). Importantly, the youngest detrital zircon population from the upper Sete Lagoas Formation gave an age of 557 Ma, placing a maximum age constraint on this formation (Paula-Santos et al., 2015), although it is still permissible that the Sete Lagoas and Lagoa do Jacaré formations can be older than the terminal Ediacaran stage (550–538 Ma). Microfossils from the Bambuí Group are consistent with but not diagnostic of an Ediacaran age (Cruz and Lopes, 1992; Fairchild et al., 1996; Simonetti and Fairchild, 2000; Denezine et al., 2018). The only age-diagnostic fossils from the Bambuí Group are putative *Cloudina* and *Corumbella* from the lower Sete Lagoas Formation in the Januária area of Minas Gerais. Because *Cloudina* and *Corumbella* are tubular fossils characteristic of the terminal Ediacaran stage (Amthor et al., 2003; Warren et al., 2017; Xiao and Narbonne, 2020) and *Cloudina* may extend into the basal Cambrian (Yang et al., 2016; Zhu et al., 2017), these fossils suggest that the Bambuí Group is mostly terminal Ediacaran to earliest Cambrian in age.

The focus of this study is the Lagoa do Jacaré Formation near the City of Jaíba, Minas Gerais State. In this area, the Lagoa do Jacaré Formation consists of a ~120-m-thick succession of mixed carbonate and siliciclastic rocks. The studied outcrop comprises an approximately six-meter-thick succession of oolitic and intraclastic limestone with trough cross stratification and thin layers of intraclastic flat-pebbles or breccias (Fig. 4.3.3.1). Toward the top of this outcrop, an increase in paleoenvironmental energy is evidenced by the transition from siltstone-marls to siltstone-calcarenes, oolites, thin layers of intraclastic breccias (Fig. 4.3.3.3), and calcilutites. The calcilutite layers are often featured with syneresis cracks filled with calcite (Fig. 4.3.3.2 and 4.3.3.5) and symmetrical ripple marks (Fig. 4.3.3.4), indicating deposition in a relatively shallow marine environment. A two-centimeter-thick calcilutite layer at the top of the studied outcrop preserves the fossils reported in the present work.



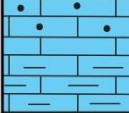

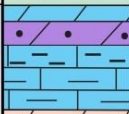

| System | Lithostratigraphic Succession | Group | Formation | Lithology |
|------------|-------------------------------|--------|--|--|
| Ediacaran | Upper siliciclastic | BambuÍ | Três Marias |  Siltstone and arkosic sandstone |
| | | | Serra da Saudade |  Laminated siltstone |
| | Lagoa do Jacaré | |  Limestone with intraclast breccias and oolitic layers Calciferous siltstone | |
| | Serra de Santa Helena | |  Laminated siltstone with a few fine layers of very-fine sandstones | |
| | Sete Lagoas | |  Dolostone and oolitic dolostone Limestone with limestone-chip intraclast and argillaceous limestone Cap dolostone | |
| Cryogenian | Glacial diamictite (~635 Ma) | | Jequitai |  Diamictite with a few layers of claystone and sandstone |

Figure 4.3.2. Neoproterozoic lithostratigraphic nomenclature in the São Francisco Craton and surrounding areas. Modified from Dardenne (1978).

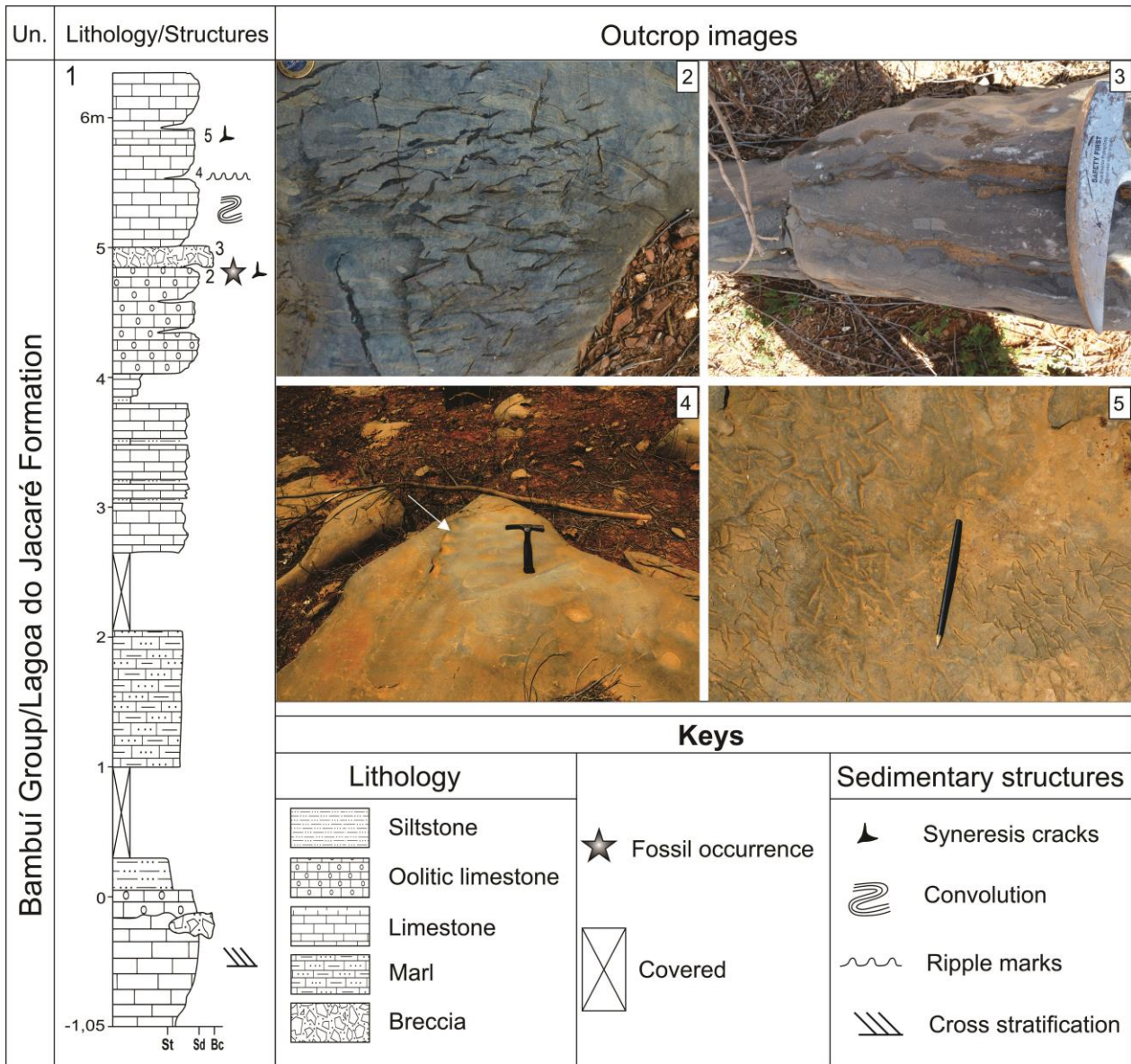


Figure 4.3.3. Detailed lithostratigraphic column and representative sedimentary structures of the fossiliferous strata in the lower Lagoa do Jacaré Formation. (1) Stratigraphic column showing fossil horizon (star). (2–5) Field photographs of sedimentary structures at stratigraphic horizons labeled in (1), showing (2) syneresis cracks in calcilutite, (3) intraclastic breccias, (4) ripple marks (arrow), and (5) syneresis cracks in the uppermost part of the outcrop.

Materials and methods

The macrofossils were discovered in 2019 at the *Fazenda Brejo Minas* (15.50063° S, 43.95115° W), a farm located south of the Serraria community, west of Jaíba, between the left bank of the Tapera stream and the Sabonetal mesa. Specimens were photographed in the field using a Panasonic LUMIX DMC-ZS7 camera. Silicone mold of the specimens were made using DimCLAY *silicone azul*. Important specimens were removed from the outcrop using a 1400 W Makita 5007N2 circular saw.

Repositories and institutional abbreviations.—Most specimens illustrated in the present paper are deposited in the research collections of the *Museu de Geociências da UnB*, located in the Micropaleontology Lab (LabMicro-UnB) of the University of Brasilia, Brazil. Accession numbers are preceded by the prefix of MAF, representing the abbreviation of *Macrofósseis* in Portuguese.

Systematic paleontology

Due to their uncertain phylogenetic affinities, the Lagoa do Jacaré fossils are described at the genus and species levels, without systematic assignments to higher taxonomic groups. Figures 4.3.4–4.3.6 illustrate key specimens of *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp., *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp., and Gen. et sp. indet. A, respectively. Figures 4.3.7–4.3.9 illustrate the cross-cutting relationships of multiple taxa.

Genus *Eremolinea* new genus Baptista, Adôrno and Antonietto

Type species.—*Eremolinea yacarei* (by monotypy).

Diagnosis.—As for *Eremolinea yacarei*.

Occurrence.—As for *Eremolinea yacarei*.

Etymology.—From the Latin *eremus* (= “solitary”) and *linea* (= “line”), with a reference to the solitary central groove (“line”) characteristic of this genus.

Remarks.—As for *Eremolinea yacarei*.

Eremolinea yacarei

Figures 4.3.4 and 4.3.7.3–4.3.7.6 (spindle-shaped specimens with pointed ends)

Holotype.—MAF-550, illustrated in Fig. 4.3.4; Upper Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation of the Bambuí Group at the *Fazenda Brejo Minas* section (15.50063° S, 43.95115° W), 4.9 m above the base of the outcrop, near the City of Jaíba, Minas Gerais State, São Francisco Basin, Brazil.

Diagnosis.—A spindle-shaped and slightly sinuous organism with an elongate and unsegmented body, apiculate ends, a prominent medial groove, and sometimes lateral grooves.

Occurrence.—Upper Ediacaran; Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, São Francisco Basin; *Fazenda Brejo Minas*, City of Jaíba, Minas Gerais State, Brazil.

Description.—Fossils are preserved as negative reliefs on the top bedding surface. They are characterized by a bilaterally symmetric, elongate to spindle-shaped, slightly sinuous, and

unsegmented body. Lateral margins are more or less parallel, except at both ends, which are characterized by pointed or apiculate terminations. There does not appear to be a clear differentiation between the two polar ends. A prominent medial groove is centrally placed, running longitudinally along the body but not reaching the polar ends. Additional lateral grooves may be present on either side of the central groove (Fig. 4.3.7.3 top specimen; Fig. 4.3.7.5–4.3.7.6), and in the holotype marginal furrows are present along the lateral and terminal margins, resulting in a slightly depressed border region (Fig. 4.3.4). Body length varies between 30 and 100 mm, and maximum body width between five and 20 mm, with a length/width ratio of 4–5. The central and lateral grooves, as well as the marginal furrows, are ~0.5 mm deep. The central groove stops at ~2 mm before reaching the polar ends.

Etymology.—From the Tupi language *yacare* (= “that who squints” or “caiman”), with a reference to the Lagoa do Jacaré Formation (or “Caiman Lake Formation” in Portuguese), where this species was collected.

Remarks.—*Eremolinea* superficially resembles *Dickinsonia* in its bilaterally symmetric and sometimes ovoidal body. In fact, its central groove is similar to the midline of *Dickinsonia* (e.g., plate 1, fig. A of Evans et al., 2015; fig. 6a of Evans et al., 2019); this midline is not present in all *Dickinsonia* specimens (e.g., fig. 2 of Evans et al., 2017), but when present it always stops before reaching the anterior/deltoidal end (Hoekzema et al., 2017) and sometimes stops before reaching both ends (e.g., plate 5, fig. 1 of Wade, 1972). In addition, the border region of *Eremolinea* (Fig. 4.3.4) is reminiscent of the contraction margin in some *Dickinsonia* specimens (e.g., fig. 6c of Evans et al., 2019). Despite these similarities, however, *Eremolinea* lacks transverse segments, which are a defining character of *Dickinsonia*. Also, *Eremolinea* is apiculate at both polar ends, whereas *Dickinsonia* has rounded anterior and posterior ends. These are fundamental differences

that preclude us to consider *Eremolinea* as a true dickinsoniomorph despite the general similarities.

The putative echiuroid fossil *Protechiurus edmondsi* Glaessner, 1979 from the lower Nama Group in southern Namibia also has an elongate ovoidal body with several longitudinal ridges. However, *Protechiurus* appears to be anteroposteriorly differentiated, with a narrow and spatulate end considered anterior and a rounded posterior end (Glaessner, 1979). Thus, *Eremolinea* and *Protechiurus* are considered two distinct genera.

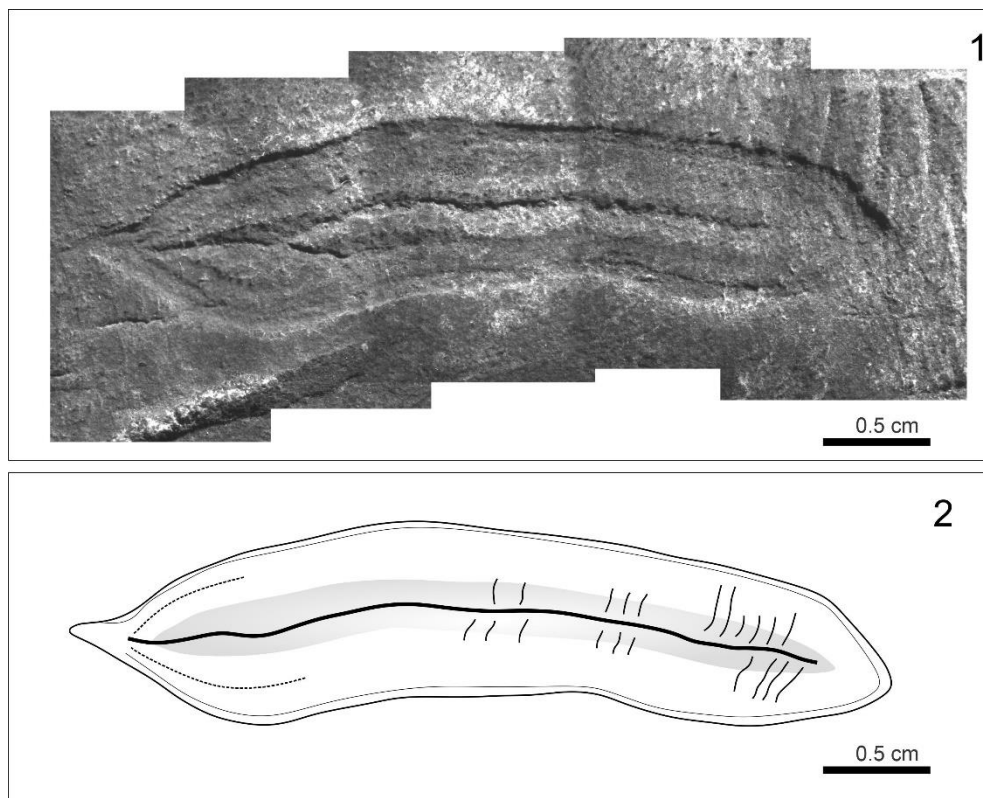


Figure 4.3.4. *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp. from the Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, at the Fazenda Brejo Minas section, Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil. (1) Holotype, MAF-550. (2) Interpretive drawing of (1).

Genus *Jaibella* new genus

Type species.—*Jaibella verdegrandensis* (by monotypy).

Diagnosis.—As for *Jaibella verdegrandensis*.

Occurrence.—As for *Jaibella verdegrandensis*.

Etymology.—From the Portuguese *jaíba*, a corruption of the Tupi word *yayba* (= “bad waters”), and the Latin suffix *-ella*. The genus name makes a reference to the City of Jaíba near the outcrop where *Jaibella* was first discovered.

Remarks.—As for *Jaibella verdegrandensis*.

Jaibella verdegrandensis new species

Figures 4.3.5 and 4.3.8 (elongate specimen at lower center)

Holotype.—MAF-551, illustrated in Figs. 4.3.5 and 4.3.8; Upper Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation of the Bambuí Group at *Fazenda Brejo Minas* section (15.50063° S, 43.95115° W), 4.9 m above the base of the outcrop, near the City of Jaíba, Minas Gerais State, São Francisco Basin, Brazil.

Diagnosis.—*Jaibella* is characterized by an elongate, unsegmented body with a nearly rectilinear outline, roughly parallel lateral margins, and a central groove that runs along the body length but

does not reach the polar ends. The body tapers slightly from a rounded polar end toward a spatulate end, which is demarcated from the rest of the body by a constriction and terminates at a pointed tip. Thus, the body appears to show evidence of polar differentiation as the two ends are morphologically distinct.

Occurrence.—Upper Ediacaran; Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, São Francisco Basin; *Fazenda Brejo Minas*, City of Jaíba, Minas Gerais State, Brazil.

Description.—Only a single specimen in our collection, and it is preserved as a negative relief on the top bedding surface (Fig. 4.3.5.1). Specimen is ~72 mm in length, 6.2 mm in minimum width, and 3.2 mm in maximum width. The spatulate expansion is separated from the rest of the body by a narrow constriction and it is about 12 mm in length, representing ~1/7 of the total length. The rounded end is not clearly demarcated from the rest of the body. A slightly depressed border region is also present (shaded area in Fig. 4.3.5.3), but it is not as well defined as in *Eremolinea yacarei*. The central groove is ~0.5 mm deep, ~64.6 mm long, and it stops at ~3.5 mm before reaching the terminal ends. The central groove expands and deepens slightly at both ends. There is an offset of the lateral margin near the round end (lower right of Fig. 4.3.5.2), but this is probably an artifact related to a microfault.

Etymology.—From the Portuguese *verde grande* (= “big and green”), with a reference to the Verde Grande River that flows through Jaíba.

Remarks.—*Jaibella verdegrandensis* is similar to *Eremolinea yacarei* in having a bilateral symmetry and a central groove. However, *Jaibella verdegrandensis* is characterized by apparent polar differentiation, with the body tapering toward the spatulate end, which is morphologically

distinct from the rounded end. *Eremolinea yacarei*, in contrast, is apiculate at both ends. The apparent body polarization may have fundamental biological underpinnings, and thus these two taxa are distinguished at the genus level, rather than at the species level. Like *Eremolinea yacarei*, *Jaibella verdegrandensis* is not considered as a dickinsoniomorph because of the lack of segments.

Specimens illustrated as “bed-parallel bilobed ichnofossils” (fig. 2J of Warren et al., 2014) from the Sete Lagoas Formation of the Bambuí Group in the Januária area of the Minas Gerais State are similar to *Jaibella verdegrandensis* described here from the Lagoa do Jacaré Formation. Like *Jaibella verdegrandensis*, the Sete Lagoas specimens also have an elongate and unsegmented body with a border region and a central groove that runs toward but does not reach the polar ends (best seen in the left specimen in fig. 2J of Warren et al., 2014). One of the polar ends is demonstrably rounded, although Warren et al. (2014) did not illustrate the specimens in their entirety so it is uncertain whether the other polar end is spatulate and pointed in shape. One of the two specimens (the right specimen in fig. 2J of Warren et al., 2014) also seems to show tapering toward one or perhaps both polar ends. The Sete Lagoas specimens are said to be preserved as positive hyporeliefs, thus consistent with the negative relief preservation of *Jaibella verdegrandensis* from the Lagoa do Jacaré Formation. It is likely that the Sete Lagoas specimens are also *Jaibella verdegrandensis*, but we refrain from a formal taxonomic assignment until we have an opportunity to examine those specimens in their entirety. Regardless, we think that the Sete Lagoas specimens are unlikely trace fossils because they have a rounded end and unequal width along the length.

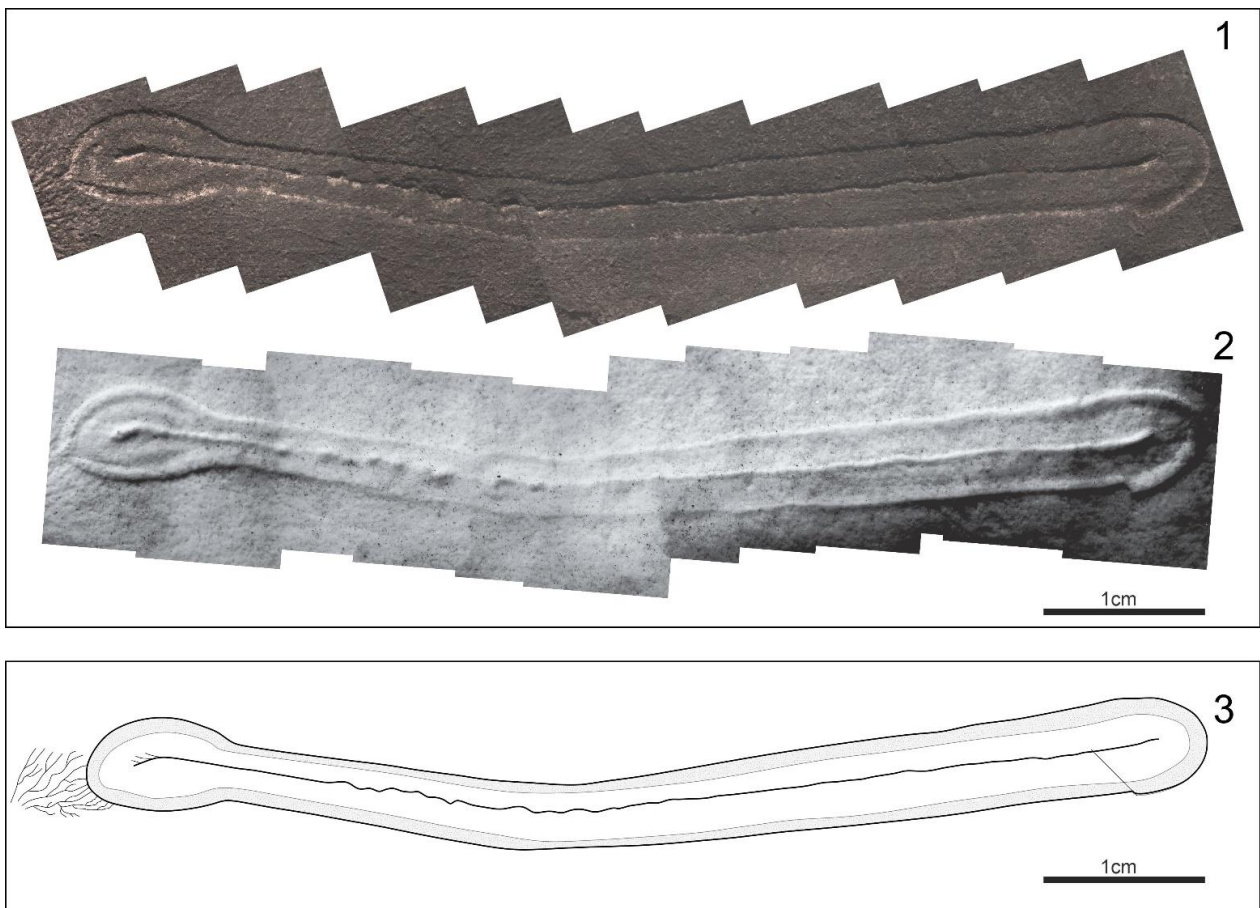


Figure 4.3.5. *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp. from the Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, at the *Fazenda Brejo Minas* section, Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil. (1) Holotype, MAF-551. (2) Silicone mold of holotype. (3) Interpretive drawing of (1). Note a specimen of *Nilpenia rossi* at the left.

Putative trace fossil: Gen. et sp. indet. A

Figure 4.3.6 (central specimens)

Occurrence.—Upper Ediacaran; Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, São Francisco Basin; *Fazenda Brejo Minas*, City of Jaíba, Minas Gerais State, Brazil.

Description.—The specimens are preserved as negative reliefs and they are truncated by syneresis cracks. They are rectilinear to slightly curved ribbon-like structures preserved in negative reliefs

(~0.5 mm) relative to bedding surface. The length can reach 35 cm, and the width varies slightly around 10 mm. A central groove, ~0.5 mm deep and ~1.0 mm wide, runs medially along the length of the ribbon-like structure. Additional faint striations are observable on either side of the central groove. A border region is poorly developed. The two ribbon-like specimens in our collection appear to abut against each other, forming a Y-shaped structure, although details at the Y junction are obscured.

Material.—MAF-553 (not illustrated).

Remarks.—The two specimens described under Gen. et sp. indet. A are broadly similar to *Jaibella verdegrandensis* in their elongate, unsegmented, and bilaterally symmetric body with a central groove and a possible border region. Indeed, one of the specimens has one rounded end (lower end of specimen labeled “3” in Fig. 4.3.7.1), consistent with an assignment to *Jaibella verdegrandensis* and ruling out an identification with *Eremolinea yacarei*, which has pointed ends. On the other hand, the two specimens in our collection are extremely long and do not preserve both polar ends, thus it is impossible to verify whether they have an expanded spatulate end and whether they show evidence for polar differentiation. Thus, we refrain from formally assign these specimens to *Jaibella verdegrandensis*.

Given their length, it is possible that the two specimens described under Gen. et sp. indet. A may represent trace fossils of *Jaibella verdegrandensis*. In the broadest terms, the central groove of Gen. et sp. indet. A is at least superficially similar to the medial depression of collapsed burrows in *Psammichnites* and *Aulichnites* (see plates 81–83 in Seilacher, 2007), although their medial depression is present on the top side of convex burrows, which are different from the concave preservation of Gen. et sp. indet. A. A medial depression is also present in the trace fossil *Mattaia* (Dzik, 2005), but it is on the hypoichnium of *Mattaia*, not on the top bedding surface. Regardless,

an ichnofossil interpretation for Gen. et sp. indet. A should remain open and should be tested with additional better-preserved specimens in the future. If it is proven that Gen. et sp. indet. A represents a trace fossil of *Jaibella verdegrandensis*, then *Jaibella verdegrandensis* would be a mobile bilaterian animal, consistent with its bilateral symmetry and body polarization.

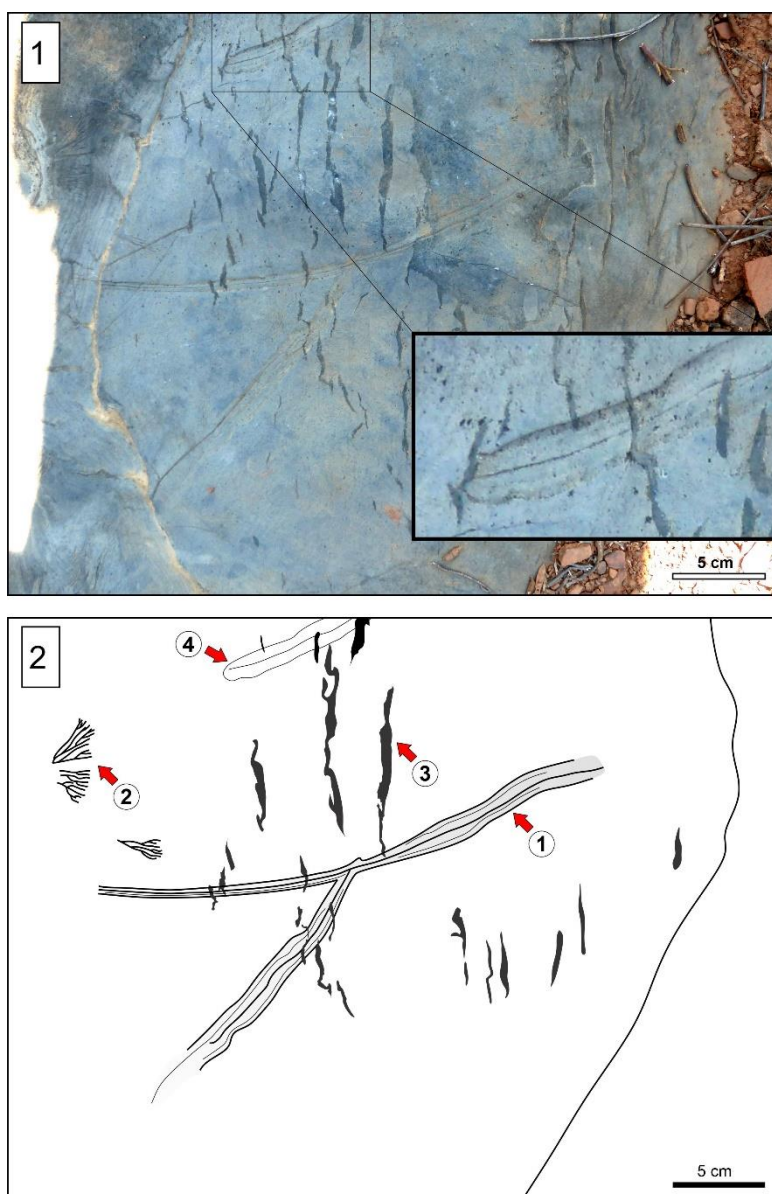


Figure 4.3.6. Gen. et sp. indet. A from the Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, at the *Fazenda Brejo Minas* section, Jaíba Municipality, Minas Gerais State, Brazil. (1) Field photograph,. (2) Interpretive drawing of (1). Gen. et sp. indet. A is shown in the center (labeled “1”). Note a specimens of *Nilpenia rossi* in lower right (labeled “2”), and syneresis cracks filled “1”).

with dark-color calcite (labeled “3”) and non named fragmented specimen in the upper center (labeled “4”), Gen. et sp. indet. A is truncated by, and thus predates, syneresis cracks.

Genus *Nilpenia* Droser et al., 2014

Type species.—*Nilpenia rossi* Droser et al., 2014 (by monotypy).

Nilpenia rossi Droser et al., 2014

Figures 4.3.6.1–4.3.6.2 (lower right), 4.3.7.3–4.3.7.4 (lower center), 4.3.7.5–7.6 (lower left), 4.3.8 (left), and 4.3.9 (left)

Occurrence.—Upper Ediacaran. This species was originally reported from the Ediacara Member, Rawnsley Quartzite Formation, Pound subgroup at the Nilpena station, Flinders Ranges, South Australia (Droser et al., 2014). Subsequently, it was reported from the Lomoziv Beds of the Mogyliiv Formation at a quarry near the Dniester hydroelectric station-1, Novodnistrovsk city, Ukraine (Nesterovsky et al., 2018). The material reported in this paper was collected from the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, São Francisco Basin, at the *Fazenda Brejo Minas* section, City of Jaíba, Minas Gerais State, Brazil.

Description.—Specimens of *Nilpenia rossi* are preserved on the top bedding surface, and they are cross-cut by *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* specimens (Figs. 4.3.7.3–4.3.7.4, 4.3.8, 4.3.9). *Nilpenia rossi* specimens consist of branching ridges and grooves that radiate out to form fan-shaped structures, which are 5–30mm in maximum length, 5–19mm in maximum width. Ridges and grooves appear to branch dichotomously. Typically, branches do not cross-cut each other (Fig. 4.3.7.3–4.3.7.4; Fig. 4.3.8, top left specimen), although they sometimes appear to cross-

cut or overlap to form a reticulate structure (Fig. 4.3.8, central left specimen). Branch width can be systematically different between specimens, and smaller specimens (e.g., Fig. 4.3.8, lower right specimen) have thinner branches than larger specimens. As the branches thin distally, they become so thin that the boundary between the fossil and the rock matrix is diffuse.

Materials.—MAF-550 (specimen at lower left corner of the Fig. 4.3.9), MAF-551 (Fig. 4.3.5; specimen at left end of *Jaibella verdegrandensis*).

Remarks.—Weathering and dissolution of carbonate rocks in desert environments can sometimes generate dendritic grooves superficially similar to *Nilpenia rossi*. This possibility, however, can be ruled out with confidence because the *Nilpenia rossi* specimens are truncated by *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis*. The specimens described here are also somewhat similar to the trace fossil *Oldhamia* (Seilacher et al., 2005). This comparison is intriguing given that one of *Oldhamia* species, *Oldhamia recta*, has been reinterpreted as a body fossil (Tacker et al., 2010). However, as discussed in Droser et al. (2014), a trace fossil interpretation can be ruled out for *Nilpenia rossi* because its branches systematically decrease in width toward the distal end.

The specimens described here are most similar to *Nilpenia rossi* from Australia and Ukraine in their fan-shaped structures consisting of branching ridges and grooves (Droser et al., 2014; Nesterovsky et al., 2018). However, the Australian specimens display a wider range of morphologies, with larger and discoidal specimens showing a well-defined rim and a differentiated central region consisting of diamond-shaped ridges, features that are absent in smaller fan-shaped specimens. Droser et al. (2014) attributed these morphological variations to ontogenetic growth. If so, then the Brazilian specimens would mostly represent juvenile stages, and the small number of Brazilian specimens do not allow us to observe the entire morphological spectrum or ontogenetic growth of *Nilpenia rossi*. On the other hand, in the Brazilian population the smaller specimens tend to have thinner branches,

whereas this is not necessarily true in the Australian population, suggesting that these two populations may have different growth dynamics.

The phylogenetic interpretation of *Nilpenia rossi* is ambiguous. Droser et al. (2014) considered several possibilities, and concluded that “*Nilpenia* should be regarded as an organism of unknown affinities with a growth pattern convergent on that of extant fungi, lichens and encrusting algae with an ecology unlike others of the Ediacara biota and perhaps unlike common ecologies today.” We agree that modern fungi, lichens, and encrusting algae provide the best ecological, if not phylogenetic, analogs for the interpretation of *Nilpenia*.

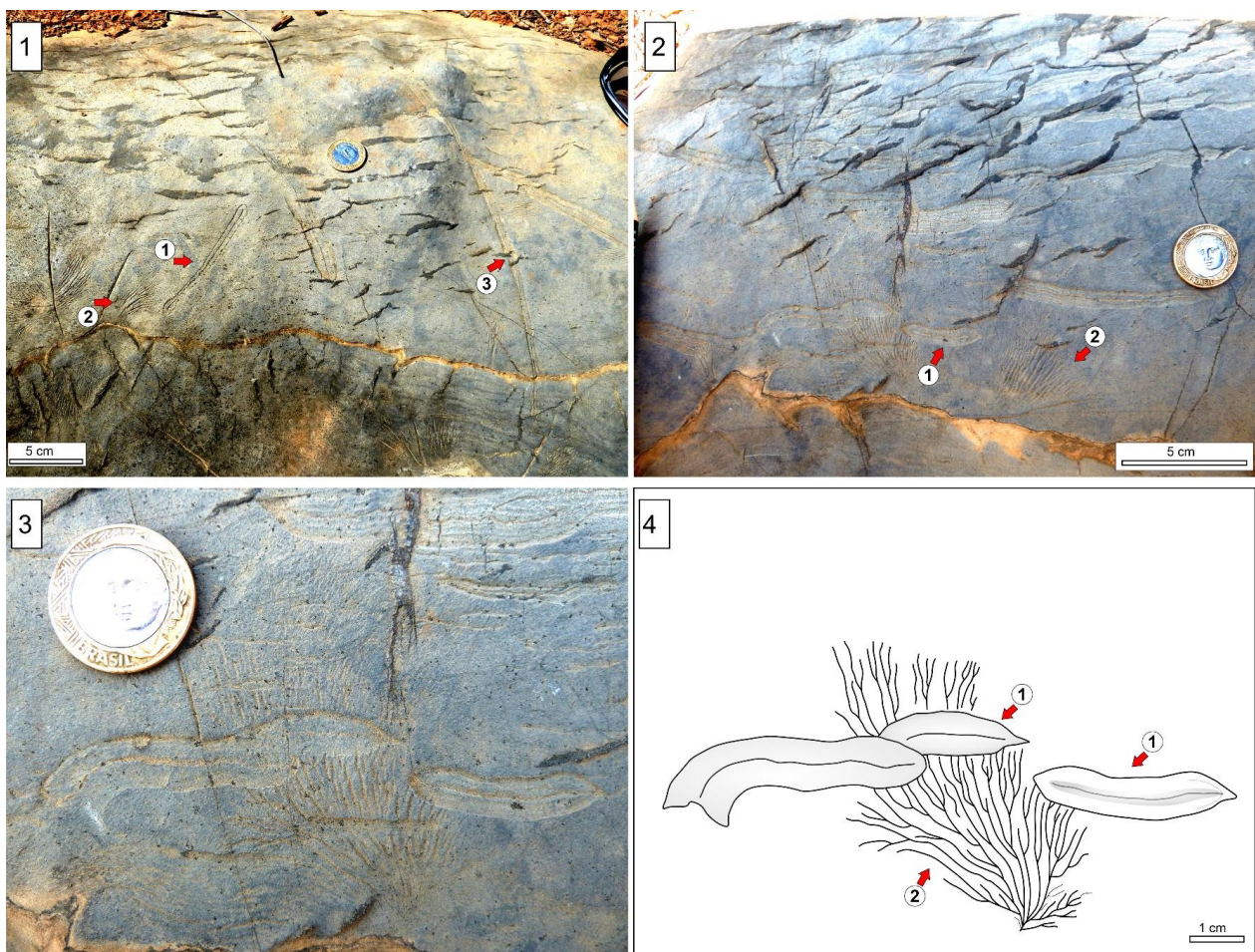


Figure 4.3.7. Cross-cutting relationships between fossils and sedimentary structures in the Ediacaran Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Group, at the *Fazenda Brejo Minas* section, Jaíba

Municipality, Minas Gerais State, Brazil. (1) *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp. (labeled “1”), *Nilpenia rossi* (labeled “2”), and Gen. et sp. indet. A (labeled “3”). (2) *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp. (labeled “1”) and *Nilpenia rossi* (labeled “2”). (3) Magnified view of lower center of (2), MAF-xxx. (4) Interpretive drawing of (3), showing that *Eremolinea yacarei* (labeled “1”) truncates *Nilpenia rossi* (labeled “2”). (5) Magnified view of central right of (2), MAF-xxx. (6) Interpretive drawing of (5), showing a specimen of *Eremolinea yacarei* (labeled “1”), *Nilpenia rossi* (labeled “2”), and syneresis cracks (labeled “3”). Coins in (3) and (5) are 2.4 cm in diameter.

Discussion

Paleoecology and phylogenetic affinities.—Cross-cutting relationships are important in the taphonomic, paleoecological, and phylogenetic interpretations of the Lagoa do Jacaré fossils. There is direct evidence that *Eremolinea yacarei* (Fig. 4.3.7.3 top), Gen. et sp. indet. A (Fig. 4.3.6), and *Nilpenia rossi* (Fig. 4.3.7.5 lower left) are cross-cut by syneresis cracks, which are generally thought to have formed during sediment compaction. This cross-cutting relationship suggests that the fossils described here are not diagenetic or weathering features.

A diagenetic or weathering origin of the Lagoa do Jacaré fossils can also be independently falsified by the morphological features of *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis*. These two taxa are characterized by a bilaterally symmetric body with a central groove that runs along the body length but does not reach the terminal ends of the body. To our knowledge, no diagenetic or weathering structures are known to have these features, and these two taxa are best interpreted as biological features. And considering that *Nilpenia rossi* is cross-cut by *Eremolinea yacarei* (Figs. 4.3.7.4–4.3.7.5, 4.3.9) and by *Jaibella verdegrandensis* (Figs. 4.3.5 and 4.3.8), *Nilpenia rossi* can also be ruled out as diagenetic or weathering structures. The general morphological similarity between populations of *Nilpenia rossi* from Australia, Ukraine, and Brazil suggests that this taxon has a wide geographic distribution and may have biostratigraphic significance.

That *Nilpenia rossi* is cross-cut by *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* may also have paleoecological implications. Given that *Nilpenia rossi* was likely an organism ecologically similar to fungi, lichens, and encrusting algae (Droser et al., 2014), it is tempting to consider that *Nilpenia rossi* was grazed upon by *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis*. This possibility is particularly intriguing if the latter two were mobile animals analogous to *Dickinsonia* (Evans et al., 2019; Ivantsov et al., 2019), *Yorgia* (Ivantsov and Malakhovskaya, 2002), *Kimberella* (Gehling et al., 2014), and *Yilingia* (Chen et al., 2019). This possibility would also be bolstered by the interpretation of Gen. et sp. indet. A as a trace fossil of *Jaibella verdegrandensis*. If proven correct, the targeted feeding on *Nilpenia rossi* by *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* would provide substantial evidence in support of the savannah hypothesis, which posits that sessile and benthic Ediacara-type macro-organisms represented localized nutrient sources that stimulated the radiation of mobile bilaterian animals in the late Ediacaran Period (Budd and Jensen, 2017). A close inspection of the cross-cutting relationship of *Nilpenia rossi* by *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis*, however, led us to conclude that it more likely represents an accidental encounter, rather than a feeding or grazing behavior targeting specifically on *Nilpenia rossi*. For example, in Fig. 4.3.7.3–4.3.7.4, there appear to be three specimens of *Eremolinea yacarei* that infringe upon a specimen of *Nilpenia rossi*, but there is no evidence for *Eremolinea yacarei* to extensively explore the food resource of *Nilpenia rossi*. At best, *Eremolinea yacarei* indiscriminately absorbed nutrients from the substrate, regardless whether the substrate was covered with microbial mats or *Nilpenia rossi*. In a sense, *Eremolinea yacarei* may have engaged in an osmotrophic feeding behavior (Laflamme et al., 2009) similar to that of *Dickinsonia* (Sperling and Vinther, 2010). Similarly, the encounter between *Jaibella verdegrandensis* and *Nilpenia rossi* (Fig. 4.3.8) also appears to be accidental, with the former barely encroaching the margin of a smaller specimen of *Nilpenia rossi* but ignoring the two larger specimens nearby.

The accidental encounter of *Nilpenia rossi* by *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis*

means that the latter taxa probably did not have a centralized nerve system, which is a hallmark of crown-group bilaterian animals. If so, then *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* must be phylogenetically outside the crown-group Bilateria. Considering their bilaterally symmetric body, the possible body polarization in *Jaibella verdegrandensis*, the possible trace fossil (Gen. et sp. indet. A) of *Jaibella verdegrandensis*, and the presence of a prominent central groove (which could represent a digestive tract), we tentatively interpret *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* as eumetazoans and possibly stem-group bilaterians.

Biostratigraphic significance.—The presence non-skeletal Ediacara-type macrofossils in the Lagoa do Jacaré Formation has biostratigraphic implications. Although *Eremolinea* and *Jaibella* have not been previously reported, *Nilpenia* has been known from Ediacara Member of the Rawnsley Quartzite, Australia (Droser et al., 2014) and the Lomoziv Beds in Ukraine (Nesterovsky et al., 2018), considered to be the examples of the White Sea assemblage (Waggoner, 2003; Boag et al., 2016; Muscente et al., 2019). The stratigraphic occurrences of *Nilpenia rossi*, along with the general similarity of *Eremolinea* and *Jaibella* to *Dickinsonia*, which is largely restricted to the White Sea assemblage, indicate that the Lagoa do Jacaré biota may be part of the White Sea assemblage (ca. 506–550 Ma). If true, this biostratigraphic correlation raises considerable questions about the report of *Cloudina* and *Corumbella* from the lower Sete Lagoas Formation of the basal Bambuí Group (Warren et al., 2014), as these taxa are only known from the terminal Ediacaran and the earliest Cambrian (ca. 550–538 Ma) but has never been known from the White Sea assemblage (Yang et al., 2016; Warren et al., 2017; Zhu et al., 2017; Cai et al., 2019). Indeed, the possible presence of *Jaibella verdegrandensis* in the lower Sete Lagoas Formation (fig. 2J of Warren et al., 2014).



Figure 4.3.8. Magnified view of central left of Fig. 4.3.7.1, showing three specimens of *Nilpenia rossi* (arrows), the lowermost of which is the smallest and is truncated by *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp. (lower center).

Conclusions

Non-skeletal Ediacara-type macrofossils—including *Jaibella verdegrandensis* n. gen. n. sp., *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp., *Nilpenia rossi*, and Gen. et sp. indet. A—are reported from a limestone bed in the Lagoa do Jacaré Formation of the Bambuí Group in the Minas Gerais State of Brazil. These fossils represent the first report of undisputed Ediacara-type fossils from South America. Together with carbonate-hosted Ediacara-type fossils from the Shibantan Member of South China (Xiao et al., 2005; Chen et al., 2014) and the Khatyspyt Formation in northern Siberia (Grazhdankin et al., 2008; Bykova et al., 2017), the new fossils from the Lagoa do Jacaré Formation add to the taphonomic and paleoenvironmental ranges of Ediacara-type fossils, which are best known from siliciclastic rocks in Newfoundland of Canada, South Australia, northwestern

Russia, and southern Namibia (Fedonkin et al., 2007).

Eremolinea yacarei and *Jaibella verdegrandensis* are characterized by a bilaterally symmetric body with a central groove. They are somewhat similar to dickinsoniomorphs but lack the body segments characteristic of the latter. They likely represent epibenthic and osmotrophic eumetazoans, possibly stem-group bilaterians. It is uncertain whether *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis* were mobile animals, but this possibility cannot be ruled out given that they appear to have had muscles and are associated with a putative trace fossil (Gen. et sp. indet. A). *Nilpenia rossi* is best interpreted as a sessile epibenthic organism ecologically analogous to modern fungi, lichens, and encrusting algae. *Nilpenia rossi* is cross-cut by both *Eremolinea yacarei* and *Jaibella verdegrandensis*. But this cross-cutting relationship likely represents accidental encounters, rather than a targeted feeding or grazing behavior.

The presence of Ediacara-type macrofossils, particularly *Nilpenia rossi* that is known from the White Sea assemblage in South Australia and Ukraine, indicates that the Lagoa do Jacaré biota may also belong to the White Sea assemblage (ca. 560–550 Ma). Fossils previously illustrated as “bed-parallel bilobed ichnofossil in positive hyporelief” from the Sete Lagoas Formation of the Bambuí Group are broadly similar to and may also be *Jaibella verdegrandensis*. These fossils contradict the previous report, from the Sete Lagoas Formation of the basal Bambuí Group, of *Cloudina* and *Corumbella*, which are widely believed to post-date the White Sea assemblage.



Figure 4.3.9. Magnified view of central right of Fig. 7.3, showing *Nilpenia rossi* (arrow) truncated by *Eremolinea yacarei* n. gen. n. sp. MAF-550.

Acknowledgments

This study was supported by the Brazilian Geological Survey (CPRM) through a project entitled *Estudos para Implementação da Gestão Integrada de Águas Superficiais e Subterrâneas na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco, Sub-Bacias do Rio Verde Grande e Carinhanha*, and by *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (CNPq; grants nº 307220/2014-1, 452682/2016-9 and 309266/2018-1). *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior* (CAPES), through the programs of *Portal de Periódicos da CAPES* and *Programa Institucional de Internacionalização* (CAPES/PrInt), provided partial support for international travels of the authors and for S. Xiao to visit Brazil. We are indebted to N. L. dos Reis, owner of *Fazenda Brejo Minas*, who kindly granted us access to the outcrops in his farm.

References

- Adôrno, R.R., Do Carmo, D.A., Germs, G., Walde, D.H.G., Denezine, M., Boggiani, P.C., Sousa E Silva, S.C., Vasconcelos, J.R., Tobias, T.C., Guimarães, E.M., Vieira, L.C., Figueiredo, M.F., Moraes, R., Caminha, S.A., Suarez, P.A.Z., Rodrigues, C.V., Caixeta, G.M., Pinho, D., Schneider, G., and Muyamba, R., 2017, *Cloudina lucianoï* (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy: *Precambrian Research*, v. 301, p. 19-35, doi: 10.1016/j.precamres.2017.08.023.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Vieira, L.C., Lima, B.A.F., and Mancini, L.H., 2014, Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasilia belt of Brazil: *Precambrian Research*, v. 251, p. 164–180, doi: 10.1016/j.precamres.2014.06.011.
- Amthor, J.E., Grotzinger, J.P., Schröder, S., Bowring, S.A., Ramezani, J., Martin, M.W., and Matter, A., 2003, Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian–Cambrian boundary in Oman: *Geology*, v. 31, p. 431-434.
- Arrouy, M.J., Warren, L.V., Quaglio, F., Poire, D.G., Simoes, M.G., Rosa, M.B., and Peral, L.E.G., 2016, Ediacaran discs from South America: probable soft-bodied macrofossils unlock the paleogeography of the Clymene Ocean: *Scientific Reports*, v. 6, p. 30590, doi: 10.1038/srep30590.
- Beurlen, K., and Sommer, F.W., 1957, Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá: *Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, v. 168, p. 1-47.
- Boag, T., Darroch, S.A.F., and Laflamme, M., 2016, Ediacaran distributions in space and time: testing assemblage concepts of earliest macroscopic body fossils: *Paleobiology*, v. 42, p. 574-594, doi: 10.1017/pab.2016.20.
- Budd, G.E., and Jensen, S., 2017, The origin of the animals and a ‘Savannah’ hypothesis for early bilaterian evolution: *Biological Reviews*, v. 92, p. 446-473, doi: 10.1111/brv.12239.
- Bykova, N.V., Gill, B.C., Grazhdankin, D., Rogov, V., and Xiao, S., 2017, A geochemical study of the Ediacaran discoidal fossil *Aspidella* preserved in limestones: Implications for its taphonomy and paleoecology: *Geobiology*, v. 15, p. 572-587, doi: 10.1111/gbi.12240.
- Cai, Y., Xiao, S., Li, G., and Hua, H., 2019, Diverse biomineralizing animals in the terminal Ediacaran Period herald the Cambrian Explosion: *Geology*, v. 47, p. 380-384, doi: 10.1130/G45949.1.
- Caxito, F.A., Araújo, R.G., Uhlein, A., and Uhlein, G.J., 2014, Folha Mata do Jaíba: Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, Projeto Fronteiras de Minas, Mapa Geológico SD-23-Z-C-III, scale 1:100,000, 1 sheet.
- Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Dias, T.G., and Uhlein, G.J., 2012, Marinoan glaciation in east central Brazil: *Precambrian Research*, v. 200-203, p. 38-58, doi: 10.1016/j.precamres.2012.01.005.
- Chen, Z., Zhou, C., Xiao, S., Wang, W., Guan, C., Hua, H., and Yuan, X., 2014, New Ediacara fossils preserved in marine limestone and their ecological implications: *Scientific Reports*, v. 4, p. 4180, doi: 10.1038/srep04180.
- Chen, Z., Zhou, C., Yuan, X., and Xiao, S., 2019, Death march of a segmented and trilobate bilaterian elucidates early animal evolution: *Nature*, v. 573, p. 412-415, doi: 10.1038/s41586-019-1522-7.
- Cruz, N.M.C., and Lopes, J.N., 1992, Microfósseis do Grupo Bambuí na região de Arcos, Minas Gerais: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 64, p. 420.

- Dardenne, M.A., 1978, Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central, in Sociedade Brasileira de Geologia: Anais do XXX Congresso, v. Volume 2 (Recife, Sociedade Brasileira de Geologia), p. 597-610.
- Denezine, M., Carmo, D.A.d., Xiao, S., Sergeev, V., and Reis, A.S., 2018, Biodiversity of organic-walled microfossils from Sete Lagoas Formation, Ediacaran, Bambuí Group, southeast Brazil: Biostratigraphic implications and thermal evolution: International Conference on Ediacaran and Cambrian Sciences Programme & Abstracts, p. 111.
- Droser, M.L., Gehling, J.G., Dzaugis, M.E., Kennedy, M.J., Rice, D., and Allen, M.F., 2014, A new Ediacaran fossil with a novel sediment displacive life habit: *Journal of Paleontology*, v. 88, p. 145-151, doi: 10.1666/12-158.
- Dzik, J., 2005, Behavioral and anatomical unity of the earliest burrowing animals and the cause of the “Cambrian explosion”: *Paleobiology*, v. 31, p. 503-521.
- Evans, S.D., Droser, M.L., and Gehling, J.G., 2015, *Dickinsonia* liftoff: Evidence of current derived morphologies: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 434, p. 28-33, doi: 10.1016/j.palaeo.2015.02.006.
- Evans, S.D., Droser, M.L., and Gehling, J.G., 2017, Highly regulated growth and development of the Ediacara macrofossil *Dickinsonia costata*: *PLoS One*, v. 12, p. e0176874, doi: 10.1371/journal.pone.0176874.
- Evans, S.D., Gehling, J.G., and Droser, M.L., 2019, Slime travelers: Early evidence of animal mobility and feeding in an organic mat world: *Geobiology*, v. 17, p. 490-509, doi: 10.1111/gbi.12351.
- Fairchild, T.R., Schopf, J.W., Shen-Miller, J., Guimarães, E.M., Edwards, M.D., Lagstein, A., Li, X., Pabst, M., and Melo-Filho, L.S., 1996, Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil: *Precambrian Research*, v. 80, p. 125-152.
- Fedonkin, M.A., Gehling, J.G., Grey, K., Narbonne, G.M., and Vickers-Rich, P., 2007, *The Rise of Animals: Evolution and Diversification of the Kingdom Animalia*: Baltimore, Johns Hopkins University Press, 326 p.
- Gehling, J.G., Narbonne, G.M., and Anderson, M.M., 2000, The first named Ediacaran body fossil, *Aspidella terranova*: *Palaeontology*, v. 43, p. 427-456.
- Gehling, J.G., Runnegar, B.N., and Droser, M.L., 2014, Scratch traces of large Ediacara bilaterian animals: *Journal of Paleontology*, v. 88, p. 284-298.
- Glaessner, M.F., 1979, An echiurid worm from the Late Precambrian: *Lethaia*, v. 12, p. 121-124.
- Grazhdankin, D.V., Balthasar, U., Nagovitsin, K.E., and Kochnev, B.B., 2008, Carbonate-hosted Avalon-type fossils in Arctic Siberia: *Geology*, v. 36, p. 803–806.
- Gürich, G., 1929, Die ältesten Fossilien Sudafrikas: *Zeitschrift für Praktische Geologie*, v. 37, p. 85-86.
- Hahn, G., Hahn, R., Leonardos, O.H., Pflug, H.D., and Walde, D.H.G., 1982, Körperlich erhaltene Scyphozoen-Reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens: *Geologica et Palaeontologica*, v. 16, p. 1-18.
- Hoekzema, R.S., Brasier, M.D., Dunn, F.S., and Liu, A.G., 2017, Quantitative study of developmental biology confirms *Dickinsonia* as a metazoan: *Proceedings of the Royal Society B (Biological Sciences)*, v. 284, p. 20171348, doi: 10.1098/rspb.2017.1348.
- Inglez, L., Warren, L.V., Okubo, J., Simoes, M.G., Quaglio, F., Arrouy, M.J., and Netto, R.G., 2019, Discs and discord: The paleontological record of Ediacaran discoidal structures in the south American continent: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 89, p. 319-336, doi: 10.1016/j.jsames.2018.11.023.
- Ivantsov, A., Yu., and Malakhovskaya, Y.E., 2002, Gigantskiye sledy vendskikh zhiivotnykh: *Doklady Akademii Nauk*, v. 385, p. 382-386.

- Ivantsov, A., Yu., Nagovitsyn, A., and Zakrevskaya, M., 2019, Traces of locomotion of Ediacaran macroorganisms: *Geosciences*, v. 9, p. 395, doi: 10.3390/geosciences9090395.
- Laflamme, M., Xiao, S., and Kowalewski, M., 2009, Osmotrophy in modular Ediacara organisms: *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, v. 106, p. 14438–14443.
- Muscente, A.D., Bykova, N., Boag, T.H., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Eleish, A., Prabhu, A., Pan, F., Meyer, M.B., Schiffbauer, J.D., Fox, P., Hazen, R.M., and Knoll, A.H., 2019, Ediacaran biozones identified with network analysis provide evidence for pulsed extinctions of early complex life: *Nature Communications*, v. 10, p. 911, doi: 10.1038/s41467-019-08837-3.
- Nesterovsky, V.A., Martyshyn, A.I., and Chupryna, A.M., 2018, New biocenosis model of Vendian (Ediacaran) sedimentation basin of Podilia (Ukraine): *Journal of Geology Geography and Geoecology*, v. 27, p. 95-107, doi: 10.15421/111835.
- Okubo, J., Klyukin, Y.I., Warren, L., Bodnar, R.J., and Xiao, S., 2018, The origin of barite in the basal Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and its implications: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 50(6), doi: 10.1130/abs/2018AM-321382.
- Okubo, J., Klyukin, Y.I., Warren, L.V., Sublett, D.M., Jr., Bodnar, R.J., Gill, B.C., and Xiao, S., 2020, Hydrothermal influence on barite precipitates in the basal Ediacaran Sete Lagoas cap dolostone, São Francisco Craton, central Brazil: *Precambrian Research*, v. 340, p. 105628, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105628.
- Pacheco, M.L.A.F., Galante, D., Rodrigues, F., Leme, J.d.M., Bidola, P., Hagadorn, W., Stockmar, M., Herzen, J., Rudnitzki, I.D., Pfeiffer, F., and Marques, A.C., 2015, Insights into the skeletonization, lifestyle, and affinity of the unusual Ediacaran fossil *Corumbella*: *PLoS One*, v. 10, p. e0114219. doi:10.1371/journal.pone.0114219.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano Filho, S., Trindade, R.I., and 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*, v. 28, p. 702-720, doi: 10.1016/j.gr.2014.07.012.
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., Della Giustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., and 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: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 345-357.
- Rodrigues, J.B., 2008, Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí - um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd [Ph.D. thesis] Brasília, University of Brasília, 128 p.
- Seilacher, A., 2007, *Trace Fossil Analysis*: Berlin, Springer, 226 p.
- Seilacher, A., Buatois, L.A., and Mángano, M.G., 2005, Trace fossils in the Ediacaran–Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and environmental shift: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 227, p. 323-356.
- Simonetti, C., and Fairchild, T.R., 2000, Proterozoic microfossils from subsurface siliciclastic rocks of São Francisco Craton, south-central Brazil: *Precambrian Research*, v. 103, p. 1-29.
- Sperling, E.A., and Vinther, J., 2010, A placozoan affinity for *Dickinsonia* and the evolution of late Proterozoic metazoan feeding modes: *Evolution & Development*, v. 12, p. 201-209.
- Sprigg, R.C., 1947, Early Cambrian (?) jellyfishes from the Flinders Ranges, South Australia: *Transaction of the Royal Society of South Australia*, v. 71, p. 212-224.

- Tacker, R.C., Martin, A.J., Weaver, P.G., and Lawver, D.R., 2010, Trace fossils versus body fossils: *Oldhamia recta* revisited: *Precambrian Research*, v. 178, p. 43-50, doi: 10.1016/j.precamres.2010.01.008.
- Tarhan, L.G., Droser, M.L., Gehling, J.G., and Dzaugis, M.P., 2015, Taphonomy and morphology of the Ediacara form genus *Aspidella*: *Precambrian Research*, v. 257, p. 124-136.
- Uhlein, G.J., Uhlein, A., Stevenson, R., Halverson, G.P., Caxito, F.A., and Cox, G.M., 2017, Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Group, Brazil: *Precambrian Research*, v. 299, p. 101-116, doi: 10.1016/j.precamres.2017.07.020.
- Wade, M., 1972, *Dickinsonia*: polychaete worms from the late Precambrian Ediacara fauna, South Australia: *Memoirs of the Queensland Museum*, v. 16, p. 171-190.
- Waggoner, B., 2003, The Ediacaran biotas in space and time: *Integrative and Comparative Biology*, v. 43, p. 104-113.
- Walde, D.H.-G., Weber, B., Erdtmann, B.-D., and Steiner, M., 2019, Taphonomy of *Corumbella wernerii* from the Ediacaran of Brazil: sinotubulitid tube or conulariid test?: *Alcheringa*, v. 43, p. 335-350, doi: 10.1080/03115518.2019.1615551.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., and Strikis, P.C., 2014, The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway: *Geology*, v. 42, p. 391-394.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Simões, M.G., Gaucher, C., Riccomini, C., Poiré, D.G., Freitas, B.T., Boggiani, P.C., and Sial, A.N., 2017, *Cloudina-Corumbella-Namacalathus* association from the Itapucumi Group, Paraguay: Increasing ecosystem complexity and tiering at the end of the Ediacaran: *Precambrian Research*, v. 298, p. 79-87, doi: 10.1016/j.precamres.2017.05.003.
- Xiao, S., and Narbonne, G.M., 2020, The Ediacaran Period, in Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., and Ogg, G., eds., *Geological Time Scale 2020*: Oxford, Elsevier.
- Xiao, S., Shen, B., Zhou, C., Xie, G., and Yuan, X., 2005, A uniquely preserved Ediacaran fossil with direct evidence for a quilted bodyplan: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 102, p. 10227-10232.
- Yang, B., Steiner, M., Zhu, M., Li, G., Liu, J., and Liu, P., 2016, Transitional Ediacaran-Cambrian small skeletal fossil assemblages from South China and Kazakhstan: Implications for chronostratigraphy and metazoan evolution: *Precambrian Research*, v. 285, p. 202-215, doi: 10.1016/j.precamres.2016.09.016.
- Zhu, M., Zhuravlev, A.Y., Wood, R.A., Zhao, F., and Sukhov, S.S., 2017, A deep root for the Cambrian Explosion: Implications of new bio- and chemostratigraphy from the Siberian Platform: *Geology*, v. 45, p. 459-462, doi: 10.1130/G38865.1.

5-Discussão e conclusão

O Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais, alvo dessa pesquisa, inclui as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, estudadas em dois furos de sondagem e em afloramentos.

Na Formação Sete Lagoas foi identificada um dolomito de capa da glaciação Marinoana com espessura variando entre 10 e 20 metros, que ocorre sobre os diamictitos da Formação Jequitai (1-PSB-13-MG) e sobre o embasamento granítico (1-PSB-14-MG). Esses dolomitos apresentam níveis com pseudomorfos de aragonita comum aos dolomitos de capa da glaciação marinoana (Hoffman,2011). Em 1-PSB-14-MG, a ausência de depósitos glaciais pode ser explicada pela erosão devida a rebordo isostático comuns ao final de uma glaciação. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nesses dolomitos variam entre -2.6‰ e -6‰. Amostras desses dolomitos preparadas para micropaleontologia apresentaram poucos fósseis que não puderam ser identificados. A litofácies que se segue inclui calcários cinza escuros com finas intercalações siltico-argilosas seguidas por calcários cinza escuros com camadas de brechas intraformacionais lamelares. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nesse intervalo passam da base para o topo de valores negativos a valores em torno de +5‰ nos calcários com brechas. Na fácies de calcários com intercalações siltico-argilosas destaca-se o nível de abundância de *Paracrassosphaera dedalea*, Rudavskaja (1973), e acritarcos do grupo dos Acantomorfos, *Germinisphaera sp* e *Bambuites erichsenii*. A presença de acantormofos em calcários da base da Formação Sete Lagoas está em similarides ao observado em calcários da base da Formação Doushantuo, do Ediacariano, no sul da China (Xiao et al., 2016).

Nos intervalos de calcários e brechas lamelares que representam um ambiente mais raso encontramos os microfósseis do tipo poligomorfo *Octoedryxium truncatum* Rudavskaja (1973) e *Taenitichoides jarischevicus* Aseejeva (1983). Para o topo, a Formação Sete Lagoas inclui intervalos dolomíticos cinza claros a rosas, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +3 ‰ e + 8‰. Acima dos dolomitos ocorrem calcários e calcários argilosos com altos valores de $\delta^{13}\text{C}$, entre + 8‰ e +12‰. Nestes dolomitos e calcários do topo da Formação Sete Lagoas não foram encontrados microfósseis. A Formação Sete Lagoas apresenta microfósseis de acritarcos que indicam uma idade em torno de 600 Ma (Denezine, 2019). Entretanto, no mesmo nível estratigráfico, foram identificados exemplares do gênero *Cloudina* (Warren et al.,2014) o que coloca em discussão a idade da base da Formação Sete lagoas, uma vez que a presença de *Cloudina sp.* ocorre mundialmente no intervalo TES.

A Formação Serra de Santa Helena foi aqui marcada pelo domínio dos siltitos, onde as lâminas de calcário são muito reduzidas. Esse intervalo também apresentou poucas ocorrências de microfósseis que não puderam ser identificados.

Os calcários da Formação Lagoa do Jacaré, foram estudadas nos seus intervalos basais, obtidas em um dos testemunhos, mostrando valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +8 ‰ e +11‰, valores semelhantes aqueles encontrados nos calcários do topo da Formação Sete Lagoas. Microfósseis não foram encontrados nas amostras estudadas dessa formação. Entretanto, é nessa formação que foram identificados os macrofósseis *Eremolinea caimani* e *Jaibella verdegrandenses*, relacionados à Biota de Ediacara, que são os primeiros macrofósseis de organismos de simetria bilateral relacionados ao clado Dickinsonide, cujos registros mais antigos possuem 555 Ma (Narbonne et al., 2014; Xiao et al., 2016). Esta ocorrência inédita de macrofósseis do Ediacariano em rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré, além de contribuir para o posicionamento desta formação abaixo do TES, amplia o leque de possibilidades de correlações biocronoestratigráficas e inferências paleoambientais.

A integração dos dados paleontológicos e quimioestratigráficos obtidos nesta tese de doutorado (Fig. 5.1) mostra a distribuição temporal dos grupos fósseis estudados nas suas respectivas unidades litoestratigráficas, associadas às curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$. A distribuição temporal dos grupos de macrofósseis e dos acritarcos do grupo dos Acantomorfos segue a proposta de Xiao et al., (2016). A distribuição dos vase shaped microfossils (VSM's), identificados durante este trabalho em amostras provenientes da Formação Vazante, ocorre durante o Toniano, não sendo confirmado sua presença a partir do Criogeniano (Xiao et al., 2014; Riedman et al., 2018; Wan et al., 2019). A curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ obtidas em amostras do grupo Vazante também apresenta padrões observados para o Toniano. Nos estratos superiores do grupo Vazante, os valores negativos corroboram o registro da glaciação sturtiana.

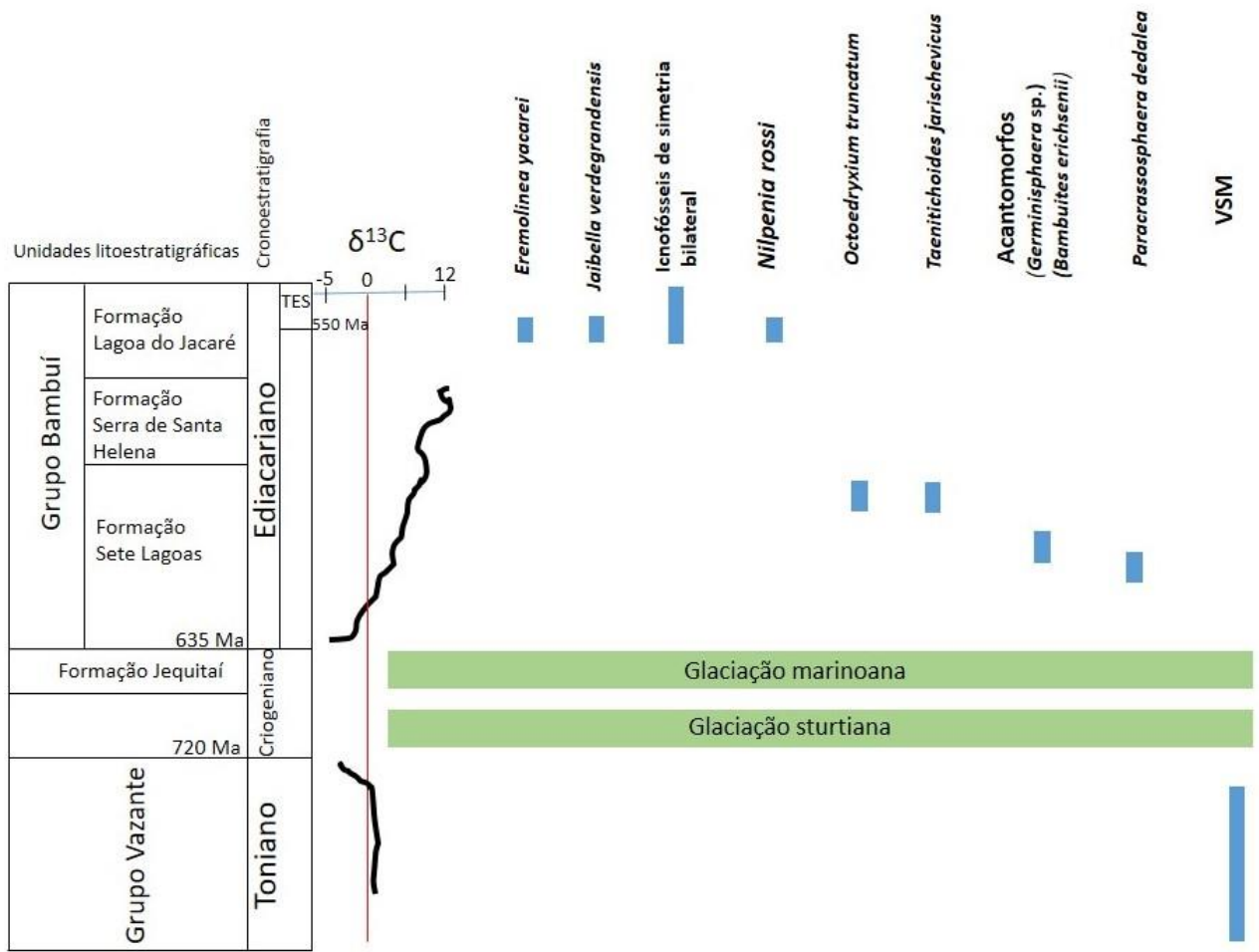


Figura 5.1-Unidades litoestratigráficas e cronoestratigráficas com distribuição temporal dos grupos fósseis estudados na tese de doutorado e curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$.

6-Referências

- Adôrno, R.R., Do Carmo, D.A., Germs, G., Walde, D.H.G., Denezine, M., Boggiani, P.C., Sousa e Silva, S.C, Vasconcelos, J.R, Tobias, T.C., Guimarães, E.G., Vieira, L.C., Figueiredo, M.F., Moraes, R., Caminha, S.A., Suarez, P.A.Z., Rodrigues, C.V., Caixeta, G.M., Pinho, D., Schneider, G., and Muyamba, R. 2017. *Cloudina lucianoii* (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy: *Precambrian Research*, v. 301, p. 19–35.
- 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. *Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte, 9-30.
- Alkmim, F. F.; Chemale, F.; Bacellar, L. A. P.; Oliveira, J. R. P. & Magalhães, P. M. 1989. Arcabouço Estrutural da Porção Sul da Bacia do São Francisco. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5. Anais. Belo Horizonte, SBG. 281-288.
- Alvarenga, Carlos & Oliveira, Gustavo & Vieira, Lucieth & Santos, Roberto & Baptista, Marcos & Dantas, Elton. 2019. Carbonate chemostratigraphy of the Vazante Group, Brazil: A probable Tonian age. *Precambrian Research*.
- Alvarenga, C.J.S., Della Giustina, M.E.S., Silva, N.G.C., Santos, 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 carbonato pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Rev. Brasil. Geociênc.* 37 (suplemento), 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*, v. 251, p. 164– 180.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:117142.
- Armstrong, H. & Brasier, M. 2005. *Microfossils*. 2nd. Ed. Blackwell Publishing. 305 p.
- Babinski, M.; Vieira, L. C. & Trindade, R. I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuú Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, Vol 19, No. 6, 401–406.
- Baptista, M. C.; Cruz, N. M. C.; Tuller, M. P.; Brito, D. C.; Feboli, W.L.; Ribeiro, J. H.; Silva, R. N.; Pinho, J. M. M. 2013. Ocorrência de Acrítarcos em Rochas Carbonáticas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí em Minas Gerais. In: 13º Simpósio de Geologia do Sudeste, 2013, Juiz de Fora. Anais do 13º Simpósio de Geologia do Sudeste, 2013.
- Baptista, M. C.; Signorelli, N.; Tuller, M. P. ; Cruz, N. M. C. ; Brito, D.C. 2012. Ocorrência de Acrítarcos em Rochas Metassedimentares dos Grupos Bambuí (Neoproterozóico) e Vazante (Mesoproterozóico) no oeste de Minas Gerais. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012
- Bonhomme, M.G. 1976. Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium-Strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Brasil. *Rev. Bras. Geosci.* 6(4), 211-22.
- Brandalise L.A., Pimentel G.B., Steiner H.P., Soares J, Mendes J.R., Queiroz N.F., Lima O.M., Pádua W. De. 1980. Projeto sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, v.5.
- Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Dias, T.G., and Uhlein, G.J., 2012, Marinoan glaciation in east central Brazil: *Precambrian Research*, v. 200–203, p. 38–58.

- Cloud, P.; Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. Geological Society of America, Bulletin, 84:1673-1676.
- Cloud, P.; MOERI, E. 1973. Conophyton in the Bambuí Group: What form and age? Geol., 1(3): 127.
- Cordani, U.G. 1978. Comentários filosófico sobre a evolução geológica pré-cambriana. In: Rocha et al. (eds): Anais da reunião preparatória para Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. Sociedade Brasileira de Geologia. NBA. Publicação Especial,3, p. 33-65.
- Costa, M.T.; Branco, J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 14, Belo Horizonte, 1961. Roteiro de Excursão, Belo Horizonte, SBG, Publicação 15, 9–62.
- Crockford, O.W., Hodgskiss, M.S.W, Uhlein, G. J., Caxito, F., Hayles, J. A. 2018. Linking paleocontinents through trip[le oxygen isotope anomalies. Geology, 46, 179-182.
- Dardenne, M. A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. Anais Simp. Cráton São Francisco e Faixas Marginais: 140-157p.SBG-Núcleo BA.
- Dardenne, M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In.: CORDANI, U. G.; MILANI, A. J.; THOMAZ Fo, A. & CAMPOS, D. A. 2000. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, Brazil, 231-264. (Intern. Geol. Congress, 31).
- Dardenne, M. A.; Pimentel, M.M.; Alvarenga, C. J. S. 2003. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitaí, Vazante and Ibiá Groups: Implications for the evolution of the Brasília belt. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios, 2003. Anais...Rio de Janeiro:SBG. v.1., p. 47-49.
- Dardenne, M.A.; Campos Neto, M.C. 1976. Geologia da região de Lagamar, Minas Gerais. Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, SBG, Resumos, p.17.
- Dardenne, M.A. 2005. Conophytons de Cabeludo, Grupo Vazante (MG) - Registro de construções dolomíticas cilindro-cônicas por cianobactérias no Proterozóico do Brasil. In: Winge, M.; Fernandes, A.C.S.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Berbert-Born, M. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio073/sitio073.pdf>. Acessado em 15 de março de 2018.
- Dardenne, M.A., 1978, Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central, in Sociedade Brasileira de Geologia – Anais do XXX Congresso – Volume 2: Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 597–610.
- Denezine, M., 2018, Microfósseis orgânicos da Formação Sete Lagoas, Município de Januária, Estado de Minas Gerais, Brasil: taxonomia e análise bioestratigráfica [M.Sc. thesis]: Brasilia, University of Brasilia, 80 p
- Fairchild, T.R., Schopf, J.W., Shen-Miller, J., Guimarães, E.M., Edwards, M.D., Lagstein, A., Li, X., Pabst, M., and Melo-Filho, L.S. 1996. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil: Precambrian Research, v. 80, p. 125–152.
- Figueiredo M.F., Babinski M., Alvarenga C.J.S., Pinho F.E.C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. Geologia-USP, 8:65-75.
- Hahn, G., Hahn, R., Leonardos, O.H., Pflug, H.D., Walde, D.H. G. 1982. Körperlich erhaltene scyphozoen-reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens: Geologica et Palaeontologica, v. 16, p. 1–11.
- Hofmann, H.G. 1981. First record of a late Proterozoic faunal assemblage in the North American Cordillera: Lethaia, v. 14, p. 303–310.
- Hofmann, H.J., O'Brien, S.J., and King, A. F. 2008. Ediacaran biota on Bonavista peninsula, Newfoundland, Canada: Journal of Paleontology, v.82, p. 1–36.
- Hoffman, P.F., 2011. Strange bedfellows: glacial diamictite and cap carbonate from the Marinoan (635 Ma) glaciation in Namibia. Sedimentology 58, 57–119.

- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central Eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65:1-21.
- Martins-Neto, M. A. & Alkmim, F. F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônicas das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registros da quebra de Rodínea e colagem de Gondwana. In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. A. *Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte. p.31-54.
- McMenamin, M.A.S. 1996. Ediacaran biota from Sonora, Mexico: Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, v. 93, p. 4990–4993.
- 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. 2007a. Review of the geological and geochronological framework of the Vazante sequence, Minas Gerais, Brazil: implications to metallogenic and phosphogenic models. *Ore Geology Reviews*, 63, 76—90.
- Misi, A., Azmy, K., Kaufman, A.J., Oliveira, T.F., Sanches, A.L., Oliveira, G.D., 2007b. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South América. *Chemical Geology* 237, 143—167.
- Narbonne, Guy & Laflamme, Marc & Greentree, Carolyn & Trusler, Peter. 2009. Reconstructing a Lost World: Ediacaran Rangeomorphs from Spaniard's Bay, Newfoundland. *Journal of Paleontology - J PALEONTOL.* 83. 503-523.
- Narbonne, G.M., Laflamme, M., Trusler, P., Darymple, R.W. and Greentree, C. 2014. Deepwater Ediacaran fossils from northwestern Canada: Taphonomy, ecology, and evolution: *Journal of Paleontology*, v. 88, p. 207–223.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano Filho, S., Trindade, R.I., and 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*, v. 28, p. 702–720.
- Porter, S. M. & Knoll, A.H. 2000. Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon. *Paleobiology*, 26(3), 2000, pp. 360–385.
- Porter, S. M.; Meisterfeld, R. & KNOLL, A. H. 2003. Vase-shaped microfossils from the Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon: A Classification Guided by Modern Testate Amoebae. *J. Paleont.*, 77(3), 2003, pp. 409–429
- Quadros, L.P. 1987. Ocorrência de Acritarchae (microfósseis marinhos) em sedimentos do Pré-Cambriano na área de Januária, MG, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1(2):239.
- Reis, H.L.S.; Alkmim, F.F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: the Três Marias saliente, São Francisco basin. *Marine and Petroleum Geology*, 66:711-731.
- Reis H.L. & Suss J.F. 2016. Mixed carbonate–siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: an example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 339: 83-103.
- Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Suss, J.F., Fonseca, R.C.S., Kuchenbecker, M.; O Forebulge. 2017. Sete Lagoas e a Evolução Tectono-Estratigráfica do grupo Bambuí, Bacia Intracratônica do São Francisco (MG). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, Diamantina, MG.
- Rooney, A., Strauss, J.V., Brandon, A.D., Macdonald, F.A. 2015. A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations. *Geology*, v. 43, p. 459-462.
- Sanchez, E.A.M.; Fairchild, T.R. 2017. *Geonomos*, 25(2), 1-11,
- Simonetti, C., and Fairchild, T.R. 2000. Proterozoic microfossils from subsurface siliciclastic rocks of São Francisco Craton, south-central Brazil: *Precambrian Research*, v. 103, p. 1–29.

- Sommer, F.W. 1971. Microfósseis do Calcário Bambuí de Pedro Leopoldo, Estado de Minas Gerais; An. Acad. brasil. Ciênc.,43, nº1, Rio de Janeiro.
- Sprigg, R.C. 1947. Early Cambrian (?) jellyfish from the Flinders Ranges, South Australia: Transactions of the Royal Society of South Australia, v. 71, p. 212–223.
- Timofeev, B. V. 1966. Mikropaleofitologicheskoe Issledovanie Drevnikh Svit [Micropaleontological Investigations of Ancient Formations] (Nauka: Moscow), 147 pp.
- 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.
- Uhlein, A., Trompette, R. Alvarenga, C.J.S. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaiá-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). Journal of South American Earth Science 12: 435-451.
- Uhlein, G.J., Uhlein, A., Stevenson, R., Halverson, G.P., Caxito, F.A., and Cox, G.M. 2017. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Group, Brazil: Precambrian Research, v. 299, p. 101–116.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., and Strikis, P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals on old protoGondwana seaway: Geology, v. 42, p. 391–394.
- Xiao, S., Shen, B., Tang, Q., Kaufman, A.J., Yuan, X., Li, J., Qian, M. 2014. Biostratigraphic and Chemostratigraphic Constraints on the Age of Early Neoproterozoic Carbonate Successions in North China. Precambrian Research 246, 208-225.
- Xiao, S., Narbonne, G.M., Zhou, C., Laflamme, M., Grazhdankin, D.V., Moczydlowska-Vidal, M., and Cui, H. 2016. Towards an Ediacaran time scale: problems, protocols, and prospects: Episodes, v. 39, p. 540–555.
- Xiao, S., Shen, B., Zhou, C., Xie, G., and Yuan, X. 2005. A uniquely preserved Ediacaran fossil with direct evidence for a quilted bodyplan: PNAS, v. 102, p. 10227–10232.

Anexo- Artigo publicado “Carbonate chemostratigraphy of the Vazante Group, Brazil: a probable Tonian age.”



Carbonate chemostratigraphy of the Vazante Group, Brazil: A probable Tonian age

Carlos J.S. Alvarenga^{a,*}, Gustavo D. Oliveira^b, Lucieth C. Vieira^a, Roberto V. Santos^a, Marcos C. Baptista^{a,c}, Elton L. Dantas^a

^a Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, DF 70910-900, Brazil

^b Naze Resources, Av. Lado Carlos Borrist, 105, 6° andar, São Paulo, SP 04571-010, Brazil

^c CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Av. Brasil, 1731, Belo Horizonte, MG 30140-002, Brazil



ARTICLE INFO

Keywords:

Carbon isotope
Vase-shaped microfossils
Strontium isotope
Neoproterozoic
Dolomite
Brasília Belt

ABSTRACT

The thick carbonate-siliciclastic succession of the Vazante Group was deposited on the western border of the São Francisco craton, central Brazil, which was deformed during the Brasiliano Orogeny that ended at 540 Ma. In this research, we studied five drill cores and outcrops to obtain integrated isotope data ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) as well as U-Pb ages of detrital zircons to understand the chronostratigraphic relationships between the Tonian and Cryogenian periods. The Vazante Group forms a succession of more than 3 km thick of limestones, dolostones, shales and rare sandstones. These rocks were deposited on a marine shelf that shows distinct $\delta^{13}\text{C}$ variations throughout the stratigraphic succession. The lower limestone of this group (Lagamar Formation) has low positive $\delta^{13}\text{C}$ values (0.3–1.0‰) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0.70646–0.70692 (with 423–1,719 ppm Sr), and possible vase-shaped microfossils (VSMs) that may be equivalent to those found in Hualbul Group in northern China (lower Tonian) or has stratigraphic correlations to the VSMs-bearing units of the upper Tonian. The Serra do Poço Verde Formation has a plateau of moderate $\delta^{13}\text{C}$ positive values (0.0–4‰) followed by dolostones of the Morro do Calcário Formation, which is a 50-m-thick interval with negative values (as low as –4‰). The upper unit of the Vazante Group (Serra da Lapa Formation) begins with a sharp negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion locally overlying a few layers of diamictite, which may be the equivalent of the Sturtian glacial age. Restrictions on establishing the depositional age of the Vazante Group continue; however, the combination of biostratigraphic and chemostratigraphic data and the detrital zircons spectra suggest a Tonian age for the Vazante Group.

1. Introduction

Central South America may have one of the most continuous sedimentary records of Meso-Neoproterozoic times (Fig. 1). These sedimentary rocks are composed of the Paranoá (Ectasian-Stenian), Vazante (Tonian?), and Bambuí (Cryogenian-Ediacaran) groups, which are dominated by siliciclastic rocks and contain some layers of carbonate rocks. In spite of recent advances in stratigraphic, geochemical, and age data related to these rocks, important questions remain regarding the stratigraphic correlation among these units. Whereas the unconformity contact between the Paranoá and Bambuí groups is well exposed in several locations (Santos et al., 2000; Alvarenga et al., 2014), the upper and lower contacts of the Vazante Group are in a thrust shear zone; hence, their relationships with the other units are not well constrained (Dardenne, 2000; Oliveira, 2013; Carvalho et al., 2016). The age of this unit is also highly debated due to the absence of robust absolute age

data, with opinions ranging from upper-Mesoproterozoic to Cryogenian. Detrital zircon (U-Pb) data include a population of grains as young as 0.94 Ga (Pimentel et al., 2011; Rodrigues et al., 2012), and 0.98 Ga (Azmy et al., 2008). The Neoproterozoic (Tonian) age of the Vazante Group is also supported by seismic sections that cross the Brasília Belt (BSB) and show that this unit corresponds to a 1st order sequence between the Bambuí Group (2nd Cryogenian glaciation – Marinoan) and the Mesoproterozoic Paranoá Group (Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014; Reis and Alkmim, 2015; Uhlein et al., 2019).

Carbon and strontium isotopes have been widely used as important tools for global and regional stratigraphic correlations of Neoproterozoic successions, mainly due to a scarcity of fossils and robust absolute-age data (Knoll et al., 1986; Canfield, 1998; Hoffman et al., 1998; Walter et al., 2000; Santos et al., 2000; Shields and Veizer, 2002; Halverson et al., 2005, 2007, 2010; Dehler, 2014; McKenzie et al., 2014; Xiao et al., 2014; Swanson-Hysell et al., 2015; Wang et al.,

* Corresponding author.

E-mail address: alval@unb.br (C.J.S. Alvarenga).

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105378>

Received 14 January 2019; Received in revised form 13 June 2019; Accepted 17 June 2019

Available online 18 June 2019

0301-9268/© 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

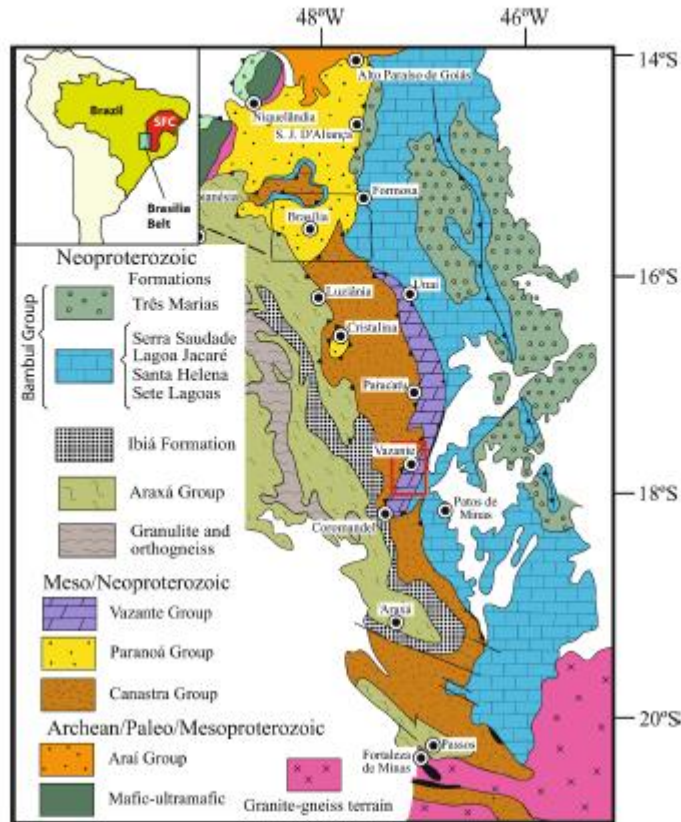


Fig. 1. Geological map of the Brasília Belt on the eastern São Francisco craton (SFC) showing the distribution of the Vazante Group and the adjacent stratigraphic units. The red square shows the study location (modified from Dardenne, 2000; Sial et al., 2016).

2016; Klöbe et al., 2017). Because of the absence of robust paleontological and geochronological data, a similar approach should be applied to the Vazante Group. Several mechanisms are responsible for the carbon isotopic compositions during the Proterozoic. For example, during the Bitter Springs (~800 Ma; Swanson-Hysell et al., 2015) and Shuram (~580 Ma) negative carbon isotope excursions, there are no clear relationships with glacial processes. In contrast, negative carbon isotope anomalies occur before and after the two Cryogenian glaciations (Hoffman et al., 1998; Halverson et al., 2005, 2010).

Furthermore, carbonates older than 850 Ma (Early Tonian) show no significant variations in their $\delta^{13}\text{C}$ values (mostly between -0.5‰ and $+2.0\text{‰}$), although values ranging between -2‰ and $+4\text{‰}$ have also been reported (Blüchik et al., 1995; Brasier and Lindsay, 1998; Swanson-Hysell et al., 2010; Xiao et al., 2014). In contrast, between the upper Tonian and Cryogenian, there are major variations in the $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonates, which is also true for the Bitter Springs anomaly, of approximately 800 Ma, and the global-scale negative carbon excursions are associated with the two Cryogenian glaciations, the Sturtian (717–660 Ma) and the Marinoan (645–635 Ma) (Hoffman et al., 1998; Halverson et al., 2005).

The available carbon isotope data for the Vazante Group show that a

1,500 m thick section of carbonates from the lower part of the succession has $\delta^{13}\text{C}$ values ranging between 0 and $+4\text{‰}$ (Azmy et al., 2001). This is consistent with data reported for the lower Tonian on other continents. In contrast, negative $\delta^{13}\text{C}$ values as low as -5.5‰ are observed in carbonates of the upper part of the Vazante Group (Serra da Lapa Formation) (Azmy et al., 2006). These rocks were interpreted as post-Sturtian carbonates placed above glacial diamictites in the upper part of this unit (Azmy et al., 2001, 2006; Oliveira, 2013). However, this interpretation is not supported by the Re/Os ages ($1,100 \pm 77$ Ma) obtained in black phyllite at the top of this unit, which led the same authors to reinterpret these diamictites as a glacial event during the late Mesoproterozoic (Azmy et al., 2008, 2009; Geboy et al., 2013).

In this paper, we have integrated carbon, oxygen and Sr isotopes as well as U–Pb detrital zircon ages across an ~2,000 m thick succession of carbonates to better constrain the age and stratigraphic correlations of this unit. These data allow us to better understand the different components of the Vazante Group as well as its chronostratigraphic relationships with the Bambuí and Paranoá groups. Furthermore, the data shed new light on the Stenian–Tonian–Cryogenian record in Central America.

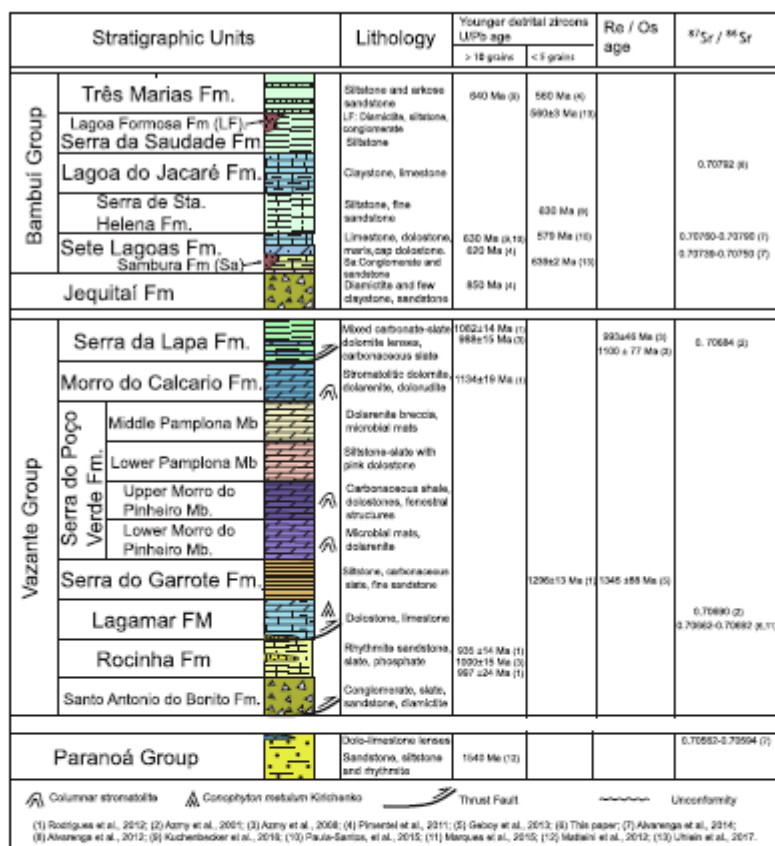


Fig. 2. Simplified stratigraphic columns with lithostratigraphic units of the Paranoá, Vazante and Bambuí groups and the Jequitaiá Formation, including Re-Os ages, U/Pb ages from detrital zircons and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios. (See above-mentioned references for further information.)

2. Regional setting and stratigraphy

During the Mesoproterozoic Era, sedimentary basins formed along the São Francisco craton (SFC) prior to the breakup of Rodinia in the Tonian-Cryogenian. These sedimentary rocks include the Espinhaço Supergroup and the Araf and Paranoá groups. The western edge of the SFC (Fig. 1) includes a succession of siliciclastic and carbonate rocks deposited between 1.77 and 0.56 Ga (Pimentel et al., 2011). The BSB, which was deformed during the Brasiliano-Pan-African Orogeny between 790 and 540 Ma (Pimentel and Fuck, 1992; Pimentel, 2016), has been separated into three main tectonic domains: (i) an unfolded domain that covers the SFC, (ii) a domain located on the outer BSB in which only the upper strata (~2 km) are folded and faulted, and (iii) a domain further to the west, in which both the basement and the sedimentary cover are overprinted by deformation of the BSB (Alvarenga et al., 2012; Fuck et al., 2017).

The Vazante Group, which is 250 km long and approximately 25 km wide, is bounded by a thrust belt to the west and by phyllite and quartzite rocks of the Canastra Group and by a reverse fault with folded rocks of the Bambuí Group to the east (Fig. 1). The Vazante Group is a

thick (greater than 3 km) mixed carbonate and fine-grained siliciclastic marine succession, locally interbedded with conglomerate, sandstone and diamictite, and it has been divided into seven formations from the base to the top (Figs. 2, 3).

The Santo Antônio do Bonito Formation consists of intercalations of quartzite, conglomerate, diamictite and slate (Dardenne, 2000). This unit is also called the Retiro Formation and is separated from the Bambuí Group to the east by a reverse fault (Oliveira, 2013; Marques et al., 2015).

The Rocinha Formation includes a rhythmic succession of sandstone and pelitic rocks in gradational contact with the lower Santo Antônio do Bonito Formation, and the top is bounded by a reverse fault that separates it from the Lagamar and Serra do Garrote formations (Fig. 3). Phosphate laminations are present in the dark gray carbonates and pyrite-bearing slates (Dardenne, 2000). Drill cores in this formation identified layers of calcareous siltstone, calcarenite and calcilitite associated with phosphate rocks (Marques et al., 2015).

The Lagamar Formation is a psammo-pelitic carbonate unit that includes in its lowermost member (Arrependido Member) intercalations of conglomerate, quartzite, siltstone and slate. It transitions upward

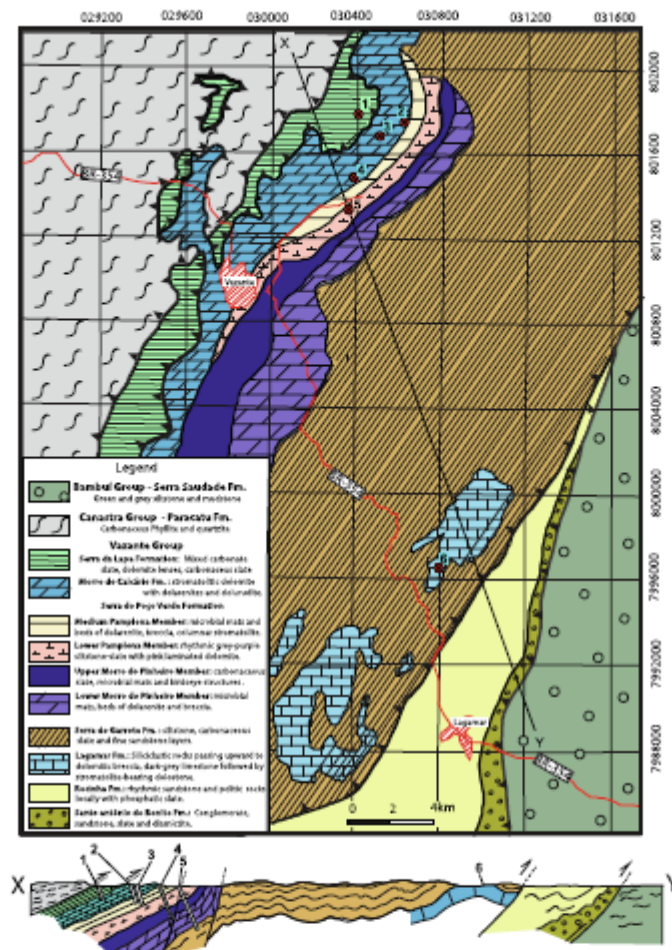


Fig. 3. Geological map of the study area in the Vazante-Lagamar region (modified from Oliveira, 2013; Marques et al., 2015) and cross section. The locations of the sections described in this paper. Boreholes sections: (1) VZBOF-001, (2) VZMF-193, (3) VZBOF-003, (4) VZMF-178, and (5) F-244. Outcrop section: (6) Cala Quarry.

into the Sumidouro Member, which is composed of a lenticular succession of dolomitic intraformational breccia, and then into dark gray limestone followed by stromatolite-bearing dolostone lenses, including *Gonophyton* and *Jacuphyton* (Dardenne, 2000; Fairchild et al., 2015). These carbonate lenses transition laterally and vertically into muddy carbonate and slate of the Serra do Garrote Formation (Figs. 2, 3) (Campos Neto, 1984; Dardenne, 2000).

The Serra do Garrote Formation is composed of a slightly folded succession of dark gray slate with occasional fine intercalations of quartzite and carbonaceous slate (Figs. 2, 3) (Campos Neto, 1984; Dardenne, 2000).

The Serra do Poço Verde Formation is a dominantly dolomitic succession that has been subdivided into four members (Figs. 2, 3) (Dardenne, 1979, 2000). The Lower Morro do Pinheiro Member (~500 m) is a light gray and pink bed of rhythmic microbial laminate

and dololite representing carbonate mud that was frequently washed during storms (Dardenne, 2000; Fairchild et al., 2015). This unit also contains intercalated beds of oncolite, intraformational breccia and columnar stromatolite-bearing dolostone (Dardenne, 2000). The carbonates in this member transition vertically into the overlying member with interbeds of carbonaceous shale (Oliveira, 2013). The Upper Morro do Pinheiro Member (~400 m) starts with beds of carbonaceous shale that grade upward into crinkly and irregular wavy laminated dolomite with birdseye structures intercalated with possible tepee structures, intraformational breccias, truncated surfaces and thin beds of dololite (Dardenne, 2000; Oliveira, 2013). These dolostones have been interpreted as upper intertidal and supratidal deposits (Dardenne, 2000; Fairchild et al., 2015). The Lower Pamplona Member (~350 m) includes a rhythmic succession of gray, green and purple siltstone-shale beds intercalated with pink micritic laminated dolomite and rare fine

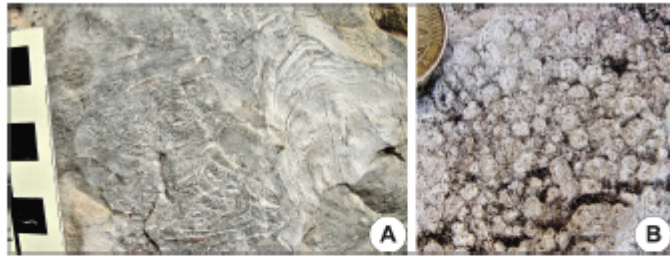


Fig. 4. Dolostones from the Lagamar Formation, Sumidouro Member (UTM coordinates: 23 K 303,477 E / 7,987,210 S). (A) Columnar stromatolite (right part of the photo) within abundant curved intraclasts of stromatolitic laminae, (B) dolocrudites composed of oncoids that are characterized by their multicellular coating.

beds of sandstone and conglomerate (Dardenne, 2000; Oliveira, 2013). Discontinuous parallel wavy bedding, slump and convoluted bedding are common. The Middle Pamplona Member (~150 m) consists of light gray to pink dolomite with microbial mats intercalated with beds of dolarenite, intraformational breccia, columnar-stromatolite-bearing dolomite and shale lenses.

The Morro do Calcário Formation (Figs. 2, 3) is also called the Upper Pamplona Member (Rigobello et al., 1988). Its first layers abruptly overlie an unconformity with the dolarenite and rudstone of the Serra do Poço Verde Formation and include rhythmic intercalations of dark gray siltstone with laminated dolostone (~5 m) passing upward into columnar stromatolite-bearing dolostone (Oliveira, 2013).

The Serra da Lapa Formation in the upper interval of the Vazante Group (Dardenne, 2000) is represented by a succession of carbonaceous slate, carbonate-bearing meta-siltstone and dolomite layers (Madalosso and Valle, 1978; Dardenne, 2000). The basal contact between the Morro do Calcário dolostones and the slates of the Serra da Lapa Formation are a small shear zone, suggesting a thrust contact (Carvalho et al., 2016). This unit is covered by quartz-sericite phyllites inter-layered with quartzites of the Canastra Group, which are cut by a thrust fault in a shear zone (Carvalho et al., 2016) (Fig. 3).

The age of the Vazante Group is still controversial due the absence of elements that allow reliable absolute dating (Fig. 2). The Lagamar Formation in the lower Vazante Group includes *Conophyton menium* Kirichenko and *C. cylindricum* Maslov, which suggest a Stenian-Tonian age (Dardenne et al., 1976); however, a Tonian age is interpreted in Siberia, where these two forms occur together (Semikhatov and Raaben, 2000; Fairchild et al., 2015). *Conophyton menium* Kirichenko can also be found in the upper unit of the Paranoá Group but not in the Bambuí Group, so it is an important tool to distinguish the carbonates from these two groups (Dardenne et al., 1976; Alvarenga et al., 2014). Re-Os isotopes from the organic-rich slate suggest an age of $1,345 \pm 88$ Ma for the Serra do Garrote Formation (Geboy et al., 2013). A Re-Os isochron for the Serra da Lapa Formation indicated an age of $1,100 \pm 77$ Ma (Azmy et al., 2008); however, the stratigraphic position of this sample was questioned by Geboy et al. (2013), who placed it in the Morro do Calcário Formation. LA-ICPMS U-Pb ages of detrital zircon grains have been obtained for the Vazante Group. The Rocinha Formation is constrained by the youngest U-Pb detrital zircon ages of 935 ± 14 Ma (Rodrigues et al., 2012) and $1,000 \pm 25$ Ma (Azmy et al., 2008). The youngest concordant U/Pb detrital zircon age observed for the Morro do Calcário Formation is $1,134 \pm 19$ Ma (Rodrigues et al., 2012), and the youngest age obtained for the upper Serra da Lapa Formation is 988 ± 15 Ma (Azmy et al., 2008).

3. Sampling and analytical methods

The stratigraphic sections in this study were systematically measured and sampled using five drill cores from Nexa Resources, which

include ~2,000 m in the Serra do Poço Verde, Morro do Calcário and Serra da Lapa formations (Fig. 3). This study was accompanied by outcrop studies to better understand the stratigraphy and sedimentology of these rocks. Samples were selected for C, O and Sr isotopic analyses to provide a detailed chemostratigraphic correlation between the different formations of the Vazante Group. The limestone of the Lagamar Formation, which has high Sr contents (greater than 423 ppm), was studied in several outcrops with the aim of determining the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios.

The analytical study included 507 samples of dolostones and limestones from the carbonate formations of the Vazante Group. All of the samples were analyzed for C and O isotopes, which were obtained with a Delta V Advantage instrument connected to a Gas Bench II apparatus at the Geochronos Laboratory, Geosciences Institute, University of Brasília in Brazil. Aliquots of each sample (approximately 300 μg) were placed in glass vials that were subsequently submitted to an He flush at 72 °C. All C and O isotopes are presented in VPD and were calibrated against the NBS-18 and NBS-19 standards. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data from Azmy et al. (2001) for 33 samples from drill core F-244 were added to the 124 determinations obtained in this study and were from the same drill core. The data are presented in Table S1.

Almost all of the samples (99%) are dolomite and calcareous siltstones with low Sr contents and higher radiogenic strontium isotope ratios. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were obtained from six limestone samples from the Lagamar Formation, containing greater than 423 ppm Sr. Determinations of minor and major elements were performed using a Rigaku model RIX 3000 XRF (X-ray fluorescence) at the Geosciences Institute, University of Brasília. The samples used for the chemical analysis were initially dried at 110 °C to eliminate excess humidity and were heated to 1,000 °C for 2 h to determine the percentage loss on ignition. For the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analysis, 50 mg carbonate powder samples were weighed in Teflon beakers and dilute acetic acid (0.5 N) was used to dissolve only the carbonate fraction and avoid leaching of radiogenic ^{87}Sr and Rb from the noncarbonate constituents of the samples. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were measured using a Neptune Thermo MC-ICP-MS at the Geochronos Laboratory, Geosciences Institute, University of Brasília in Brazil. Analysis of the NBS 987 standard during the course of this study yielded an average value of 0.710230 ± 8 (1 s). The uncertainties in the individual analyses were lower than 0.001% (2 s).

Samples of dark gray limestone from the Lagamar Formation were collected at the Cala Quarry and processed for acritarchs using mechanical fragmentation (1–5 mm) and reacted with HCl for 60 min at 25 °C after having reacted with HF for 24 h at 25 °C.

4. Lithologic and geochemical results

The carbonate rocks were systematically sampled from different units of the Vazante Group. Although the samples were affected by chemical alteration during recrystallization, dolomitization and other

Table 1
C, O, and Sr isotopic ratios and elemental data for the samples from the Lagamar Formation at the Cala Quarry.

| Sample | Height (meter) | Lithology | $\delta^{13}\text{C}$ ‰ | $\delta^{18}\text{O}$ ‰ | SiO_2 % | Al_2O_3 % | MnO % | Fe_2O_3 % | CaO % | MgO % | Sr (ppm) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
|---------|----------------|-----------|-------------------------|-------------------------|------------------|---------------------------|-------|---------------------------|-------|-------|----------|---------------------------------|
| ARP-34a | 17.6 | limestone | 0.3 | -5.6 | 1.5 | 0.4 | 0.0 | 0.8 | 50.1 | 3.7 | 423 | 0.70692 |
| ARP-34 | 17.5 | limestone | 0.3 | -5.8 | | | | | | | | |
| ARP-33 | 12.5 | limestone | 1.0 | -6.8 | 4.2 | 1.2 | 0.0 | 0.8 | 52.2 | 1.0 | 1719 | 0.70662 |
| ARP-32 | 7.5 | limestone | 1.0 | -7.6 | 1.3 | 0.2 | 0.0 | 0.7 | 53.1 | 1.7 | 745 | 0.70676 |
| ARP-31 | 2.5 | limestone | 1.0 | -7.3 | 4.0 | 1.1 | 0.0 | 0.8 | 49.8 | 0.9 | 1653 | 0.70646 |
| ARP-30 | 0.0 | limestone | 0.9 | -7.4 | 1.0 | 0.3 | 0.0 | 0.3 | 54.6 | 0.6 | 676 | 0.70668 |

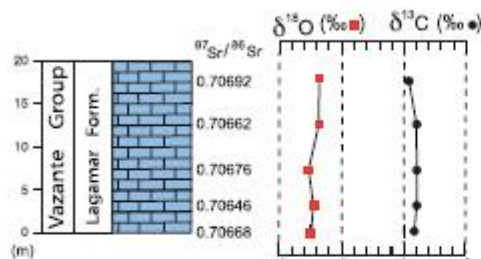


Fig. 5. Stratigraphic variations in C, O, Sr isotopic values of limestone from the Lagamar Formation. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios show small variations.

diagenetic and low-grade metamorphic processes, these processes probably did not interfere with the original $\delta^{13}\text{C}$ values due to the high C concentrations of the carbonaceous rocks and the low organic matter content; however, this did not appear to occur for the values of $\delta^{18}\text{O}$, as discussed in many studies (Kaufman et al., 1991; Kaufman and Knoll, 1995; Halverson et al., 2005; Azmy et al., 2001). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were not determined for dolomites because of their low Sr contents, and these determinations were only made for limestones with Sr contents between 423 ppm and 1,719 ppm.

4.1. Lagamar Formation

The lower Lagamar Formation begins with conglomerate, sandstone and fine-grained siliciclastic rocks of the Arrepêdido Member, which are overlain by limestone and dolostone of the Sumidouro Member. These two members of the Lagamar Formation transition laterally and vertically into the muddy carbonates and slates of the Serra do Garrote Formation. The carbonate rocks include dolarenite, breccia dolomite, stromatolite-bearing dolomite and limestone (calcareenite) of the Lagamar Formation (Fig. 4). The microbial morphotypes (conophyton, conophyton-jacutophyton, domal, microbial mats, oncoids and reworked microphytolites) and sedimentary structures suggest shallow-water deposition (Wood, 2015; Fairchild et al., 2015).

The chemostratigraphic data for this formation were sampled in the Cala Quarry (UTM coordinates are 23 K 307,312 E/7995374 S), which includes 20 m of dark gray calcarenite and limestone breccia (Fig. 3). The carbon isotopes (Table 1, Fig. 5) show absolute values that vary by a few per mil between +0.3‰ and +1.0‰. The $\delta^{18}\text{O}$ values also show small variations from -7.6‰ to -6.6‰. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for the same samples range between 0.70646 and 0.70692. The Sr concentrations of these rocks range between 423 and 1,719 ppm, suggesting that the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are original values (Table 1). Isotope data for the Lagamar Formation were recently published by Marques et al. (2015) and showed $\delta^{13}\text{C}$ values for the limestone ranging between 0‰ and +2.2‰ and a few samples with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0.70679 and 0.70685, consistent with the data of this study.

Preserved microfossils are hosted in the limestones of the Lagamar

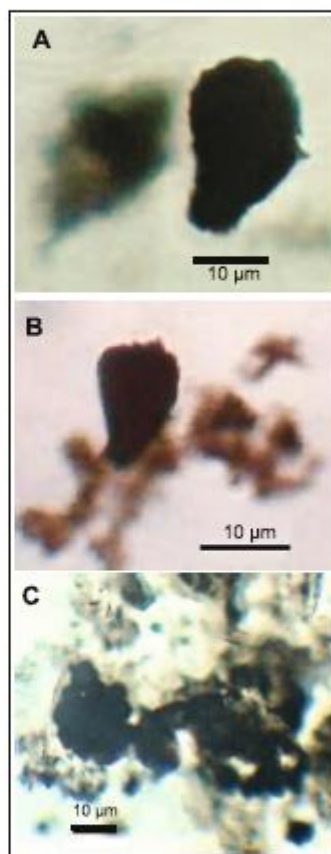


Fig. 6. Samples from the Lagamar Formation in the Cala Quarry, Lagamar, MG. (A and B) Possible vase-shaped microfossils (VSMs), (C) *Leptophaeridium ternauxi*.

Formation in the Cala Quarry (Fig. 3). These host rocks included *Leptophaeridium ternauxi* and three samples with possible vase-shaped microfossils (VSMs), which are 15 and 25 µm in size and have short, strongly-curved necks (Fig. 6), similar to *Bonnetia dacrychares* (Porter et al., 2003). VSMs have been used as indicators of the interval from 789 to 729 Ma based on specimens found in Tasmania (Togari Group), Arizona in the USA (Chuar Group), Canada (Mt Harper Group), Svalbard (Roaldtoppen Group), Greenland (Eleonore Bay Group), and Sweden (Visingsö Group) (Riedman et al., 2018). Possible VSMs have also been



Fig. 7. The sharp contact between shales of the Serra do Garrote Formation and dolostones of the Morro do Pinheiro Member (Serra do Poço Verde Formation). Note the thin layer of sulfides exactly at the contact.

found in the transition from the Stenian to Tonian in the Jiayuan Formation of the Huaibei Group in China (Xiao et al., 2014).

4.2. Serra do Poço Verde Formation

This formation consists of more than 1200 m of carbonate rocks that overlie the siltstone/slate of the Serra do Garrote Formation, and this formation was subdivided into four members (Fig. 2). The basal contact between the dolomite of the Morro do Pinheiro Member and the siltstone/slate of the Serra do Garrote Formation is abrupt and represents the end of the siliciclastic domain. This contact has been interpreted as sedimentary (Dardenne, 2000) and as a thrust fault (Oliveira, 2013; Signorelli et al., 2013; Carvalho et al., 2016). In drill core F-244, this contact is similar to a sedimentary contact because there is no evidence of a shear zone; however, a thin layer of sulfides is present (Fig. 7).

4.2.1. The Morro do Pinheiro Member

This member is composed of a complete 660 m thick section in drill core F-244 and a partial section that is 400 m thick in the upper intervals of drill core VZ-MIF-178 (Fig. 8). This member consists of laminated gray dolostone intercalated with breccia, oncoids and intraclast layers, and has been subdivided into two stratigraphic successions (lower and upper) with a black shale layer between the two dolostones (F-244; Fig. 8). Centimeter-scale beds of rhythmic laminates of microbialites and dololite are common in the lower member (Fig. 9-A), as well as several layers of columnar stromatolite. The textural aspects include high porosities in the dolostone to dolarenite and breccia (intraclasts and oolites), sometimes with fenestral porosity (birdseye), that is cemented by sparry dolomite (Fig. 9-B). These facies formed in a shallow intertidal to supratidal flat environment with episodic high-energy deposition by storm waves.

The $\delta^{13}\text{C}$ values of this member have a small range between -0.5‰ and $+2.9\text{‰}$, with most of the values between $+1.0\text{‰}$ and $+2.5\text{‰}$, and they present along the complete 660 m thick section (Fig. 8). Slightly negative values (0.0‰ and -0.5‰) are found only in drill core VZ-MIF-178 and are associated with pelitic carbonate rocks.

The $\delta^{18}\text{O}$ values vary from -7.6‰ to $+0.2\text{‰}$, but most are between -0.4‰ and -0.1‰ (Fig. 8).

4.2.2. The Pamplona Member

The Pamplona Member is approximately 465 m thick and was subdivided into two lithofacies successions.

The Lower Pamplona Member includes a rhythmic succession of pink dolostone and purple and green siltstones and shale. This member was described in detail in drill core VZMIF-178 (Fig. 8) and some outcrops around Vazante. The dolostones are pink and are mainly composed of muddy carbonate associated with sedimentary and diagenetic processes. These carbonates include fine laminations associated with microbial mats that have an irregular, crinkled appearance, mud cracks, tepees, birdseye structures and intraclast flaky breccias, including desiccation processes (Figs. 10, 11). The siltstone and shale are intercalated with dolostone with convoluted and deformed bedding. These structures suggest a peritidal environment, probably in an intertidal and supratidal zone. The $\delta^{13}\text{C}$ values in two cores (F-244 and VZMIF-178) are marked by a smooth and positive increase from the base to the top with negative excursions close to 0‰ , coincident with the mixed carbonate and siliciclastic (siltstone) zone, but clusters of high values of approximately $+3\text{‰}$ occur in the uppermost siliciclastic (siltstone) zone and in the uppermost Lower Pamplona Member (Fig. 8). The $\delta^{18}\text{O}$ values decrease slightly from the base to the top (-1.5‰ to -6.5‰).

The Middle Pamplona Member includes a set of massive dolostone, dolostone microbial mats, conglomerates and intraclast breccia. The dominant pink color of the underlying facies transitions to a light gray domain, in which beige and pink are subordinate. These facies cover 180 m in drill core VZ-MIF-178 and are also present in the other two cores (Fig. 8). The facies of this member, including microbial mats, dolarenite, and intraclast-oncoid breccia, suggest a subtidal environment. Above the Lower Pamplona Member, the $\delta^{13}\text{C}$ values decrease to between 0‰ and $+2\text{‰}$. The $\delta^{18}\text{O}$ values are irregular, showing large fluctuations between -8.6‰ and -2.6‰ that do not correspond to any notable changes in facies.

4.3. Morro do Calcário Formation.

The Morro do Calcário Formation was initially described as the Upper Pamplona Member in the Vazante region (Rigobello et al., 1988) and was later included in the Morro do Calcário Formation. It is ~ 500 m thick in the Vazante area but reaches 900 m thick in the Paracatu area (Dardenne 2000). This formation unconformably overlies different members of the Serra do Poço Verde Formation, suggesting a prominent sequence boundary (Oliveira, 2013; Fig. 3). This succession begins with dark gray siltstone layers that grade upward into intercalated massive dolostones and pass into dolarenite and dolourite with clasts of reworked stromatolites and columnar stromatolites. Spherical, cylindrical and columnar stromatolites having an average diameter of 2 cm are present in the dolostone domain. These columns are up to 30 cm long within bioherms up to 15 m thick. These bioherms include intraclast breccia between the columns, suggesting an intertidal-supratidal environment. Layers with intercalated siltstone and dolostone are present in this unit.

The $\delta^{13}\text{C}$ values decrease through the lower Morro do Calcário Formation, starting at approximately 0‰ to -1‰ and decreasing to between -2‰ and -4.0‰ through the intervals of shale with dolomite intercalations (Fig. 8). The values return to approximately 0‰ in the dolomite in drill cores VZ-MIF-193 and VZBOF-003. Core VZBOF-001 reached dolomite in the uppermost section of the Morro do Calcário Formation (~ 130 m), showing slightly negative and positive values close to 0 to 1.0‰ in the lower intervals that increase to between $+2\text{‰}$ and $+3.5\text{‰}$ in the uppermost section, below the sequence boundary at the base of the Serra da Lapa Formation.

The dolostone of the Morro do Calcário Formation has $\delta^{18}\text{O}$ values

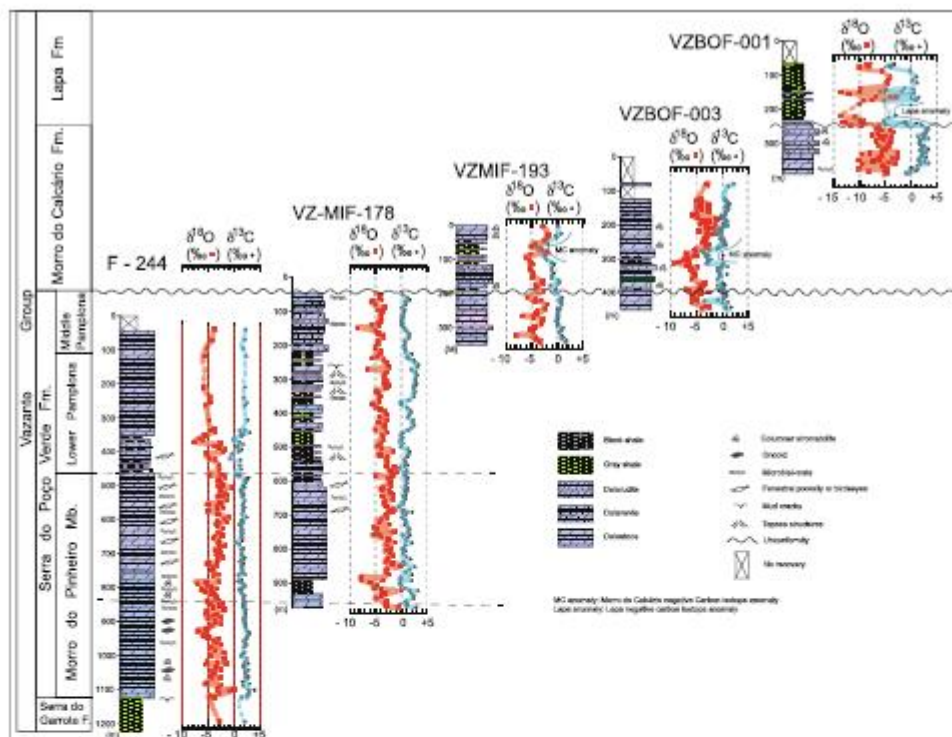


Fig. 8. C and O Isotopes and correlations through the Serra do Poço Verde Formation and the Morro do Calcário and Serra da Lapa formations of the Vazante Group. The black circles represent $\delta^{13}\text{C}$, and the red squares indicate $\delta^{18}\text{O}$.

from -10% to -0.39% . This stronger fluctuation in O isotopes is associated with the uppermost succession of this formation in drill core VZBOF-001. In drill core VZBOF-003, the negative $\delta^{13}\text{C}$ values are associated with negative $\delta^{18}\text{O}$ values, although this behavior does not occur in drill core VZ-MIF-193.

4.4. Serra da Lapa Formation

The Serra da Lapa Formation includes slate, siltstone and carbonate-bearing siltstone with very thin dolostone intercalations, sometimes occurring metric layers that sharply overlie the dolostone-grainstone of

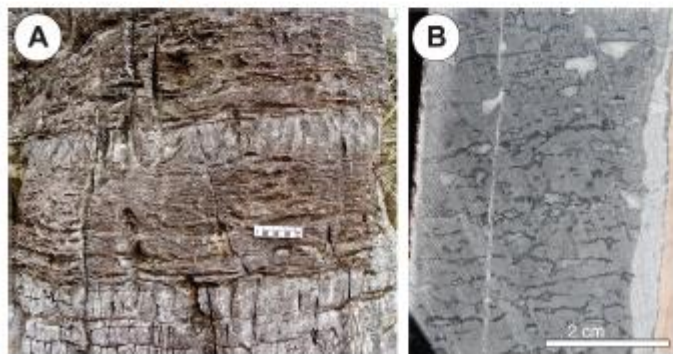


Fig. 9. Microbialites in the Serra do Poço Verde Formation, Morro do Pinheiro Member. (A) Rhythmic laminates of microbialites with fine, crinkly to undulatory laminations and carbonate mudstone frequently washed in during storms (from Fairchild et al., 2015), (B) dolostone with sinistral porosity filled by sparry dolomite cement (birdseye structures).



Fig. 10. Microbial mats with a thin mixed layer above the cotn (for scale) in the Lower Pamplona Member.

the Morro do Calcário Formation. In drill-core (VZBOF-001), there is no clear evidence of the shear zone described for the outcrops of this unit (Fig. 3). Locally, dolostone intraclast breccia with carbonate matrix is found in an outcrop (UTM coordinates are 23 K 0,307,839 E/8030692 S) at the top of the Morro do Calcário Formation (Fig. 12). This is considered to be a glacial diamictite due to the negative values in the shaley carbonate above the breccia (Azmy et al., 2006).

In this study we have investigated 175 m of the Lapa Formation crosscut using the drill core VZBOF001. The basal contact of this unit starts with carbonate-bearing siltstone that coincides with an abrupt negative shift in $\delta^{13}\text{C}$ values from +2‰ to -5‰ (Fig. 8). In this same interval, the $\delta^{18}\text{O}$ values are also negative. In the upper portions of the succession, the C isotope values fluctuate towards more positive values.

5. Discussion

5.1. Stratigraphic aspects

The stratigraphic correlations of the sections described in this paper are based in part on the sedimentary facies and carbon isotope values. This paper focuses on the carbonate rocks of the Vazante Group, and the two basal siliciclastic units will not be discussed here (Figs. 2, 3). Four carbonate stratigraphic units can be interpreted in the Vazante Group:

- (1) The Lagamar Formation includes columnar and coniform stromatolitic dolostone (*Conophyton*) associated with reworked stromatolite columns and oncoid-intraclast rudstones, indicating a shallow-water carbonate platform (Dardenne, 2000; Marques et al., 2015), which was followed by a rise in relative sea level that drowned these carbonates and then deposited a thick succession of shale with rare limestone lenses and fine-grained siltstone, the Serra do Garrote Formation, in a deepwater environment.
- (2) The Serra do Poço Verde Formation, which overlies the pelitic



Fig. 12. Dolostone intraclast breccia with carbonate matrix at the contact between the Morro do Calcário and Serra da Lapa formations.

succession (Serra do Garrote Formation), marks the return of a shallow carbonate shelf with microbial mats, columnar stromatolites, dolarenites and carbonate rudstone more than 1,000 m thick. The lower part of this formation includes a thicker accumulation of microbial mats with fenestral porosity filled by sparry dolostone that was deposited in a shallow-water marine environment. The marine environment become shallower upward, passing into intertidal and supratidal facies with mud cracks and tepees.

- (3) The siltstone at the basal contact of the Morro do Calcário Formation is a regional sequence boundary that overlaps the different carbonate members of the Serra do Poço Verde Formation (Fig. 3; Oliveira, 2013). This siltstone layer is 4–5 m thick and grades upward into carbonate rocks, indicating that the growth of the carbonate platform was similar to that of a microbial reef (Dardenne, 2000; Oliveira, 2013).
- (4) The Serra da Lapa Formation starts with an abrupt contact over the dolostone that marked the end of the carbonate platform, which was replaced by dominantly siliciclastic sedimentation (carbonaceous siltstone, carbonate-bearing siltstone) that includes only a few layers of dolostone.

The successions of carbonates and siliciclastic rocks include siliciclastic domains composed of black shale that were deposited in deep-water settings, whereas the carbonate rocks represent shallow environments with the growth of columnar stromatolites and microbial mats.

Diamictite is present in the lower unit of this group (Santo Antonio do Bonito Formation) and was interpreted as glacial in origin (Dardenne 1979, 2000; Azmy et al., 2006, 2009; Marques et al., 2015). A reverse fault divides the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations in the lower part of the Vazante Group from the other formations of the Vazante Group. There are two interpretations for this fault; one is that it had small displacements that did not affect the stratigraphic sequence (Dardenne, 2000; Misi et al., 2007; Rodrigues et al., 2012; Marques et al., 2015), and the other is that a large

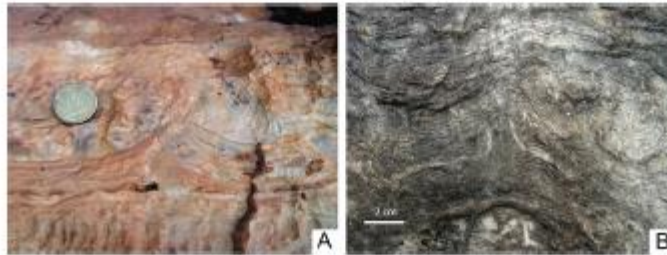


Fig. 11. The Lower Pamplona Member with supratidal structures showing: (A) tepee structures, (B) desiccation cracks.

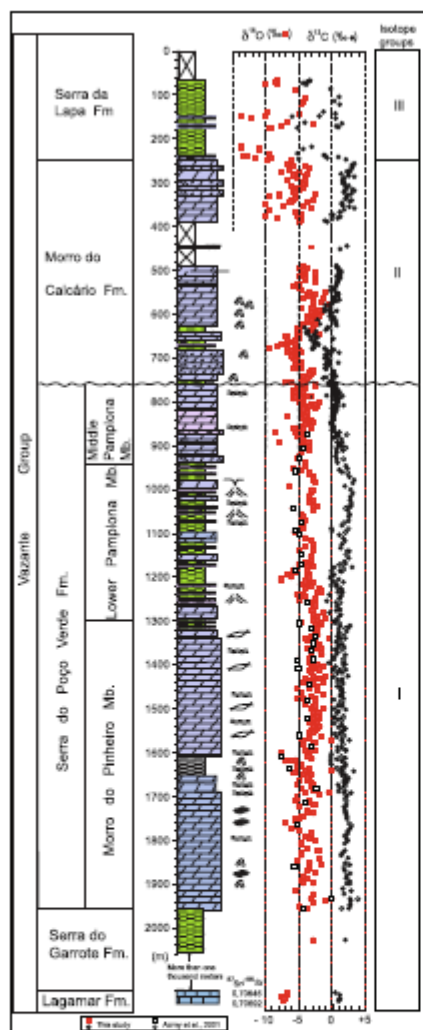


Fig. 13. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composite stratigraphic section through carbonate rocks in the Vazante Group. Note the three main isotope groups: (I) moderately positive $\delta^{13}\text{C}$ values (-0.7‰ to $+3.9\text{‰}$), (II) large excursions of $\delta^{13}\text{C}$ values (-4.1‰ to $+3.8\text{‰}$), and (III) the most negative $\delta^{13}\text{C}$ values are associated with very low values of $\delta^{18}\text{O}$. See Fig. 8 for geological symbols and the supplementary data for carbon and oxygen isotope data.

Neoproterozoic displacement placed these two lower formations above the Vazante Group, interpreted as Neoproterozoic diamictites related to the Jequitá Formation (Geboy et al., 2013; Misi et al., 2011, 2014). This diamictite in the lower part of the Vazante Group is difficult to interpret in terms of global glaciation, but too few data are available to establish a reliable interpretation of these basal units.

Dolomitic breccias and dolarenites with a carbonate matrix are common in the Vazante Group and formed during reworking of the

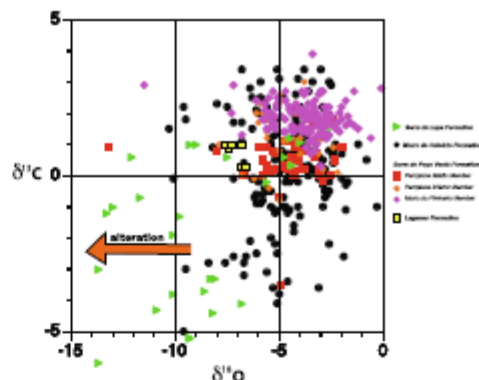


Fig. 14. C vs. O isotope cross-plot for carbonates from the Vazante Group. Dolomites from the Serra do Poço Verde Formation exhibit the highest $\delta^{18}\text{O}$ values and can be related to a primary seawater record. Carbonate shale from the Serra da Lapa Formation with very low $\delta^{18}\text{O}$ values are related to post-sedimentary processes.

shelf carbonate, and some of these breccias were deposited in fore-reef environments (Madalesso and Valle, 1978; Dardenne, 1979, 2000). These breccias were described as ice-rafted debris and include all carbonate successions from the Serra do Poço Verde Formation (Olcott et al., 2005) and those from the Morro do Calcário Formation (Olcott et al., 2005; Geboy et al., 2013), but this interpretation is not supported here and in other papers due to a lack of evidence that justifies this interpretation (Azmy et al., 2008, 2009; Oliveira 2013). A glacial origin was also proposed for the contact between the Morro do Calcário and Serra da Lapa formations, which is supported by descriptions of limestones (Olcott et al., 2005; Azmy et al., 2006). The carbonate fragments in these limestones were found surrounded by the foliation of the phyllite as a possible result of tectonic rotation, and it is difficult to prove whether the foliation is the result of sedimentary or tectonic processes, or both, because the observations were made in core samples, and the lateral extent of the limestone was not confirmed. Dolomite clast breccia in a carbonate matrix and diamictite with intrabasinal dolomite clasts in a siltstone matrix occur at the top of the Morro do Calcário Formation in north Vazante and in North Paracatu respectively (Fig. 1). These breccias and diamictites mark the top of the Morro do Calcário Formation and below the Serra da Lapa Formation, suggesting an unconformity between these two formations. A glacial origin for these diamictites and breccias has not yet been found, which include only carbonate clasts from the underlying rocks, suggesting a proximal source. The massive diamictites, 15–20 m thick, at the base of the Lapa Formation in north Paracatu were interpreted as debris flow deposits not related to a glacial origin (Santana, 2011). Geological evidence for a glacial origin still needs confirmation (e.g., striated clasts and dropstones), despite the favorable chemostratigraphic data from Azmy et al. (2006) and in this paper.

5.2. C and O isotopes

The carbon isotope data from units of the Vazante Group have been considered to be a primary signature, which is supported by the $\delta^{13}\text{C}$ values obtained in dolomite samples and considering the different phases of cementation and dolomitization (Azmy et al., 2001). The isotope stratigraphy published for the Vazante Group includes little data indicating a thick stratigraphic section (Azmy et al., 2001, 2006; Misi et al., 2007). The data presented in this paper have higher stratigraphic resolutions than those obtained in previous studies, which is

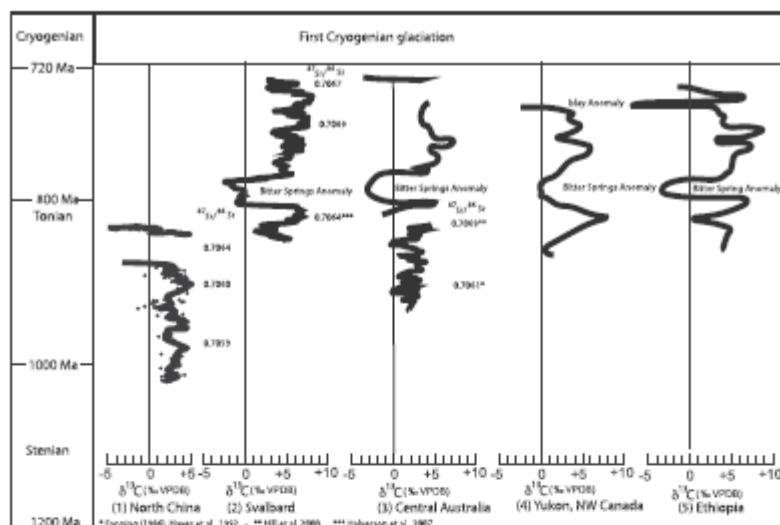


Fig. 15. Tonian integration of the $\delta^{13}\text{C}$ data from: (1) North China, Huaihei Group (Xiao et al., 2014), (2) northeastern Svalbard, Akademikerbreen and lower Polarstreen groups (Halverson et al., 2018), (3) central Australia, Amadeus Basin (Swanson-Hysell et al., 2010), (4) Canada, Fifteenmile Group (Macdonald et al., 2010, 2015), and (5) Ethiopia, Tambien Group (Swanson-Hysell et al., 2015). (See above-mentioned references for further information.)

significant for chemostratigraphic correlation. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data show three principal isotope groups (Figs. 13, 14):

- I) Moderately positive $\delta^{13}\text{C}$ values between -0.7‰ and $+3.9\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values between -6.0‰ and -0.2‰ were observed in a dolostone section more than 1,000 m thick from the Serra do Poço Verde Formation and limestones from the Lagamar Formation. These moderately variable $\delta^{13}\text{C}$ values are common in the Mesoproterozoic and early Tonian (Neoproterozoic) and are rarely outside of the range of -4‰ to $+4\text{‰}$ (Gorokhov et al., 1995; Kah et al., 1999, 2012; Bartley et al., 2001, 2007; Semikhatov et al., 2002; Jones et al., 2010; Guo et al., 2013). A similar isotope range is also observed in Stenian carbonate rocks of the upper Paranoá and upper Espinhaço groups (Santos et al., 2000, 2004; Alvarenga et al., 2014; Fraga et al., 2014).
- II) Large excursions of $\delta^{13}\text{C}$ values between -4.1‰ and $+3.8\text{‰}$ are found in the dolostones of the Morro do Calcário Formation. The negative $\delta^{13}\text{C}$ anomaly (MC anomaly) is preserved in an approximately 50 m thick interval of mixed dolostone-siliciclastic and is stratigraphically placed between dolarenites with values near 0‰ (sections VZMIF-193 and VZBOF-003; Fig. 8). The uppermost 100 m of the Morro do Calcário Formation reaches positive values of approximately $+3\text{‰}$ (section VZBOF-001; Figs. 8, 13).
- III) The third isotopic group is associated with a dominantly clastic succession with thin dolostone beds (Serra da Lapa Formation), marking the abrupt end of the carbonate platform (Figs. 8, 13). The $\delta^{13}\text{C}$ values range from -6.0‰ to $+1.5\text{‰}$, and the $\delta^{18}\text{O}$ values range from -2.7‰ to -13.7‰ . The more negative $\delta^{18}\text{O}$ values are associated with muddy carbonate rocks and are probably related to postsedimentary alteration (Fig. 14). Strongly negative $\delta^{18}\text{O}$ values associated with Neoproterozoic carbonates have also been interpreted as the result of diagenetic or metamorphic processes (Knauth and Kennedy, 2009), indicating that the oxygen isotope values are not primary. In contrast, the negative $\delta^{13}\text{C}$ values are not restricted to muddy carbonate rocks, indicating that

this is a primary signal. In fact, carbonates with negative $\delta^{13}\text{C}$ values and associated with diamictites have been used by several authors to support a glacial record (Azmey et al., 2006, 2008, 2009; Olcott et al., 2005; Geboy et al., 2013). The data presented here suggest that these low $\delta^{13}\text{C}$ carbonates overlie the first Cryogenian glacial event (Sturtian), represented by the diamictites placed in the lower Serra da Lapa Formation.

The narrow C isotopic ranges in the Serra do Poço Verde Formation are characteristic of late Mesoproterozoic rocks worldwide, including those of the Vitoria Bay and Athole Point formations in Canada (Kah et al., 1999) and the Karatau Group in the Urals, Russia (Bartley et al., 2007; Kuznetsov et al., 2006), and they are also similar to early Neoproterozoic (Tonian) sections in Huaihei in North China (Xiao et al., 2014) and the lower Fifteenmile Group in Canada (Macdonald et al., 2010) (Fig. 15).

5.3. Sr isotopes

The carbonate rocks from the Vazante Group are mainly dolomite with very low Sr content, and high Sr contents (423–1,719 ppm) were found only in limestones from the Lagamar Formation. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Lagamar Formation are between 0.7065 and 0.7069 (Marques et al., 2015 and this paper). The upper Paranoá Group, which is interpreted as Upper Mesoproterozoic in age, includes two groups of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios; one is between 0.7056 and 0.7058, and the other is between 0.7063 and 0.7068 (Alvarenga et al., 2014). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios < 0.7065 have been found in late Mesoproterozoic strata in the southern Urals and in Siberia, Russia (Gorokhov et al., 1995; Bartley et al., 2001, 2007; Kuznetsov et al., 2006), in the Bylot Supergroup, Canada (Kah et al., 2001) and in rocks with ages of 1,000–850 Ma in the Karatau Group, Russia (Kuznetsov et al., 2017). Tonian successions that precede the first Cryogenian glaciation have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios below 0.7070 (Halverson et al., 2007, 2010, 2018; Sawaki et al., 2010). The Tonian carbonates from North China, Svalbard, and central Australia,

which are older than 800 Ma and are below the Bitter Springs Anomaly ($\delta^{13}\text{C}$), have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values from 0.7059 to 0.7069 (Halverson et al., 2007, 2018; Xiao et al., 2014). The Upper Mesoproterozoic (approximately 1.2 Ga) rocks from the lower portion of the Society Cliff Formation of Canada have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios that decrease from approximately 0.7060 to 0.7055 (Kah et al., 2001). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in the carbonate platforms in the lower Vazante Group (Lagamar Formation) have some similarities with the Upper Mesoproterozoic and Tonian, but values below 0.7060 are rare in the Tonian and are more common in the Mesoproterozoic. Strontium isotope data between 0.7065 and 0.7069 from the Sr-rich limestones in the Lagamar Formation are common in the Tonian and are rare in the Mesoproterozoic in other basins around the world. Similarly, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater (0.7069) also occurs in the Serra da Lapa Formation (Azmy et al., 2001). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the lower and upper units of the Vazante Group have similar values to those found in Tonian basins around the world.

5.4. Ages of the Vazante Group

Conophyton-type columnar stromatolites are characterized by apical coniform laminae, and they are a recognized paleoenvironmental indicator and are used in regional correlations (Semikhatov and Raaben, 2000). The basal carbonate rocks of the Vazante Group (Lagamar Formation) contain occurrences of *Conophyton menium* Kirichenko (Cloud and Dardenne, 1973) and *Conophyton cylindricum* Maslov (Moeri, 1972). These two forms coexist only in the upper strata of the Tonian Avzyan Formation in Siberia (Semikhatov and Raaben, 2000), indicating that Tonian is the probable age for the Vazante Group.

Seismic sections and well-data interpretations based on the lateral continuity of the stratigraphic intervals suggest that the Vazante Group is younger than the Paranoá Group and is older than the Bambuí Group, so it likely has a Tonian age (Reis et al., 2017; Alvarenga et al., 2012; Fuck et al., 2017).

The Re-Os ages for the organic shales of the Vazante Group have large errors (between ± 46 Ma and ± 88 Ma), which cause uncertainties about these ages. In the Serra da Lapa Formation, the U/Pb age for the youngest detrital zircon population is 988 ± 15 Ma, and the Re-Os age for shales is $1,100 \pm 77$ Ma (Azmy et al., 2008). The data from detrital zircons are younger ages than those that formed during the sedimentation (organic matter), so the significance of those Re-Os ages should be carefully evaluated, considering that the zircon data is more robust.

Nevertheless, the available geochronological data suggest that the Vazante Group was deposited during the Tonian. This is reinforced both by the possible VSMs and by correlation with the global $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{13}\text{C}$ curves (Xiao et al., 2014; Riedman et al., 2018; Wan et al., 2019).

6. Conclusion

This study expanded the carbon and oxygen isotope data for the carbonate units of the Vazante Group and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for limestones with Sr contents of 423–1,719 ppm based on outcrops and approximately 2,250 m of drill core data. The data increase the details of the isotopic stratigraphy and can be compared to a composite carbon isotope record for the Meso-Neoproterozoic.

1. Carbon isotope data mainly represent a primary signature. $\delta^{13}\text{C}$ values between approximately 0 and +4‰ are recorded in the carbonate rocks of the lower units (Lagamar and Serra do Poço Verde formations). The dolostone of the Morro do Calcário Formation overlying the unconformity surface has a large range of $\delta^{13}\text{C}$ values between -4 and +4‰. The negative values are concentrated in a zone approximately 50 m thick and form a negative anomaly (MC). Another negative shift occurs at the basal contact of

the Lapa Formation,

- Primary $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (0.70662 to 0.70676) are found in the same layers where possible VSMs were found, which are indicative of a Tonian age.
- A precise age for the Vazante Group remains uncertain; however, considering the detrital zircon ages, carbon isotope profiles, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ratios and the possible vase-shaped microfossils, its sedimentation must have occurred in the Tonian Period, in contrast to the upper Mesoproterozoic age suggested by the Re/Os ages. Thus, the significance of the Re-Os ages of black shales from this unit should be reassessed, and the possible sources of disturbance in Re-Os system should be sought and evaluated.

Acknowledgments

We thank M.A. Dardenne (in memory), pioneer researcher at the Vazante Group study for the encouragement of this study. We acknowledge financial support through the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, grant n° 307220/2014-1, project n° 550259/2011-2). We also would like to thank Nexa Resources for access to company drill core. Eduardo Carvalho and Luis Mancini are thanked for stable isotope data measures at LAIS, Instituto de Geociências, UnB, Brazil. We would like to thank Shuhai Xiao, Fabrício Caxito and an anonymous reviewer for their constructive comments on this paper.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105378>.

References

- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Vieira, L.C., Martins, C.T., Guimarães, E.M., Santos, R.V., Santana, R.O., 2012. Stratigraphy of Western edge of the São Francisco Basin. *Boletim Geociências Petrobras* 20, 145–164.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Vieira, L.C., Lima, R.A.F., Mancini, L.H., 2014. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonate platforms in the Brasília Belt of Brazil. *Precambrian Res.* 251, 164–180. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.011>.
- Azmy, K., Veizer, J., Misi, A., Oliveira, T.F., Sanchez, A.L., Dardenne, M.A., 2001. Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. *Precambrian Res.* 112, 303–329. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00194-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00194-2).
- Azmy, K., Kaufman, A.J., Misi, A., Oliveira, T.F., 2006. Isotope stratigraphy of the Lapa Formation, São Francisco Basin, Brazil: implications for Late Neoproterozoic glacial events in south America. *Precambrian Res.* 149, 231–248. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.07.001>.
- Azmy, K., Kendall, B., Crosser, R.A., Heaman, L., Oliveira, T.F., 2008. Global correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: Re-Os and U-Pb radiometric ages constraints. *Precambrian Res.* 164, 160–172. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.05.001>.
- Azmy, K., Sylvester, P., Oliveira, T.F., 2009. Oceanic redox conditions in the Late Mesoproterozoic recorded in the upper Vazante carbonates of São Francisco Basin: evidence from stable isotope and REEs. *Precambrian Res.* 259–270. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.10.003>.
- Bertley, J.K., Semikhatov, M.A., Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Pope, M.C., Jacobsen, S.B., 2001. Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia. *Precambrian Res.* 111, 165–202. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00160-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00160-7).
- Bertley, J.K., Kah, L.C., Williams, J.L., Stogner, A.F., 2007. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals): signal recovery in a fold-and-thrust belt. *Chem. Geol.* 237, 211–232. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.018>.
- Brazier, M.D., Lindoy, J.F., 1998. A billion years of environmental stability and emergence of eukaryotes: new data from northern Australia. *Geology* 26, 555–558. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0555:ABYDES>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0555:ABYDES>2.3.CO;2).
- Baick, R., Das Marais, D.J., Knoll, A.H., 1995. Stable isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia. *Chem. Geol.* 123, 153–171. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00049-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00049-R).
- Campo Neto, M.C., 1984. Litostrografia relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Caronra e Paranoá (Região de Vazante-Lagamar, MG). *Boletim Brasileiro de Geociências* 14, 81–91.
- Canfield, D.E., 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry. *Nature* 396, 450–452. <https://doi.org/10.1038/24839>.

- Carvalho, M.O., Valeriano, C.M., González, P.A.A., Oliveira, G.D., Impicini, A., 2016. The thrust contact between the Canastra and Vazante groups in Southern Brasília Belt: structural evolution, white mica crystallinity and implications for the Brazilian orogeny. *Brazilian J. Geol.* 46, 567–583. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160052>.
- Canito, F.A., Halverson, G.P., Uhlir, A., Stevenson, R., Dix, T.G., Uhlir, G.J., 2012. Marine glaciation in east Brazil. *Precambrian Res.* 200–203, 38–50. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2012.01.005>.
- Corad, V.E., Dardennes, M.A., 1973. Proterozoic age of Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 85, 1673–1676. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1973\)84<1673:PAOTBS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1973)84<1673:PAOTBS>2.0.CO;2).
- Dardennes, M.A., 1979. Les mineralisations de plomb, zinc. *État Du Proterozoïque Supérieur dans Le Brésil Central*. Université Paris VI, Thesis, pp. 251.
- Dardennes, M.A., 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, pp. 231–263.
- Dardennes, M.A., Faria, A., Andrade, G.F., 1976. Occurrence of Stromatolites Colonizadoras dans Le Grupo Bambuí, Goiás, Brésil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 555–566.
- Deblor, C.M., 2014. Advances in Neoproterozoic biostratigraphy spark new correlations and insight in evolution of life. *Geology* 42, 731–732. <https://doi.org/10.1130/G35081A.1>.
- Fairchild, T.R., Robb, R., Dardennes, M.A., Alvarenga, C.J.S., Guimarães, E.M., 2015. Microbialites dos grupos Paranaíba (Mesoproterozoico) e Vazante (Neoproterozoico), Distrito Federal, Goiás e Minas Gerais. In: Fairchild, T.R., Robb, R., Dias-Brilo, D. (Eds.), *Microbialites do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente*. Um Atlas, pp. 91–151.
- Fanning, M., 1986. *87Sr/86Sr of Gyrans/Anthraxes and carbonate samples*. Australian Mineral Development Laboratories Report G 6696/86. Unpublished.
- Fraga, L.M.S., Neves, S.C., Uhlir, A., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Horn, A.H., 2014. C- and Sr-isotope stratigraphy of carbonate rocks from the Southern Espinhaço Ridge, Minas Gerais, southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 86, 633–648. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201420130152>.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., 2017. The Northern Brazilian Belt. In: Heilbrun, M., Cordani, H.G., Alkmim, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil-Tectonic Geology of Miniature Continents*. Regional Geology Reviews, Springer, pp. 205–220. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_11.
- Geboy, N.J., Kaufman, A.J., Walker, R.J., Misi, A., Tolentino, F.D., Miller, K.E., Azmy, K., Kendall, B., Fialon, S.W., 2013. Re-Os age constraints and new observations of Proterozoic glacial deposits in the Vazante Group, Brazil. *Precambrian Res.* 238, 199–213. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2013.10.010>.
- Gorokhov, I.M., Semikhatov, M.A., Baskakov, A.V., Karyagina, E.P., Melnikov, N.N., Sakhov, A.V., Turchanin, T.I., 1995. Sr isotopic composition in Riphean, Vendian and lower Cambrian carbonates from Siberia. *Stratigr. Geol. Correl.* 3, 1–28.
- Gao, H., Yuanzhang, D., Kah, L.C., Huang, J., Ho, C., Huang, H., Wenches, Y., 2013. Isotopic composition of organic and inorganic carbon from the Neoproterozoic Jixian Group, North China: implications for biological and oceanic evolution. *Precambrian Res.* 224, 169–183. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2012.09.023>.
- Halverson, G.P., Dudge, F.O., Maloof, A.C., Bowring, S.A., 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 256, 103–129. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.028>.
- Halverson, G.P., Hoffman, P., Schrag, D., Maloof, A.C., Rice, A., 2005. Towards a Neoproterozoic composite carbon isotope record. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 1181–1207. <https://doi.org/10.1130/B265.0301>.
- Halverson, G.P., Kaufmann, M., Strauss, J.V., Maloof, A.C., 2018. The Tonian-Cryogenian transition in Northeastern Svalbard. *Precambrian Res.* 319, 79–95. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2017.12.010>.
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M., 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Res.* 182, 337–350. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2010.04.007>.
- Hill, A.C., Grotzer, K.L., Grey, K., 2000. Mid-Neoproterozoic biostratigraphy and isotope stratigraphy in Australia. *Precambrian Res.* 100, 281–298. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00077-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00077-7).
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science* 281, 1342–1346. <https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342>.
- Jones, D.S., Maloof, A.C., Hurtgen, M.T., Rainbird, R.H., Schrag, D.P., 2010. Regional and global chemostratigraphic correlation of the early Neoproterozoic Shaler Supergroup, Victoria Island, Northwestern Canada. *Precambrian Res.* 181, 43–63. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2010.05.012>.
- Kah, L.C., Barley, J.K., Teal, D.A., 2012. Chemostratigraphy of the Late Mesoproterozoic Atar Group, Neoproterozoic Basin, Mauritania: muted isotopic variability, facies correlations, and global isotopic trends. *Precambrian Res.* 200–203, 82–103. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2012.01.011>.
- Kah, L.C., Lyons, T.W., Chaulley, J.T., 2001. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, northern Bafin and Bylot Island: implications for Neoproterozoic marine evolution. *Precambrian Res.* 111, 203–234. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00161-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00161-9).
- Kah, L.C., Sherman, A.C., Nabelek, G.M., Knoll, A.H., Kaufman, A.J., 1999. 8 13C stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Bafin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations. *Canadian J. Earth Sci.* 36, 313–332. <https://doi.org/10.1139/e98-100>.
- Kaufman, A.J., Hayes, J.M., Knoll, A.H., Germs, G.J.B., 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibian stratigraphic variations and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Res.* 49, 301–327. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90039-D](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90039-D).
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res.* 73, 27–49. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00070-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00070-8).
- Kaube, R.M., Kennedy, M.J., Jarrett, A.J.M., Brooks, J.J., 2017. Local paleoenvironmental controls on the carbon-isotope record defining the Bitter Springs Anomaly. *Geology* 45, 65–69. <https://doi.org/10.1111/gli.12217>.
- Knauth, L.P., Kennedy, M., 2009. The late Proterozoic greening of the Earth. *Nature* 460, 728–732. <https://doi.org/10.1038/321832a1>.
- 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, 832–838. <https://doi.org/10.1038/321832a0>.
- Kuchenbecker, M., Babinski, M., Pedroni-Souza, A.C., Lopes-Silva, I., Pimenta, F., 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian J. Geol.* 46 (suppl 1), 145–162. <https://doi.org/10.1590/2317-488920160090285>.
- Kuznetsov, A.B., Bekker, A., Ovechinnikova, G.V., Gorokhov, I.M., Vasilyeva, I.M., 2017. Uranogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precambrian Res.* 298, 157–173. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2017.06.011>.
- Kuznetsov, A.B., Semikhatov, M.A., Maslov, A.V., Gorokhov, I.M., Prusakov, E.M., Krupenin, M.T., Kislova, I.V., 2006. New Data on Sr- and C-isotope Chemostratigraphy of the Upper Riphean Type Section (Southern Ural). *Stratigr. Geol. Correl.* 14, 602–628. <https://doi.org/10.1134/S0869593806060025>.
- Macdonald, F.A., Halverson, G.P., Strauss, J.V., Smith, E.F., Cox, G., Sperling, E.A., Roots, C.F., 2015. Early Neoproterozoic Basin Formation in Yukin, Canada: Implications for the make-up and break-up of Rodinia. *Geosci. Can.* 39, 77–99.
- Macdonald, F.A., Schmitz, M.D., Crowley, J.L., Roots, C.F., Jones, D.S., Maloof, A., Strauss, J.V., Cohen, P.A., Johnson, D.T., Schrag, D.P., 2010. Calibrating the Cryogenian. *Science* 327, 1241–1243. <https://doi.org/10.1126/science.1183325>.
- Madaleno, A., Valle, C.R.O., 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu, Morro Agudo, MG. In: *An. 31º Cong. Bras. Geol., Recife*, SBG, 2, pp. 662–634.
- Marques, C.S.S., Uhlir, A., Oliveira, G.D., Uhlir, G.J., Sial, A.N., Alvarenga, C.J.S., 2015. Geologia e quimioestratigrafia isotópica do Grupo Vazante em Lagamar (MG). *Geonômica* 23, 26–41. <https://doi.org/10.18285/geonoma.v23i1.650>.
- Mattioni, M., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dardennes, M.A., 2012. U-Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranaíba Group, Brasília Belt, Brazil: constraints on depositional age at Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Res.* 206–207, 168–181. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2012.03.007>.
- McKerrow, W.H., Hughes, M.G., Goh, R.C., Myrow, P.M., 2014. Plate tectonic influences on Neoproterozoic-early Paleozoic climate and animal evolution. *Geology* 42, 127–130. <https://doi.org/10.1130/G34962.1>.
- Misi, A., Azmy, K., Kaufman, A.J., Oliveira, T.F., Sanchez, A.L., Oliveira, G.D., 2014. Review of the geological and geochronological framework of the Vazante sequence, Minas Gerais, Brazil: Implications to metallogenic and phosphogenic models. *Ore Geol. Rev.* 63, 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.002>.
- Misi, A., Kaufman, A.J., Azmy, K., Dardennes, M.A., Sial, A.N., Oliveira, T.F., 2011. Neoproterozoic successions of the São Francisco Craton, Brazil: the Bambuí, Una, Vazante and Vaza Barria/Miaba groups and their glaciogenic deposits. *Geological Society, London, Memoirs* 36, 509–522. <https://doi.org/10.1144/M36.48>.
- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Tezera, J.B.G., Sanchez, A.L., Iyer, S.S.S., 2007. Chemostratigraphy correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chem. Geol.* 237, 143–167. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.010>.
- Moeri, E., 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of central Brazil. *Eclogae Geologicae Helveticae* 65, 185–195.
- Olcott, A.N., Sessions, A.L., Corsetti, F.A., Kaufman, A.J., Oliveira, T.F., 2005. Biomarker Evidence for Photosynthesis During Neoproterozoic Glaciation. *Science* 310, 471–474. <https://doi.org/10.1126/science.1115769>.
- Oliveira, G.D., 2013. Reconstrução paleoambiental e quimioestratigrafia dos carbonatos hospedeiros do depósito de Zinco silicatado de Vazante, MG. Master, Universidade de Brasília, pp. 80.
- Paula-Santosa, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Gaetano-Filho, S., Trindade, R.I., Pedroni-Souza, A.C., 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in Southern São Francisco craton (eastern Brazil) from U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* 28, 702–720. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>.
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian J. Geol.* 46 (suppl.1), 67–82. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375–379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375>](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375>).
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., Della Giustina, M.E.S., Jurgens, S., Mattioni, 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>.
- Porter, S.M., Meislerfeld, R., Knoll, A.H., 2003. Vase-Shaped microfossils from the Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon: a classification guided by modern tate amoebae. *J. Paleontol.* 77, 409–424. [https://doi.org/10.1666/0022-3360\(2003\)077<0409:VMFTNC>2](https://doi.org/10.1666/0022-3360(2003)077<0409:VMFTNC>2).
- Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: the Trés Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 66, 711–731. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.07.013>.
- Reis, H.L.S., Sosa, J.F., 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, 159–170. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2017.09.023>.
- Hedman, L.A., Porter, S.M., Galver, C.R., 2018. Vase-shaped microfossil biostratigraphy with new data from Tasmania, Svalbard, Greenland, Sweden and the Yukon. *Precambrian Res.* 319, 19–36. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2017.09.019>.
- Rigobello, A.F., Branquinho, J.A., Dantas, M.G.S., Oliveira, T.F., Neves Filho, W., 1988. Mins de zinco de Vazante. In: Schobbenhaus, C., Goulho, C.E.S. (Eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil* 3, pp. 101–110. DNPM, Brasília.
- Rodrigues, J.B., Pimentel, M.M., Buhn, B., Mattioli, M., Dardennes, M.A., Alvarenga, C.J.S., Armstrong, R.A., 2012. Provenance of the Vazante Group: New U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Res.* 21, 439–450. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.07.017>.
- Santana, A.V.A., 2011. *Estratigrafia, sedimentologia e Proveniência das unidades superiores do Grupo Vazante na região da Fazenda Figueras, Paracatu, MG.* Master, Universidade de Brasília, pp. 136.
- Santana, R.V., Alvarenga, C.J.S., Babinicki, M., Ramos, M.L., Cukrov, N., Fonseca, M.A., Sial, A.N., Dardennes, M.A., 2004. The Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition in the southeast portion of the São Francisco Craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 17, 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.08.009>.
- Santana, R.V., Alvarenga, C.J.S., Dardennes, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranaíba groups. *Precambrian Res.* 104, 107–122. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00082-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00082-6).
- Sawaki, Y., Kawai, T., Shibuya, T., Tahata, M., Omori, S., Komiya, T., Yoshida, N., Hirata, T., Ohtsu, T., Windley, B.F., Maruyama, S., 2010. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chemostratigraphy of Neoproterozoic Dalradian carbonate below the Fort Ankaig Gneissogenic Formation, Scotland. *Precambrian Res.* 179, 150–164. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2010.02.021>.
- Semikhatov, M.A., Kuznetsov, A., Gorchikov, I., Kostantínova, G., Melnikov, N., Podkovyrov, V., Kutyrya, E., 2002. Low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in seawater of the Cambrian and post-Cambrian times: determining factors. *Stratigr. Geol. Correl.* 10, 1–41.
- M.A. Semikhatov M. *Russian Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy* R. Riding S.M. *Aseismic Microbial Sediments* 2000 Springer-Verlag Berlin 295–306 http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-04096-2_32.
- Sial, A.N., Goucher, C., Mui, A., Boggiani, P.C., Alvarenga, C.J.S., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., Pedreira, J.A., Warren, L.V., Geraldes, M., Fernandes-Ramirez, Pereira, N.S., Chiglini, L., Cezario, W.S., 2016. Correlations of some Neoproterozoic carbonate-dominated successions in south America based on high-resolution chemostratigraphy. *Brazilian J. Geol.* 46, 439–488. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160079>.
- Sigorelli, N., Finbo, J.M.M., Tuller, M.P., Baptista, M.C., Brito, D.C., 2013. Folha SE.23. Y.A.III – Lagamar, Escala 1:100.000, CPRM.
- Shields, G. and Veizer, J., 2002. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3, 1 of 12–12. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GC002056>.
- Stevenson-Hyatt, N.L., Maloof, A.C., Gordon, D.J., Jerkin, G.R.T., Alene, M., Tremblay, M.M., Tessema, T., Rooney, A.D., Hailash, B., 2015. Stratigraphy and geochronology of the Tambien Group, Ethiopia: evidence for globally synchronous carbon isotope change in the Neoproterozoic. *Geology* 43, 323–326. <https://doi.org/10.1130/G36347.1>.
- Stevenson-Hyatt, N.L., Ross, C.V., Calmet, C.C., Halverson, G.P., Hurtgen, M.T., Maloof, A.C., 2010. *Science* 328, 608–611. <https://doi.org/10.1126/science.1184508>.
- Uhlir, G.J., Uhlir, A., Pereira, E., Cezito, F.A., Odebo, J., Warren, L., Sial, A.N., 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in a mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 517, 39–51. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.022>.
- Uhlir, G.J., Uhlir, A., Stevenson, R., Halverson, G.P., Cezito, 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.precambres.2017.07.020>.
- Walker, M.R., Veveř, J.J., Galver, C.R., Gorjan, P., Hill, A.C., 2000. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Res.* 100, 371–433. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00082-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00082-0).
- Wan, B., Tang, Q., Pang, X., Wang, X., Bao, Z., Meng, F., Zhou, C., Yuan, X., Hua, H., Xiao, S., 2019. Repositioning the Great Unconformity at the southeastern margin of the North China Craton. *Precambrian Res.* 324, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2019.01.014>.
- Wang, X., Jiang, G., Shi, X., Xiao, S., 2016. Paired carbonate and organic carbon isotope variations of the Ediacaran Doubanhua Formation from an upper slope section at Sidaping, South China. *Precambrian Res.* 273, 53–66. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2015.12.010>.
- Wood R., 2015. Microbialites and the Evolution of Reef Through Time. In: Fairchild, T. R., Rehn, R., Dias-Brito, D. (Eds.) *Microbialites do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente: Um Atlas*, pp. 43–59.
- Xiao, S., Shen, B., Tang, Q., Kaufman, A.J., Yuan, X., Li, J., Qian, M., 2014. Biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the age of early Neoproterozoic carbonate succession in North China. *Precambrian Res.* 246, 208–225. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2003.10.013>.