UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Quimioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de alta resolução dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, na região sudoeste da Bacia do São Francisco

Carolina Bedoya Rueda

Orientadora: Profa. Dra. Marly Babinski

Dissetação apresentada ao programa Geociências (Geoquímica e Geotectônica) para obtenção do titulo de Mestre em Ciências

Área de concentração: Geotectônica

SÃO PAULO

2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a) via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação: Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana – CRB 8/6658

> Bedoya Rueda, Carolina Quimioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de alta resolução dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, na região sudoeste da Bacia do São Francisco / Carolina Bedoya Rueda; orientador Marly Babinski. -- São Paulo, 2019. 101 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. Isótopos. 2. Carbonatos. 3. Formação Sete Lagoas. 4. Grupo Bambuí. 5. Ediacarano. I. Babinski, Marly, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Quimioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de alta resolução dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, na região sudoeste da Bacia do São Francisco

CAROLINA BEDOYA RUEDA

Orientadora: Profa. Dra. Marly Babinski

Dissertação de Mestrado

Nº 829

COMISSÃO JULGADORA

Dra. Marly Babinski

Dra. Milene Freitas Figueiredo

Dr. Matheus Henrique Kuchenbecker do Amaral

SÃO PAULO

2019

AGRADECIMENTOS

À minha família por todo seu apoio incondicional sempre! Minha mãe Yolanda, meu pai Martin e meu irmão por sempre estar junto perseguindo meus sonhos como se fossem os seus próprios. O Octávio mais que um irmão, amigo e cúmplice, obrigada por me fazer a tia mais feliz do mundo! Foi difícil vir para cá e me privar de ver crescer à Celeste. Minhas avós, tias, primas, primos, cunhada e sua família obrigada pela força. *Los amo mucho a todos*!

À Marly, pela excelente orientação e paciência, porque mesmo judiando-a com as correções, sempre as fez com a melhor disposição e entrega para me ensinar e guiar do melhor jeito, é sem dúvida uma mulher e pesquisadora admirável.

Aos integrantes do grupo de pesquisa, ao Cristian, ao Juan, ao Sergio e ao Gustavo, ao Eric e à Paula, tem sido um enorme prazer aprender tantas coisas da geologia com vocês. Gustavo, obrigada por me ensinar as técnicas de laboratório e tantas coisas que aprendi sobre geoquímica. Serginho, obrigada pelos ensinamentos e as críticas construtivas ao trabalho, ainda falta muito por aprender mas tenho certeza que com todos vocês, cada dia será mais um aprendizado.

A todo o pessoal do projeto temático pela disposição de sempre para tudo dar certo em especial à professora Juliana e ao professor Ricardo. Ao Matheus agradeço por ter disponibilizado as amostras para esta pesquisa ser possível. Ao pessoal do CPGeo pela colaboração em todos os procedimentos que fiz nos laboratórios e por me ensinar como fazê-los, fico muito grata. E também ao pessoal da Unicamp por abrir as portas do laboratório para que fossem feitas algumas análises lá.

Ao pessoal da secretaria da pós, Kathe e Alexandre, por toda a colaboração sempre em todos os processos burocráticos e pelas assessorias certas nos momentos que precisei. Assim como ao Tadeu e ao pessoal de sistemas por toda a colaboração em diferentes processos.

Aos meus companheiros das disciplinas da pós, muito boas aquelas aulas com todos vocês, além de aprender geologia, aprendi muito desse povo lindo brasileiro.

Aos meus companheiros de apartamento, à Luzk e ao Guaca por fazer dele um lar. Nessa mesma linha, aos meus outros amigos colombianos do IGc, por fazer sentir um pouquinho da nossa terra amada em cada papo, em cada reunião e por toda a ajuda desde que cheguei em São Paulo, à Vero, à Liz, à Astrid, à Vivi, à Maria, à Valen, aos Sebas, ao Juan, ao Andrés e aquelas que já regressaram para Colômbia, a Anny a Maria Paula e a Lina, quero muito vocês!

Ao pessoal do Instituto Butantã, ao Renán, à Nara, ao Alex, à Sesé e a todos que tenha esquecido sem querer, obrigada por me acolher e por todos os nossos rolês, vocês também fizeram com que eu me apaixonasse mais por este país

À Letz Migliore, por todo o apoio incondicional e carinho de sempre, pelas palavras de alento quando precisei e por compartilhar as alegrias. *Ti voglio tanto bene*!

Como esquecer os meus times amados e a todas as pessoas maravilhosas que conheci ali. A todas as meninas do time da Geo, obrigada pelo carinho e por compartilhar essa outra paixão que é jogar basquete, em especial à Kiwi e à Willy, amigas dentro e fora da quadra. E meu outro time a seleção da USP, foi um enorme prazer jogar com vocês e representar esta universidade que agora sinto como própria. À "panelinha", melhores jogadoras da USP toda, obrigada por me acolher desde o primeiro treino, há quase dois anos, em especial à Rê, à Robs e ao Diego (treinador) por tanto carinho, vocês têm um lugar especial no meu coração.

Às meninas do time de futsal da Geo, pela amizade, carinho e risadas.

Aos Pragas do Frisbee e às Solaris, pelos domingos no Ibirapuera fazendo o disco voar, saudades disso, espero poder reencontrá-los.

Aos meus amigos lá na Colômbia, por toda a força e bons desejos sempre, por me acompanhar neste processo desde lá, sinto muita saudade de vocês, mas sempre os tenho presentes nos meus pensamentos: à Flaca, à Jeico, à Aleja, à Manu, à Mache, à Ana, à Cata, à Eli, à Cavi, ao Hefer e ao Beta.

Agradeço também às fundações que permitiram meu projeto ser desenvolvido: À Fundação de Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES -DS) pela concessão da bolsa, e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP 2016/06114-6).

Finalmente quero agradecer a todas aquelas pessoas que fizeram parte da minha vida nesses dois anos, cada uma foi fundamental para me fazer crescer como ser humano e profissional, obrigada pela companhia nesse caminho. Sou grata a todos por tudo!

Encontrarás tierra distinta de tu tierra, pero tu alma es una sola y no encontrarás otra...

(Sindbad el marino- Las mil y una noches)

RESUMO

O registro sedimentar do Grupo Bambuí, Bacia do São Francisco, tem sido reinterpretado frente aos novos modelos tectônicos e paleoambientais relacionados ao limite Ediacarano-Cambriano. A evolução isotópica de carbono e estrôncio registrada nos carbonatos basais do Grupo Bambuí está diretamente relacionada aos processos de fechamento da bacia em resposta à orogênese Brasiliana-Panafricana. Através de um furo de sondagem de aproximadamente 175 m foi investigada uma sucessão carbonática da Formação Sete Lagoas na região de Arcos (MG), na qual foram realizados estudos petrográficos e análises isotópicas de alta resolução de C, O e Sr. A partir de dados isotópicos de C e Sr foi possível identificar os três intervalos quimioestratigráficos (CI) reportados para o Grupo Bambuí, que representam diferentes etapas evolutivas da Bacia do São Francisco. O CI-1 compreende os carbonatos basais desta formação e apresenta uma excursão negativa de δ^{13} C (valores de -3 ‰ a -5‰), seguida por uma excursão positiva para valores próximos a 0‰. As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr deste intervalo apresentam-se muito radiogênicas e não correspondem com daquelas esperadas para este período. O CI-2a representa o estágio de conexão da bacia com outras bacias epicontinentais de Gondwana resultante da transgressão marinha sobre o cráton, o que permitiu a homogeneização isotópica com os oceanos globais. Este intervalo compreende o segmento inferior da Formação Sete Lagoas, com valores de δ^{13} C próximos a +1‰ e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ao redor de 0,7083 que coincidem com os observados para o Ediacarano tardio. Precedendo a excursão isotópica positiva de δ^{13} C, no limite das duas sequências basais de 2ª ordem do Bambuí, o intervalo CI-2b corresponde ao intervalo de ocorrência de Cloudina sp registrado na porção intermediária da sucessão no norte da bacia, e apresenta um enriquecimento nas concentrações de Sr identificável em nível bacinal. Esta característica é observada em várias sucessões portadoras de Cloudina sp no mundo e marca importantes variações paleoambientais. Neste intervalo os valores de δ^{13} C são próximos de +1‰ e as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variam de 0,7075 a 0,7081 e não coincidem com aquelas esperadas para o limite Ediacarano-Cambriano. O CI-3, intervalo que corresponde à sequência superior desta formação, é marcado pela excursão positiva de δ^{13} C de +2 % para +8 ‰ e apresenta razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7080 e 0,7085. Estes dois últimos intervalos registram a fase em que a bacia perdeu conexão com os oceanos globais devido ao soerguimento dos orógenos circundantes. O ambiente restrito pode ter inibido a homogeneização isotópica e resultado numa circulação termohalina ineficiente, modificando o tempo de mistura oceânica e permitindo que controles regionais predominassem sobre os globais. Isso resultaria em alterações no ciclo hidrológico e geoquímico do Sr, causando maiores variações nas razões isotópicas em um curto período de tempo. Sob tais condições, as premissas oceanográficas modernas do isótopo de Sr não são cumpridas e correlações quimioestratigráficas globais devem ser feitas com cautela.

Palavras-Chave: Bacia do São Francisco, Grupo Bambuí, Carbonatos, Intervalos quimioestratigráficos, Isótopos de Sr

ABSTRACT

The sedimentary record of the Bambuí Group, São Francisco Basin, has been reinterpreted based on the new tectonic and paleoenvironmental models related to the Ediacaran-Cambrian boundary. The carbon and strontium isotopic evolution of carbon and strontium recorded in the basal carbonates of the Bambuí Group is directly related to the basin closure processes in response to the Brasiliano-Panafrican orogenesis. A carbonate sequence of the Sete Lagoas Formation in the Arcos region (MG) was investigated through a drilling hole of approximately 175 m, where high resolution C, O and Sr isotopic analysis were performed along the sequence. The C and Sr isotopic data allowed to identify the three chemostratigraphic intervals (CI) previously reported for the Bambuí Group, which represent different evolutionary stages of the São Francisco Basin. The CI-1 comprises the basal carbonates of this formation and presents a negative excursion of δ^{13} C (values of -3 % to -5 %), followed by a positive excursion to values close to 0 ‰. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of this interval are very radiogenic, and do not correspond to those expected for this period. The CI-2a represents the connecting stage of the basin with other epicontinental basins of Gondwana resulting from the ocean transgression over the craton, allowing the isotopic homogenization with the global oceans. This interval comprises the lower segment of the Sete Lagoas Formation, with δ^{13} C values close to + 1 ‰ and 87 Sr/ 86 Sr ratios around 0.7083 which coincide with those observed in the late Ediacaran. Preceding the positive δ^{13} C excursion at the sequence boundary between the two 2nd order Bambuí basal sequences, the CI-2b interval corresponds to the Cloudina sp occurrence interval, recorded in the intermediate portion at the north of basin, and where a Sr concentration enrichment is identified at the bacinal level. This geochemical pattern is observed in several Cloudina-bearing successions worldwide and marks important paleoenvironmental changes. At this interval $\delta^{13}C$ values are close to +1 ‰, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios range from 0.7075 to 0.7081 and do not coincide with those expected for the Ediacaran-Cambrian boundary. The CI-3 interval corresponds to the upper sequence of this formation and is marked by the isotopic excursion from δ^{13} C values of +2 % to +8 %; the 87 Sr/ 86 Sr ratios range between 0.7080 and 0.7085. These last two intervals record the disconnection of the basin due to the uplift of the surrounding orogens. This restricted environment may have caused the lack of isotope homogenization and inefficient thermohaline circulation, which modified the oceanic mixing times and allowed local and/or regional controls to predominate over global ones, leading to changes in the hydrological and geochemical cycle of Sr. Under such conditions, the modern oceanographic assumptions of Sr isotope system would not be fulfilled and global chemostratigraphic correlations should be avoided.

Keywords: São Francisco Basin, Bambuí Group, Carbonates, Chemostratigraphic Intervals, Sr Isotopes.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS i
RESUMO iv
ABSTRACTv
1. INTRODUÇÃO 1
1.1 Apresentação 4
1.2 Objetivos
1.3 Área de Estudo 5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO
2.1 O Cráton do São Francisco e a Bacia do São Francisco
2.1.1 Sequência Bambuí de 1ª ordem9
2.1.2 Idade do Grupo Bambuí basal13
2.1.3 Arcabouço quimioestratigráfico da base do Grupo Bambuí 14
2.2 Estratigrafia e quimioestratigrafia da seção estudada
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA
3.1 Quimioestratigrafia Isotópica
3.1.1 Isótopos de Carbono
3.1.2 Isótopos de Oxigênio
3.1.3 Isótopos de Estrôncio
4. MATERIAIS E MÉTODOS
4.1 Descrições das rochas e petrografia
4.2 Análises geoquímicas dos carbonatos
4.3 Análises isotópicas
5. RESULTADOS
5.1 Estratigrafia
5.2 Geoquímica dos carbonatos
5.3 Isótopos de C e O

5.4 Isótopos de Sr	48
6. DISCUSSÃO	51
6.1 Avaliação da alteração pós-deposicional do registro isotópico	51
6.2 Quimioestratigrafia isotópica de C e O	61
6.3 Quimioestratigrafia isotópica de Sr	66
6.4 Significado e implicações das variações seculares das razões ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr nos	carbonatos
da Formação Sete Lagoas	73
7. CONCLUSÕES	81
REFERÊNCIAS	83
APÊNDICE	99

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. A) Localização da área de estudo com as principais vias de acesso a partir de Belo Horizonte; B) Mapa geológico simplificado da região de Arcos (Extraído de Heineck et al., Figura 2. A) Mapa simplificado do Cráton do São Francisco. B) Mapa de anomalia de Bouguer da Bacia do São Francisco. C) Mapa simplificado da Bacia do São Francisco (Extraído de Reis Figura 3. Carta estratigráfica da sequência de 1ª ordem Bambuí (baseado em Reis et al., 2016). a) Ocorrência de Cloudina sp de acordo com Warren et al. (2014); b) Idades U-Pb foram obtidas em zircões detríticos e definem a idade máxima de sedimentação para a Formação Sete Lagoas Superior – Paula-Santos et al. (2015). (Extraído de Caetano-Filho et al., 2019)...... 10 Figura 4. Bloco diagrama mostrando a arquitetura das sequências do Grupo Bambuí, indicando o depocentro de foredeep a oeste e o forebulge a leste (modificado de Catuneanu, 2018) com Figura 5. Divisão proposta para as três unidades inferiores do Grupo Bambuí em intervalos quimoestratigráficos (CI). As idades apresentadas são: a) Babinski et al. (2007); b) Warren et al. (2014); c) Paula-Santos et al. (2015). (Extraído de Paula-Santos et al 2017)...... 17 Figura 6. Esquema do ciclo do carbono da superfície moderna (pré-industrial), com as composições isotópicas médias para os principais reservatórios (Extraído de Newton e Bottrell, Figura 7. Curva de evolução da composição isotópica de carbono nos oceanos para o Figura 8. Esquema do fracionamento isotópico do O no ciclo da água.(Extraído de Siegenthaler, Figura 9. Ciclo geoquímico moderno de Sr, com os diferentes fluxos (em unidades de moles de Sr por ano) e as composições isotópicas de entrada para os oceanos (Extraído de Banner, 2004). Figura 10. Curvas de evolução da composição isotópica de Sr dos oceanos durante o Neoproterozoico e Cambriano propostas por Melezhik et al., 2001 (A) e Halverson et al., 2010 Figura 11. Coluna estratigráfica para a Formação Sete Lagoas com as sequências estratigráficas de 2ª ordem e os estágios de evolução tectono-sedimentar definidos por Caetano-Filho et al. (2019). TST: trato de sistema transgressivo. MFS: superfície de máxima inundação. EHST:

trato de sistema de mar alto inicial. LHST: trato de sistema de mar alto final (para maior detalhe
ver Caetano-Filho et al. 2019)
Figura 12. Imagens macro e microscópicas de litotipos da Formação Sete Lagoas, NP: nicóis
paralelos, NX: nicóis cruzados. A) Carbonato impuro, presença de fragmentos líticos e
superfícies estilolíticas (NP). B) Leques de cristais de pseudomorfos de aragonita (NP). C)
Minerais opacos associados às superfícies estilolíticas (NP). D) Forte recristalização (NP). E)
Fotomicrografia de estruturas de aspecto bandado. F) Laminação arborescente (NP). G)
Substituição de carbonato por sílica nos ooides (NX). H) Grainstones oolíticos (NP)39
Figura 13. Coluna estratigráfica com os perfis dos isótopos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ e a divisão em
intervalos quimioestratigráficos (CI). As amostras em retângulos vermelhos foram analisadas
por Kuchenbecker et al. (2016b)
Figura 14. Coluna estratigráfica com o perfil isotópico ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, as concentrações de Sr e a
proposta de subdivisão do CI-2 baseada nas razões ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr e concentrações de Sr (retângulos
vermelhos correspondem às amostras analisadas por Kuchenbecker et al. (2016b))49
Figura 15. Diagrama de dispersão entre os parâmetros δ^{13} C vs. δ^{18} O analisados para a seção de
Arcos, mostrando correlação fraca, com r = 0.41, p (α) <0.01
Figura 16. Gráficos de dispersão das razões ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. Fe/Sr, Mn/Sr e [Sr] para o intervalo
quimioestratigráfico CI-154
Figura 17. Gráfico de dispersão entre as razões de Sr/Ca vs teores de Mn para as amostras dos
três intervalos quimioestratigráficos (CI)55
Figura 18. Gráficos de dispersão das razões ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. Fe/Sr, Mn/Sr e [Sr] para o intervalo
quimioestratigráfico CI-2a56
Figura 19. Gráficos de dispersão das razões ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. Fe/Sr, Mn/Sr e [Sr] para o intervalo
quimioestratigráfico CI-3. Grupo 1 em amarelo e grupo 2 em vermelho60
Figura 20. Coluna estratigráfica com os perfis isotópicos de $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ e intervalos
quimioestratigráficos (CI) para a Formação Sete Lagoas. As amostras em retângulos vermelhos
foram analisadas por Kuchenbecker et al. (2016b). Caixas de cor cinza indicam possíveis
perturbações nos valores de δ^{18} O65
Figura 21. Mapa do Gondwana ocidental (550-542 Ma), exibindo o possível cenário de conexão
da Bacia do São Francisco com outras bacias gondwânicas durante o intervalo CI-2 que
permitiu a homogeneização isotópica e a possível migração (?) do fóssil índice Cloudina sp
(Extraído de Paula-Santos et al., 2017)67
Figura 22. Coluna estratigráfica e subdivisão por intervalos quimioestratigráficos baseada nos
isótopos de C e Sr e concentrações de Sr. Retângulos vermelhos correspondem às amostras

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Classificação granulométrica de carbonatos segundo Grabau (1913). 31
Tabela 2. Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962). 32
Tabela 3. Teores dos elementos maiores e traços dos carbonatos analisados por
Kuchenbecker et al. (2016b)
Tabela 4. Teores dos elementos maiores e traços dos carbonatos analisados neste trabalho.41
Tabela 5. Razões geoquímicas, razões isotópicas ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr e classificação química dos
carbonatos analisados por Kuchenbecker et al. (2016b)42
Continuação Tabela 6
Tabela 7. Razões geoquímicas, razões isotópicas ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr e classificação química dos
carbonatos analisados neste trabalho
Tabela 8. Dados isotópicos δ^{13} C e δ^{18} O dos carbonatos analisados (amostras em cinza, foram
extraídas de Kuchenbecker et al. 2016b)
Tabela 9. Concentrações de Sr em diferentes fontes. (Modificado de Banner, 2004)74

1. INTRODUÇÃO

O Neoproterozoico foi marcado por extremas variações climáticas que ficaram registradas nas rochas depositadas neste período de tempo, com indícios de alterações importantes na química dos oceanos pré-cambrianos (e.g. Hoffman et al., 1998; Hoffman e Schrag, 2002). Grandes excursões isotópicas de carbono (e.g. Knoll et al., 1986; Kaufman e Knoll, 1995; Halverson et al., 2005, 2010), estrôncio (e.g. Kaufman et al., 1993; Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2005, 2007) e enxofre (e.g. Newton e Bottrell, 2007; Halverson et al., 2010), assim como dados elementares de especiação de ferro e distribuição de elementos de terras raras (e.g. Och e Shields-Zhou, 2012), têm sido amplamente utilizadas para realizar correlações de seções espalhadas em todo o mundo, assim como para reconstruções paleoambientais e paleoceanográficas.

O Período Ediacarano (635-541 Ma) é caracterizado por ser um intervalo no qual mudanças biológicas, climáticas e marinhas foram marcantes. Este período começa com o registro da glaciação Marinoana seguido por um evento de aquecimento global inferido pela deposição dos chamados carbonatos de capa, acompanhado de grandes inovações biológicas (Knoll et al., 2006; Narbonne et al., 2012). A biota Ediacarana (575-542 Ma) é caracterizada por apresentar a primeira aparição de organismos macroscópicos e complexos no registro da história da Terra com inovações, tais como mobilidade e predação (Narbonne, 2005), além de registrar a aparição dos primeiros organismos biomineralizados precedendo a explosão de vida cambriana (Knoll et al., 2006; Narbonne et al., 2012). O Ediacarano apresenta anomalias de importância global registrados pelos isótopos de C e S, e são indicações importantes para o chamado Evento de Oxigenação Neoproterozoica (NOE) (Shields-Zhou et al., 2011; Och e Shields-Zhou, 2012). Tal evento tem sido sugerido como o gatilho para a evolução e diversificação animal, a partir das mudanças de oceanos predominantemente anóxicos e ferruginosos (e.g. Canfield et al., 2008) para oceanos com condições óxicas (e.g. Canfield et al., 2007; Och e Shields-Zhou, 2012).

As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr da água do mar no limite Ediacarano/Cambriano atingiram um máximo para o período, em torno de 0,7085 (e.g.Halverson et al., 2007, 2010; Shields, 2007). Tal aumento é atribuído ao incremento nas taxas de erosão continental

(e.g.Jacobsen e Kaufman, 1999), produto do intemperismo físico e químico decorrente da configuração dos continentes (e.g.Asmerom et al., 1991). Porém os dados de Sr utilizados para a construção da curva de composição global dos oceanos, são derivados de um limitado número de seções estratigráficas, fazendo com que o registro possa ser deficiente. Contudo, tais seções podem não ser representativas de todas as bacias e as condições nas que estas foram geradas no final do Neoproterozoico. Nesse sentido, correlações globais requerem cautela, ainda mais quando se trata de bacias epicontinentais relacionadas à colagem do oeste do Gondwana onde a dinâmica geoquímica marinha poderia ter sido diferente e particular de cada bacia.

O contexto deposicional das rochas do Grupo Bambuí tem sido reinterpretado com base na evolução isotópica de carbono e estrôncio, sendo também consideradas as recentes idades propostas para este grupo. A presença dos fósseis índices Cloudina sp. e Corumbella werneri (Warren et al., 2014), aliada a dados de proveniência sedimentar para a Formação Sete Lagoas (Paula-Santos et al., 2015), base do Grupo Bambuí, sugerem que a deposição da maior parte da Bacia do São Francisco ocorreu a partir do Ediacarano tardio. Considerando estas idades, os orógenos que circundam o Cráton do São Francisco já estariam quase completamente edificados, implicando em um contexto de mar epicontinental restrito para a maior parte do registro sedimentar da bacia. Estudos tectono-estratigráficos recentes que envolvem dados de sísmica, furos de sondagem e afloramentos contínuos (Kuchenbecker et al., 2016b; Reis e Suss, 2016; Reis et al., 2016, 2017; Perrella et al., 2017; Caetano-Filho et al., 2019) têm aumentado a compreensão da evolução tectono-sedimentar, bem como da quimioestratigrafia, principalmente de valores de δ^{13} C. Porém, estudos que abordem as variações seculares dos isótopos de Sr são relativamente escassos e se fazem necessários à luz do aumento do refinamento estratigráfico da bacia.

Neste sentido, o presente trabalho reacessa uma seção estratigráfica representante da Formação Sete Lagoas, base do Grupo Bambuí, estudada previamente por Kuchenbecker (2011) e trabalhos posteriores (Kuchenbecker et al., 2011, 2013, 2016b). Este autor analisou dois furos de sondagem na região de Arcos (MG), identificando 10 unidades sedimentares incluídas na Formação Sete Lagoas. A partir de dados quimioestratigráficos neste mesmo furo, Kuchenbecker et al. (2016b) identificaram três intervalos distintos de δ^{13} C na seção de 175 m, com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que variam entre 0,7075 e 0,7077 para o topo da sequência. Em relação ao registro de δ^{13} C, os dados de

Kuchenbecker et al. (2016b) revelam as duas principais excursões da base do Grupo Bambuí – a excursão negativa-positiva dos carbonatos de capa (CI-1; Paula-Santos et al., 2017), atingindo valores próximos a -5‰ seguido de incremento até valores em torno de 0‰; e a excursão positiva no limite de sequências basal, na porção intermediária da Formação Sete Lagoas, atingindo valores próximos a 8‰ nesta seção (CI-3; Paula-Santos et al., 2017; Caetano-Filho et al., 2019).

Sendo assim, a partir deste estágio de conhecimento, esta seção estratigráfica contínua representa uma oportunidade para realizar uma investigação da estratigrafia isotópica de Sr em alta resolução, possibilitando a compreensão do comportamento desse sistema na evolução de uma bacia epicontinental do Gondwana Ocidental. Alterações paleoambientais impulsionadas pela restrição da bacia têm implicações no uso da quimioestratigrafia como uma ferramenta de correlação global, onde condições locais ou regionais predominam sobre aquelas globais (e.g. Paula-Santos et al., 2017).

1.1 Apresentação

O alvo deste estudo é a porção basal do Grupo Bambuí que abrange as duas primeiras sequências de 2^a ordem da sequência Bambuí (e.g Reis et al., 2016). A seção de Arcos, apresentada neste trabalho, tem sido bastante estudada e diferentes trabalhos foram publicados sobre esta sucessão sedimentar (Kuchenbecker et al., 2011, 2013, 2016b).

Para este trabalho foram compilados os dados geoquímicos e quimioestratigráficos publicados por Kuchenbecker et al. (2016b). Adicionalmente, foram realizadas 113 novas análises isotópicas de C em carbonatos, somadas às 48 obtidas anteriormente, assim como 15 novas determinações de razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, somadas às 10 obtidas previamente por Kuchenbecker (2011), com a finalidade de melhorar a resolução da seção estratigráfica.

Os resultados estratigráficos (item 5.1) e isotópicos de C e O (item 5.3) obtidos na seção se encontram no artigo intitulado "Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambuí Group, Brazil)" de autoria de Caetano-Filho al. et (2019),publicado periódico Precambrian Research no (https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105365). A seção de Arcos encontra-se descrita como parte de um estudo de correlação regional em dois domínios da bacia (i.e., Alto de Sete Lagoas e Alto de Januária), que contribuiu para um melhor entendimento da estratigrafia e quimioestratigrafia (isótopos de C e razões Sr/Ca) das sequências basais de 2ª ordem da sequência Bambuí.

1.2 Objetivos

Os principais objetivos deste estudo foram:

1. Realizar um estudo de quimioestratigrafia de alta resolução (C, O e Sr) nas rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas, para identificar as variações isotópicas e refinar os intervalos quimioestratigráficos presentes na bacia.

2. Procurar compreender a estratigrafia isotópica de estrôncio e sua relação com a evolução sedimentar da sequência basal do Grupo Bambuí, procurando identificar os principais processos controladores do sistema isotópico de Sr na bacia.

1.3 Área de Estudo

A área de estudo localiza-se no setor sudoeste da Bacia do São Francisco, próximo do município de Arcos, estado de Minas Gerais, no domínio do Alto de Sete Lagoas. A seção pode ser acessada a partir de Belo Horizonte utilizando as principais rodovias: BR-381, MG-050 e BR-354 (Fig. 1).

A seção estudada está representada por um furo de sondagem realizado por uma empresa de mineração, previamente estudado por Kuchenbecker (2011).



Figura 1. A) Localização da área de estudo com as principais vias de acesso a partir de Belo Horizonte; B) Mapa geológico simplificado da região de Arcos (Extraído de Heineck et al., 2003).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 O Cráton do São Francisco e a Bacia do São Francisco

O Cráton São Francisco (CSF) corresponde à parte interna e estável de uma das placas envolvidas na amalgamação diacrônica do continente Gondwana Ocidental durante o final do Neoproterozoico (Brito-Neves et al., 1999; Campos-Neto, 2000; Alkmim e Martins-Neto, 2012). A sua contraparte africana está representada pelo Cráton do Congo (Alkmim e Martins-Neto, 2012). O CSF encontra-se limitado por cinturões neoproterozoicos da orogenia Brasiliana/Pan-africana (Almeida, 1977; Alkmim et al., 1996; Teixeira et al., 2000). A parte oeste do cráton está limitada pela Faixa Brasília, a leste pela Faixa Araçuaí e no norte é limitado pelas faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana (Fig. 2A). Estes cinturões apresentam falhas de empurrão e dobras com características tectônicas diferenciadas nos limites laterais (Alkmim et al., 1996; Alkmim, 2004; Coelho et al., 2008).

O embasamento exposto no sul do cráton é representado por diversos complexos arqueanos constituídos por rochas ígneas do tipo TTG que são contornadas por uma faixa móvel paleoproterozoica (2,1 Ga) denominada Cinturão Mineiro. Tal cinturão envolve o núcleo arqueano, as unidades paleoproterozoicas e um grande volume de granitoides com idades entre 2,25 a 2,02 Ga (Noce et al., 2000; Teixeira et al., 2000). A nordeste do cráton o embasamento é representado pelos blocos Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá que constituem o núcleo arqueano, e que participaram nas colisões que deram origem aos cinturões paleoproterozoicos.(Teixeira et al., 2000; Barbosa e Sabaté, 2004).

A Bacia do São Francisco, de caráter intracratônico e poli-histórico, ocupa um segmento N-S do CSF e cobre uma área de aproximadamente 350.000 km² pelos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás (Alkmim e Martins-Neto, 2012; Alkmim, 2004). Os limites oeste, noroeste e leste da bacia coincidem com os limites do cráton homônimo, o limite sul é de natureza erosiva (Alkmim, 2004), enquanto que seu limite nordeste é o corredor do Paramirim, uma zona de deformação intracratônica neoproterozoica que afeta o aulacógeno Paramirim (Cruz e Alkmim, 2006). Pelo menos três grandes domínios estruturais são reconhecidos no embasamento da bacia com base em dados gravimétricos: i) no norte o Alto de Januária, ii) no sul o Alto de Sete

Lagoas, os quais são divididos e/ou limitados pelo iii) Aulacógeno de Pirapora, de tendência NW (Reis et al., 2016; Fig 2B).

As unidades proterozoicas da Bacia do São Francisco foram deformadas durante o ciclo Brasiliano pelas faixas móveis Brasília a oeste e Araçuaí a leste (Alkmim e Martins-Neto, 2012; Reis et al., 2016). Estas faixas apresentam estruturas, tais como falhas e dobras, que no setor da Faixa Brasília atingem só a cobertura, com ausência de metamorfismo (Alkmim, 2004). No setor da Faixa Araçuaí as falhas afetam o embasamento e é comum o metamorfismo de baixo grau e/ou fácies xistos verdes (Alkmim e Martins-Neto, 2001; Coelho et al., 2008). A deformação se concentra nos extremos da bacia, sendo que a porção interior apresentam-se indeformadas (Alkmim, 2004).

O registro tectono-sedimentar pré-cambriano da Bacia do São Francisco está composto por três sequências de primeira ordem limitadas por discordância, e que foram definidas com base em dados sísmicos bem documentados, permitindo a correlação destes com as unidades circundantes nos cinturões orogênicos adjacentes (e.g.Zálan e Romeiro-Silva, 2007; Alkmim e Martins-Neto, 2012; Reis et al., 2016): i) a sequência Paranoá – Espinhaço Superior, Mesoproterozoico ao Neoproterozoico inferior ii) a sequência Macaúbas, do Neoproterozoico e iii) a sequência Bambuí, do Ediacarano. Na Bacia do São Francisco também se encontram expostas outras unidades fanerozoicas sobrepostas por discordâncias às sequências mencionadas anteriormente (Fig. 2C). A sequência Bambuí, alvo deste trabalho, será abordada com maior detalhe a seguir.



Figura 2. A) Mapa simplificado do Cráton do São Francisco. B) Mapa de anomalia de Bouguer da Bacia do São Francisco. C) Mapa simplificado da Bacia do São Francisco (Extraído de Reis et al., 2016).

2.1.1 Sequência Bambuí de 1ª ordem

Esta sequência está representada pelo Grupo Bambuí, o qual recobre a maior área da Bacia do São Francisco (Fig. 2C). A sequência contém carbonatos, pelitos, arenitos e conglomerados subordinados, e é interpretada como o registro sedimentar de uma bacia tipo *foreland*, em resposta à sobrecarga litosférica causada pelo soerguimento dos cinturões orogênicos Brasília e Araçuaí (Barbosa et al., 1970; Chang et al., 1988; Alkmim e Martins-Neto, 2001). Estudos recentes enquadram o registro estratigráfico da base da sequência Bambuí no limite Ediacarano-Cambriano, com base em dados geocronológicos (Rodrigues, 2008; Pimentel et al., 2011; Paula-Santos et al., 2015) e paleontológicos (Warren et al., 2014).

A sequência Bambuí envolve quatro sequências de 2ª ordem conforme apresentado por Reis et al. (2016), da base para o topo: i) representada pelos diamictitos e rochas siliciclásticas finas da Formação Carrancas e a sequência mista de carbonatos e pelitos da Formação Sete Lagoas inferior; as sequências ii) e iii) são variações laterais das formações Sete Lagoas Superior, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade (apresentando carbonatos e pelitos), e iv) apresenta os depósitos da Formação Serra da Saudade, gradando para depósitos da Formação Três Marias. No centro e no setor oriental da bacia, as sequências ii e iii apresentam-se em ciclos de aproximadamente 100 m de espessura de pacotes dominados por pelitos na base que gradam para carbonatos de plataforma rasa no topo (Reis et al., 2016). A sequência superior (iv) é dominada principalmente por rochas siliciclásticas, como arenitos, depositados em uma fase com influência continental (Fig. 3).

Algumas destas sequências de 2^a ordem têm equivalentes laterais na borda oeste; são depósitos de delta e leques submarinos representados pelas formações Samburá e Lagoa Formosa (Castro e Dardenne, 2000; Dardenne et al., 2003; Baptista, 2004; Fragoso et al., 2011; Uhlein et al., 2011; Fig. 3). Na borda leste, a Formação Gorutuba possui depósitos transicionais a fluviais associados à sequência de 2^a ordem do topo (Kuchenbecker et al., 2016a).



Figura 3. Carta estratigráfica da sequência de 1^a ordem Bambuí (baseado em Reis et al., 2016). a) Ocorrência de *Cloudina* sp de acordo com Warren et al. (2014); b) Idades U-Pb foram obtidas em zircões detríticos e definem a idade máxima de sedimentação para a Formação Sete Lagoas Superior – Paula-Santos et al. (2015). (Extraído de Caetano-Filho et al., 2019).

A litoestratigrafia do Grupo Bambuí foi apresentada por Dardenne (1978) baseado na proposta de Costa e Branco (1961). Os primeiros trabalhos reportam a ocorrência de um conglomerado basal, aqui assumido como representante da Formação Carrancas (e.g. Vieira et al., 2007a; Kuchenbecker et al., 2013, 2016b), como parte da sequência basal de 2ª ordem do Grupo Bambuí (e.g. Reis et al., 2016). Em contraposição a trabalhos que associam o conglomerado basal à Formação Jequitaí, argumenta-se que a relação desta unidade em sua área tipo e os depósitos do Grupo Bambuí continuam sendo pouco compreendidas (Kuchenbecker et al., 2016b). No entanto, a Formação Jequitaí tem sido interpretada como uma unidade mais antiga de diamictito, cronologicamente relacionada ao Grupo Macaúbas (e.g. Uhlein et al., 2007). Sucedem o diamictito basal, da base para o topo, as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias.

Dados de subsuperfície obtidos por Reis e Suss (2016) sugerem que o Grupo Bambuí foi depositado em ambientes de *foredeep* e *forebulge*, com *grabens* associados em resposta ao estabelecimento de um regime tectônico de bacias *foreland*, a partir da reativação extensional de estruturas antigas (Fig. 4). A deposição deste grupo é o reflexo das variações eustáticas, climáticas e tectônicas durante a amalgamação da porção oeste de Gondwana e após de um dos episódios glaciais do Neoproterozoico tardio (Martins-Neto et al., 2001; Alkmim e Martins-Neto, 2012; Caxito et al., 2012). Nas seções sísmicas, o Grupo Bambuí apresenta uma geometria em forma de cunha com espessuras que variam desde centenas de metros no leste, até 3000 m nas áreas adjacentes à Faixa Brasília (Zálan e Romeiro-Silva, 2007; Reis e Alkmim, 2015).

A deposição do Grupo Bambuí começa com a sequência basal de 2ª ordem que compreende as formações Carrancas e Sete Lagoas Inferior, que registram a transgressão inicial sobre o cráton (Vieira et al., 2007a, 2007b; Caxito et al., 2012; Paula-Santos et al., 2015, 2017; Kuchenbecker et al., 2016b; Reis e Suss, 2016; Perrella et al., 2017). A Formação Carrancas é composta por diamictitos oligomíticos a polimíticos mal selecionados, ritmitos associados e ocorrências locais de arenitos que gradam no topo para as rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas Inferior (Romano, 2007; Vieira et al., 2007a; Tuller et al., 2010; Uhlein et al., 2012; Kuchenbecker et al., 2016b; Reis e Suss, 2016). Várias são as hipóteses sugeridas para explicar a natureza da Formação Carrancas, sendo que algumas propõem uma origem glacial. Kuchenbecker et al. (2013) interpretaram o diamicito desta formação como um tilito de alojamento, dado o caráter maciço, pequena espessura e orientação dos clastos pelo fluxo. A presença de uma capa carbonática que recobre estes diamictitos, corrobora uma origem glacial

(Babinski et al., 2007; Vieira et al., 2007b;2015; Kuchenbecker et al., 2016b). No entanto, outros autores apontam que tais feições glaciais não foram observadas nesta formação e associam o diamictito a fluxos gravitacionais depositados em calhas do embasamento (e.g. Tuller et al., 2010; Uhlein et al., 2012) ou inclusive como depósitos de canais fluviais de incisão no embasamento (e.g. Vieira et al., 2007a).

Logo acima dos diamictitos encontra-se a sucessão carbonática da Formação Sete Lagoas inferior, a qual, na base, compreende a capa carbonática desta unidade característica por apresentar pseudomorfos de aragonita, além de lama e cimento carbonático (Vieira et al., 2007a). Na base ocorrem carbonatos impuros com lâminas de argila que, em direção ao topo, tornam-se mais puros. A parte intermediária da Formação Sete Lagoas é constituída por calcários ainda mais puros com intercalações de folhelhos pretos subordinados (e.g. Vieira et al., 2007a). A sequência basal de 2^a ordem termina em um intervalo dolomítico distinto por apresentar características de dissolução associados à exposição subaérea e brechas carbonáticas (e.g. Kuchenbecker et al., 2011; Caetano-Filho et al., 2019).

As duas sequências de 2^a ordem sobrepostas abarcam a Formação Sete Lagoas superior e as formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade (Reis et al., 2016). A Formação Sete Lagoas superior é constituída por calcários escuros, dolomíticos e estromatólitos, e é restrita à borda leste da bacia (Santos et al., 2004; Vieira et al., 2007a, b; Paula-Santos et al., 2015; 2017). A Formação Serra de Santa Helena é composta por folhelhos, lentes de calcários e sedimentos siliciclásticos de granulometria fina (Dardenne, 1978). A Formação Lagoa do Jacaré é caracterizada pela alternância de calcários oolíticos e pisolíticos escuros, com intercalações de lentes siliciclásticas de grão fino (Dardene, 1978). A sequência Bambuí de 1^a ordem finaliza com a deposição das Formações Três Marias e Gorutuba (de 2^a ordem), caracterizadas por depósitos de arenitos e siltitos (Chiavegatto, 1992; Castro e Dardenne, 2000; Uhlein, 2014; Kuchenbecker et al., 2016a; Reis et al., 2016), marcando uma influência continental para este sistema.



Figura 4. Bloco diagrama mostrando a arquitetura das sequências do Grupo Bambuí, indicando o depocentro de *foredeep* a oeste e o *forebulge* a leste (modificado de Catuneanu, 2018) com informação das sequências propostas por Reis e Suss (2016).

2.1.2 Idade do Grupo Bambuí basal

A idade do Grupo Bambuí ainda é amplamente debatida. Nos últimos anos numerosos trabalhos têm proporcionado informações tanto geocronológicas (e.g. Babinski et al., 2007; Rodrigues, 2008; Pimentel et al., 2011; Paula-Santos et al., 2015; Caxito et al., 2018) quanto paleontológicas (Warren et al., 2014), com dados obtidos principalmente na Formação Sete Lagoas. Babinski et al. (2007) obtiveram uma idade isocrônica Pb-Pb de 740 \pm 22 Ma nos carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas no sul da bacia, correlacionando-os à glaciação Sturtiana. Porém, Caxito et al. (2012, 2018) atribuem uma idade Ediacarana inferior com base em (i) razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7075 obtidas para a unidade ao longo de toda sua estratigrafia, (ii) uma idade isocrônica Pb-Pb de 608 \pm 19 Ma obtida na capa carbonática, (iii) às características isotópicas de δ^{13} C (excursão negativa para positiva) e feições sedimentológicas (presença de pseudomorfos de aragonita). Por outro lado, Pimentel et al. (2011) apresentaram uma idade deposicional máxima de 610 Ma para a Formação Sete Lagoas superior a partir de datação U-Pb de grãos de zircões detríticos. Em oposição a isso, Warren et al. (2014) reportaram a ocorrência de *Cloudina* sp e *Corumbella werneri*, que são fósseis índices do Ediacarano tardio

(550-543 Ma; Grotzinger et al., 2000), na Formação Sete Lagoas inferior a intermediária. Além disso, Paula-Santos et al. (2015) apresentaram idades U-Pb de grãos de zircão detrítico recuperados da Formação Sete Lagoas superior, que apontam uma idade deposicional máxima de 557 Ma, que concorda com a ocorrência do fóssil índice *Cloudina* sp.

Estas idades têm grande relevância para o entendimento da evolução geotectônica do Grupo Bambuí. É importante mencionar que se forem assumidas idades Sturtianas ou Marinoanas para o carbonato de capa da sequência basal seria necessário assumir um hiato de pelo menos 85 Ma dentro da sequência basal de 2ª ordem. À luz dos estudos recentes, assumir uma inconformidade não parece plausível, considerando estudos detalhados em furos de sondagem com seções contínuas sem a presença de qualquer tipo de inconformidade (e.g. Kuchenbecker et al., 2016b; Reis e Suss, 2016) ou mesmo em seções de campo contínuas com presença do fóssil índice *Cloudina* sp (e.g.Perrella et al., 2017).

Rodrigues (2008) discute a possibilidade de que o Grupo Bambuí registre duas glaciações, uma Sturtiana e outra Marinoana, devido à ampla diferença de proveniência do conglomerado da Formação Carrancas em relação ao diamictito da Formação Jequitaí, hipótese pouco provável já que não são conhecidos dois níveis de diamictitos nem duas excursões negativas de δ^{13} C nos carbonatos. Se um evento pós-glacial é registrado pelos carbonatos de capa da sequência basal da Formação Sete Lagoas, é mais provável que seja de idade Ediacarano médio a tardio (Kuchenbecker et al., 2016b; Paula-Santos e Babinski, 2018). De qualquer forma, estudos complementares são necessários para definir a idade da base da Formação Sete Lagoas.

2.1.3 Arcabouço quimioestratigráfico da base do Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí tem sido estudado dando maior ênfase nos isótopos de C (e.g. Iyer et al., 1995; Santos et al., 2000, 2004; Alvarenga et al., 2007, 2014; Perrella et al., 2017). Os estudos isotópicos de Sr têm sido menos frequentes, porém o entendimento deste sistema isotópico evoluiu bastante com as pesquisas da última década (e.g. Caxito et al., 2012; Paula-Santos et al., 2015, 2017; Kuchenbecker et al., 2016b; Guacaneme et al., 2017). A Formação Sete Lagoas apresenta um perfil isotópico de δ^{13} C bastante característico e com expressão regional (Caetano-Filho et al., 2019). Duas principais excursões são identificadas nesta formação, na base uma excursão negativa com valores de δ^{13} C ao redor de -4,5‰, seguida de uma excursão positiva a valores de δ^{13} C ao redor 0‰ que são interpretados como a capa carbonática (e.g.

Alvarenga et al., 2007, 2014; Vieira et al., 2007b; Kuchenbecker et al., 2016b). No limite das duas sequências basais de 2^a ordem do Bambuí ocorre uma expressiva excursão positiva com valores de δ^{13} C maiores de +8‰ (Santos et al., 2000, 2004; Vieira et al., 2007b; Paula-Santos et al., 2015, 2017; Kuchenbecker et al., 2016b), podendo atingir valores de δ^{13} C tão elevados quanto +16‰ (Iyer et al., 1995). Misi et al. (2007) reportam que estes altos valores de δ^{13} C podem variar entre +10 e +16‰ para as formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré.

Entretanto, diversos trabalhos que reportam as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr para os carbonatos da Formação Sete Lagoas, são espalhados em diversas seções estratigráficas ao longo da Bacia do São Francisco (e.g. Alvarenga et al., 2007, 2014; Babinski et al., 2007; Misi et al., 2007; Caxito et al., 2012, 2018; Paula-Santos et al., 2015, 2017; Kuchenbecker et al., 2016b; Guacaneme et al., 2017). Para a capa carbonática, um aumento nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7074 para 0,7082 é reportada por Babinski et al. (2007). Acima dos carbonatos de capa são apresentadas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr com alta oscilação entre 0,7073 e 0,7085 (Alvarenga et al., 2007, 2014; Kuchenbecker, 2011; Caxito et al., 2012, 2018; Paula-Santos et al., 2015, 2017; Guacaneme et al., 2017).

As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menos radiogênicas, entre 0,7074 e 0,7075, foram, por muito tempo, consideradas como as mais representativas da composição isotópica da água do mar onde foram precipitados os carbonatos da Formação Sete Lagoas (e.g. Misi et al., 2007; Caxito et al., 2012; Kuchenbecker et al., 2016b). Estes valores foram considerados como indicativos de que as rochas do Grupo Bambuí teriam sido depositadas após o evento glacial Marinoano (e.g. Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014), isto baseado em comparações com a curva de evolução da composição isotópica da água do mar para o Neoproterozoico proposta por Halverson et al. (2010). Contudo, Caetano-Filho et al. (2019) baseados em estratigrafia de sequências demonstraram que estas razões menos radiogênicas se encontram no intervalo no qual foi reportada a presença do fóssil índice do Ediacarano tardio, Cloudina sp (Warren et al., 2014; Perrella Jr. et al., 2017); isto é o intervalo demoninado neste trabalho como CI-2b. Acima destes carbonatos portadores de Cloudina sp, estão depositados os carbonatos das formações Sete Lagoas superior, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré que também apresentam razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7074 e 0,7075 (e.g. Misi et al., 2007; Paula-Santos et al., 2017) o que torna o cenário mais complexo para argumentar uma idade Marinoana baseado somente nas razões isotópicas de Sr, já que razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais radiogênicas (>0,7080) são esperadas para o limite Ediacarano-Cambriano.

Recentemente Paula-Santos et al. (2017) propuseram a divisão em três intervalos quimioestratigráficos (CI) para o Grupo Bambuí e obtiveram novos dados ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr para a sequência basal do grupo, que junto com os isótopos de C permitem rastrear as etapas evolutivas da bacia (Fig. 5). O CI-1 é representado pela capa carbonática da Formação Sete Lagoas com a presença da excursão negativa de δ^{13} C de -3‰ a -5‰, seguida pela recuperação para valores próximos a 0‰. Neste intervalo as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr apresentam um aumento de 0,7074 a 0,7082 e representam a transgressão sobre o cráton, possivelmente após um evento glacial (Babinski et al., 2007; Vieira et al., 2007a, b; Caxito et al., 2012; Kuchenbecker et al., 2016b; Fig. 5). O CI-2 é localizado na porção intermediária da Formação Sete Lagoas, no intervalo que apresenta valores de δ^{13} C próximos de 0‰ e razões 87 Sr/ 86 Sr ~ 0,7082 que concordam com aquelas esperadas para este periodo O intervalo quimioestratigráfico termina com a sequência basal de 2ª ordem, e é interpretada como o estágio de conexão marinha, migração do fóssil e homogeneização isotópica com os oceanos contemporâneos (Fig. 5). O CI-3 é representado pelas formações Sete Lagoas superior, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré (sequências superiores de 2^a ordem no Bambuí) as quais apresentam valores elevados de δ^{13} C de +10‰ a +16‰ e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que diminuem para ~0,7075, e são menos radiogênicas que aquelas esperadas para o Ediacarano-Cambriano (0,7080 - 0,7085; Halverson et al., 2007; Fig. 5). O estágio CI-3 é interpretado como um ambiente marinho restrito resultante do soerguimento dos orógenos marginais, e que teria levado à perda da conexão com outros mares epicontinentais ou oceanos contemporâneos, alterando o processo de homogeneização isotópica de estrôncio e favorecendo os fatores locais, o que exclui estas rochas para fazer correlações globais.





2.2 Estratigrafia e quimioestratigrafia da seção estudada

Kuchenbecker et al. (2011) realizaram uma análise litoestratigráfica da sequência carbonática a partir de dois furos de sondagem provenientes da região de Arcos (MG) no Alto de Sete Lagoas. Estes autores identificaram, além do embasamento, outras 10 unidades litoestratigráficas ao longo do perfil. O embasamento está representado por um granodiorito fortemente fraturado, do qual foram recuperados zircões detríticos para datação U-Pb, fornecendo uma idade de 2,8-2,9 Ga (Kuchenbecker et al., 2013).

A Unidade 1 é representada pelo diamictito polimítico da Formação Carrancas. Acima deste, a Unidade 2 é representada por calcários impuros depositados em um ambiente raso com alto aporte de material terrígeno, possivelmente proveniente das frentes de empurrão da Faixa Brasília ou do próprio embasamento (Kuchenbecker et al., 2011). A Unidade 3 possui calcilutitos impuros e camadas de folhelho, sugerindo deposição em um ambiente distal com uma diminuição do aporte de material terrígeno. Os folhelhos da Unidade 3 gradam para as margas e argilitos esverdeados da Unidade 4, depositados em um ambiente progressivamente mais distal, que marca a tendência retrogradacional e cujo clímax é alcançado na parte intermediária desta unidade (Kuchenbecker et al., 2011). Esta tendência retrogradacional, que abrange o diamictito da Formação Carrancas e a capa carbonática da Formação Sete Lagoas representa a primeira sequência de 2ª ordem do Bambuí, e foi denominada por Caetano-Filho et al. (2019) como o trato de sistema transgressivo.

As Unidades 5 a 9 apresentam-se como carbonatos mais puros, com estruturas microbianas bem reconhecíveis (Unidade 6), alguns deles com camadas intraclásticas (Unidade 7) gradando para calcários oolíticos (Unidade 9). Estes carbonatos marcam uma tendência progradacional e foram divididos em dois tratos de sistema por Caetano-Filho et al. (2019). O trato de sistema de mar alto inicial que representa o estabelecimento da plataforma carbonática na bacia, e o trato de sistema de mar alto final que representa o final da tendência progradacional e o clímax da produção de carbonato. A deposição dos litotipos intraclásticos e oolíticos das unidades 8 e 9 sugerem a deposição em ambientes mais rasos com ação de ondas (Kuchenbecker et al., 2011).

Uma brecha de colapso associada à exposição subaérea, marca o limite das duas primeiras sequências de 2ª ordem do Bambuí e o começo da Unidade 10 descrita por Kuchenbecker et al.

(2011). As rochas desta unidade são caracterizadas por um espesso pacote de dolarenito estromatolítico, onde uma nova tendência retrogradacional é indicada pela aparição de litotipos calcilutítitos em direção ao topo da seção.

Estudos quimioestratigráficos de C, O e Sr foram desenvolvidos por Kuchenbecker et al. (2016b) para a seção de Arcos. Com base nas assinaturas isotópicas de C e O, estes autores identificaram três intervalos distintos para a Formação Sete Lagoas. O Intervalo I, na base da seção, representa o carbonato de capa desta formação, característico por apresentar a excursão negativa de δ^{13} C com valores de -4‰ e grande oscilação nos valores de δ^{18} O de -6 a -15‰. O Intervalo II apresenta um platô nos valores de δ^{13} C em torno de +1‰ e homogeneidade dos valores de δ^{18} O próximos de -7‰. No topo da seção, o Intervalo III apresenta-se como uma forte excursão positiva de δ^{13} C que atinge valores de +8‰ e valores de δ^{18} O entre -8 e -3‰.

Embora a seção de Arcos apresente razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7075 e 0,7082 (Kuchenbecker, 2011), foram escolhidas por Kuchenbecker et al. (2016b) as razões menos radiogênicas (i.e 0,7075 e 0,7077) como as mais representativas da sequência. Estas razões foram obtidas nas amostras que se encontram no trato de sistema de mar alto final descrito por Caetano-Filho et al. (2019) que é correlacionável com o intervalo onde o fóssil índice *Cloudina* sp foi reportado no norte da bacia na seção de Januária (Warren et al., 2014; Perrella et al., 2017) e o intervalo CI-2b deste trabalho. As discrepâncias destas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr quando comparadas com aquelas esperadas para o limite Ediacarano-Cambriano, foram atribuídas à influência da água doce em um ambiente marinho restrito (Kuchenbecker et al., 2016b).

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Quimioestratigrafia Isotópica

A estratigrafia química ou quimioestratigrafia é o estudo da variabilidade temporal e espacial da composição geoquímica e isotópica das rochas sedimentares (Halverson et al., 2010). Essas variações são indicativas de condições paleoambientais da água do mar no momento da deposição dos sedimentos. A quimioestratigrafia pode ser uma potencial ferramenta para estudos de correlação intra e interbacinais de seções sedimentares espalhadas ao redor do mundo e em especial em sequências que carecem de um marco bioestratigráfico adequado (Knoll e Walter, 1992; Kaufman et al., 1997; Jacobsen e Kaufman, 1999). Neste sentido, a integração de dados geoquímicos, isotópicos e sedimentares permite investigar as condições do ambiente deposicional das sucessões e as suas variações temporais e espaciais (Banner, 2004; Halverson et al., 2010).

Dados de isótopos de C, O e Sr em carbonatos de origem marinha têm sido amplamente utilizados para investigações acerca das mudanças na composição geoquímica e isotópica dos oceanos antigos ao longo do tempo (Veizer e Hoefs, 1976; Halverson et al., 2010). Estes isótopos têm sido aplicados em estudos quimioestratigráficos de sucessões carbonáticas précambrianas por fornecerem informações sobre as condições químicas e biológicas do ambiente deposicional, relacionadas a importantes eventos tectônicos e climáticos (Banner, 2004; Halverson et al., 2010). A eficaz aplicação da técnica, assim como da sua correta interpretação, depende do entendimento das características do ambiente deposicional, dos mecanismos de fracionamento isotópico, bem como de considerações sobre processos de alteração pósdeposicional sofridos pelas rochas.

3.1.1 Isótopos de Carbono

O carbono encontra-se em grande abundância nos continentes, oceanos, atmosfera e forma parte de todos os seres vivos. Este existe em uma variedade de estados redox, desde –IV até + IV. O carbono inorgânico ou mineralizado inclui o CO_2 e suas formas hidratadas (H₂CO₃, HCO₃⁻ e CO_3 ^{2–}) e o carbono orgânico inclui formas primárias como carboidratos (CH₂O), o principal

componente de biomassa terrestre e marinha, e complexos mais evoluídos como substâncias húmicas e hidrocarbonetos (Newton e Bottrell, 2007; Clark, 2015).

O ciclo global do carbono é influenciado por vários reservatórios da superfície nos quais as reações biológicas controlam os fluxos de intercâmbio entre reservatórios orgânicos e inorgânicos, ao mesmo tempo que interagem com os reservatórios geológicos através da deposição de carbonatos, soterramento de matéria orgânica e a entrada de CO₂ na atmosfera proveniente do vulcanismo e metamorfismo (Newton e Bottrell, 2007). Os processos tectônicos são responsáveis por soerguer as rochas que estarão disponíveis novamente para a dinâmica superfícial de intemperismo e erosão (Fig. 6).

A composição isotópica do C (δ^{13} C) na água do mar está controlada pelo ciclo do carbono no planeta, já que os isótopos estáveis de carbono (12 C e 13 C) são fracionados durante as transformações que ocorrem no decorrer do ciclo (Newton e Bottrell, 2007). Os principais processos que controlam a composição isotópica dos reservatórios da superfície da Terra são: a fotossíntese, a respiração e o equilíbrio entre o carbono inorgânico dissolvido (DIC) e o CO₂ atmosférico (Fig. 6).

A fotossíntese é o principal processo biológico responsável pela fixação de carbono na superficie da Terra já que neste processo o CO₂ atmosférico é transformado em biomassa orgânica. A biomassa terrestre é convertida novamente em CO₂ por meio da respiração e é reciclada para o CO₂ atmosférico. Um dos principais sumidouros do CO₂ atmosférico é dado pelo intemperismo de rochas carbonatadas expostas na superfície que transporta o carbono no ciclo hidrológico e o incorpora nos oceanos, aportando também bicarbonato na água do mar (Equação 1). O carbono inorgânico dissolvido (DIC) nos oceanos, é usado pelos produtores primários para produzir biomassa através da fotossíntese e é transferido para o reservatório sedimentar por precipitação de CaCO₃ e a formação de calcários (Newton e Bottrell, 2007). A matéria orgânica que chega aos sedimentos de fundo é consumida em sua maioria pelos processos de degradação produzindo CO₂ (oxidação) e CH₄ (redução) (Wallmann e Aloisi, 2012).

 $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \Rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^{--}$ (Equação 1)

Embora a precipitação de carbonato seja uma reação inorgânica, a maior parte da produção moderna de carbonato é influenciada por reações biológicas de organismos marinhos, resultando na produção de carbonato de cálcio (calcita ou aragonita) a partir de íons de cálcio e
bicarbonato dissolvidos na água do mar (Falkowski, 2012; Wallmann e Aloisi, 2012). Por esta razão a produção mais expressiva de minerais carbonáticos para o registro geológico, ocorre em áreas de plataformas rasas sob condições de clima quente. A formação de carbonato biogênico serve como um sumidouro para bicarbonato (HCO₃⁻) da água do mar e como fonte de CO₂ atmosférico (equação 2).

$$Ca^{2+} + 2HCO_3^{-} \Rightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$
 (Equação 2)



Figura 6. Esquema do ciclo do carbono da superfície moderna (pré-industrial), com as composições isotópicas médias para os principais reservatórios (Extraído de Newton e Bottrell, 2007).

Para estudos isotópicos de C, as razões isotópicas ${}^{13}C/{}^{12}C$ são comparadas àquelas do padrão de referência V-PDB (*ViennaPee Dee Belemnite*) e os valores são expressos em partes por mil. O valor de $\delta^{13}C$ é calculado com base na equação 3:

$$\delta^{13}C = \{ [(^{13}C/^{12}C) \text{ amostra } - (^{13}C/^{12}C) \text{ padrão}] / (^{13}C/^{12}C) \text{ padrão} \} \times 1000 \text{ (Equação 3)} \}$$

As composições isotópicas dos diferentes reservatórios de carbono são associadas ao fracionamento isotópico dos processos chave no ciclo do carbono (Newton e Bottrell, 2007),

que são: (i) A distribuição dos isótopos de carbono entre os oceanos e a atmosfera e o equilíbrio destes é controlado pelo intercâmbio de CO₂ entre eles. Embora existam efeitos cinéticos envolvidos, a troca ocorre em ambas as direções e a intensidade do fracionamento isotópico é próxima ao equilíbrio entre o bicarbonato na água superficial do oceano (em torno de + 1,5 ‰ V - PDB) e do CO₂ atmosférico. O reservatório de DIC do oceano e a composição isotópica do CO₂ atmosférico (próximo de -7.8 ‰) são controlados por trocas bidirecionais de isótopos em equilíbrio entre eles (Newton e Bottrell, 2007; Fig. 6); e (ii) nos oceanos, a fotossíntese como um processo cinético biológico, onde o ¹²CO₂ é metabolizado mais rapidamente do que ¹³CO₂, resultando em empobrecimento de ¹³C na biomassa produzida relativamente à fonte ($\delta^{13}C_{org} \sim -25 \%$; Newton e Bottrell, 2007; Falkowski, 2012; Fig. 6). Nos ecossistemas terrestres, o CO₂ atmosférico é utilizado na fotossíntese sendo que o carbono fotossintético C₃ (biomassa) tem um valor de δ^{13} C ao redor de – 27 ‰ (Newton e Bottrell, 2007; Fig. 6). A precipitação de CaCO₃ do DIC marinho influencia muito pouco no fracionamento dos isótopos de carbono, de forma que os calcários registram mais ou menos a composição isotópica do DIC marinho contemporâneo (e.g.Veizer e Hoefs, 1976).

Alguns processos podem modificar a composição isotópica nos oceanos gerando perturbações no ciclo global do carbono e podendo influenciar na assinatura de δ^{13} C dos carbonatos precipitados. Por exemplo, há processos que podem enriquecer a água marinha em ¹³C, tais como rápido soterramento de matéria orgânica (Knoll et al., 1986), alta bioprodutividade fotossintética, e em condições anóxicas na ausência de sulfatos, a atividade de arqueas metanogênicas que tem como produto o metano enriquecido em ¹³C, podendo refletir em valores elevados de δ^{13} C (Hudson, 1977). Alguns processos que podem refletir em baixos valores de δ^{13} C incluem a queda na bioprodutividade e/ou aumento das reações de oxidação da matéria orgânica (Hoefs, 2009).

As rochas sedimentares fornecem um registro das composições isotópicas de carbono de diferentes reservatórios nos ambientes passados, cujos dados ajudam na interpretação da natureza dos ciclos geoquímicos globais, o estado do ciclo do carbono e as mudanças sofridas ao longo do tempo (Newton e Bottrell, 2007). Neste sentido, se for assumido que os carbonatos conservam as assinaturas primárias, a quimioestratigrafia isotópica de δ^{13} C tem diversas aplicações, por exemplo, o estabelecimento de correlações globais e a modelagem do ciclo do carbono. Portanto, curvas globais de variação temporal do δ^{13} C para o Neoproterozoico têm sido propostas por diferentes autores (e.g. Kaufman e Knoll, 1995; Jacobsen e Kaufman, 1999). Halverson et al. (2010) realizaram uma compilação de dados e propuseram uma curva de

evolução da composição isotópica de C para o Neoproterozoico (Fig. 7). Porém, a discussão se os carbonatos marinhos neoproterozoicos preservam as assinaturas deposicionais e se as seções estudadas representam uma boa calibração do registro, ainda são tema de extenso debate (e.g. Frimmel, 2009; Derry, 2010; Halverson e Shields-Zhou, 2011). Adicionalmente, a falta de dados geocronológicos confiáveis para confirmar o posicionamento das variações de δ^{13} C, é um dos principais problemas nas sequências proterozoicas (e.g. Melezhik et al., 2001). Não obstante, os isótopos de C são bons indicadores das variações químicas da água do mar e fornecem uma ferramenta de reconstrução paleoambiental, principalmente em escala bacinal.



Figura 7. Curva de evolução da composição isotópica de carbono nos oceanos para o Neoproterozoico e início do Cambriano (Extraído de Halverson et al., 2010).

3.1.2 Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é um dos elementos mais abundantes na crosta terrestre, representa 89% da massa do oceano e é o segundo elemento mais abundante na atmosfera terrestre (Keeling, 1995). A abundância isotópica do oxigênio contido no CO_2 atmosférico é determinada principalmente pelas interações entre CO_2 e os reservatórios globais de água líquida. O CO_2 é dissolvido na água e os átomos de O são trocados através de um mecanismo de hidratação do CO_2 dissolvido para formar H_2CO_3 (Keeling, 1995). Diferentes processos físicos são responsáveis pela composição isotópica de O na água do mar. O fracionamento ao longo do ciclo hidrológico e entre os reservatórios controla o comportamento global dos isótopos (e.g. intercâmbio entre a atmosfera e organismos na superfície e/ou no oceano) (Rozanski et al., 1992).

Embora o oxigênio tenha vários mecanismos de fracionamento ao longo do ciclo hidrológico, um dos mais relevantes no ambiente marinho é a evaporação (Clark, 2015). Neste processo o ^{16}O (mais leve) fica preferencialmente na fase gasosa, enquanto que o ^{18}O (mais pesado) fica na fase líquida, causando um enriquecimento relativo deste na água do mar. Neste sentido, quanto maior for a taxa de evaporação no ambiente marinho, mais positivos serão os valores de $\delta^{18}O$ registrados nos carbonatos precipitados (enriquecido em ^{18}O), enquanto que o vapor que ascende é enriquecido cada vez mais em ^{16}O (empobrecido em ^{18}O) no decorrer do ciclo (Fig. 8). Outro processo envolvido no fracionamento é a temperatura (como processo cinético), a qual influencia diretamente na incorporação do O no reticulo cristalino do carbonato. Neste sentido o aumento da temperatura leva a uma maior incorporação de ^{16}O (mais leve), enquanto que a diminuição desta resulta na incorporação de ^{18}O (mais pesado) no reticulo (Clark, 2015).

Em geoquímica isotópica são utilizadas as razões ¹⁸O/¹⁶O comparadas com o padrão PDB (*Pee Dee Belemnite*) da Formação cretácea Pee Dee (Carolina do Sul, Estados Unidos), e cujos valores são expressos na notação delta em partes per mil (‰), segundo a equação 4:

$$\delta^{18}O = \{ [({}^{18}O/{}^{16}O) \text{ amostra - } ({}^{18}O/{}^{16}O) \text{ padrão}] / ({}^{18}O/{}^{16}O) \text{ padrão} \} \times 1000 \text{ (Equação 4)} \}$$

Os isótopos de O têm sido amplamente utilizados para fazer interpretações de períodos glaciais $(\delta^{18}O > 0)$ e interglaciais $(\delta^{18}O < 0)$ durante o Fanerozoico (Corfield, 1994), como indicadores paleoclimáticos (Rozanski et al., 1992), para correlação de sedimentos marinhos mesocenozoicos (Friedrich et al., 2012) ou como indicadores de alterações pós-deposicionais sofridas pelas rochas, principalmente nas rochas pré-cambrianas (Banner e Hanson, 1990; Kah et al., 2012), nas quais valores muito negativos de δ^{18} O indicariam alteração diagenética, podendo modificar as razões isotópicas de C e Sr (Kaufman e Knoll, 1995).



Figura 8. Esquema do fracionamento isotópico do O no ciclo da água. (Extraído de Siegenthaler, 1979).

No caso das rochas pré-cambrianas diferentes parâmetros têm sido propostos, porém estes são arbitrários, fato pelo qual podem não ser representativos para todas as rochas ou ambientes. Por exemplo, segundo Kaufman e Knoll, (1995), carbonatos neoproterozoicos com valores de δ^{18} O entre -10 e -5‰ guardam o registro isotópico original do mar na época da deposição. Para Fölling e Frimmel, (2002) carbonatos que apresentam valores de δ^{18} O mais positivos do que - 10 ‰ guardam o registro original; aqueles que estão entre -10 ‰ e -14 ‰ são considerados como ligeiramente alterados; e aqueles com δ^{18} O menores que -14 ‰ são considerados alterados.

3.1.3 Isótopos de Estrôncio

O estrôncio apresenta quatro isótopos naturais (⁸⁴Sr,⁸⁶Sr,⁸⁷Sr, ⁸⁸Sr), sendo o ⁸⁷Sr o único radiogênico (Veizer, 1989). Por suas diferentes aplicações em geologia, estes isótopos são utilizados em rochas sedimentares para: (i) rastrear fontes de transporte dos constituintes dissolvidos nos ciclos sedimentares, hidrológicos e biogeoquímicos; (ii) reconstrução de

mudanças temporais na química da água do mar, aplicando essas mudanças ao estudo de correlações estratigráficas; e (iii) datação do tempo de formação de rochas e minerais (Banner, 2004).

Para o estudo isotópico de Sr, utiliza–se a razão 87 Sr/ 86 Sr, onde o isótopo radiogênico 87 Sr é produto do decaimento radioativo (β) do 87 Rb. A razão registrada nos carbonatos marinhos é uma mistura do Sr proveniente do intemperismo de rochas continentais que é incorporado no ciclo hidrológico, da dissolução de carbonatos nas plataformas e daquele proveniente da interação da água do mar com a crosta oceânica (Banner, 2004; Fig. 9). Dado que o Sr é incorporado na estrutura cristalina dos carbonatos durante a precipitação, tanto nas duas fases estáveis (calcita e dolomita) quanto na fase instável (aragonita), fazem do Sr um dos mais importantes elementos traço nos carbonatos (DePaolo e Ingram, 1985; Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992).



Figura 9. Ciclo geoquímico moderno de Sr, com os diferentes fluxos (em unidades de moles de Sr por ano) e as composições isotópicas de entrada para os oceanos (Extraído de Banner, 2004).

A alta capacidade do ambiente oceânico moderno em homogeneizar sua composição química e isotópica e o elevado tempo de residência do Sr na água do mar (Jones e Jenkyns, 2001), fazem das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr excelentes registros de eventos temporais ocorridos em bacias oceânicas, assim como eficientes ferramentas de correlação entre seções carbonáticas depositadas em uma mesma bacia (Banner 2004; Halverson et al., 2010). Vários são os mecanismos que podem influenciar as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e entre os mais importantes estão as mudanças climáticas, processos orogênicos, variações no nível do mar e da circulação oceânica (Banner 2004) e

menos comumente os impactos de meteoritos (Martin e Macdougall, 1991). Contudo, todos estes fatores devem ser considerados no momento de fazer interpretações ou mesmo correlações de eventos globais ou locais.

A composição isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr no oceano global tem sido avaliada em diferentes trabalhos com base no ciclo geoquímico atual, considerando que a composição é influenciada pelos fluxos relativos do Sr no ciclo hidrológico (Banner, 2004; Shields, 2007). O fluxo é a quantidade de material transportado dentro ou fora do reservatório por unidade de tempo (Banner, 2004). Os oceanos apresentam um grau de homogeneização da composição isotópica do Sr muito grande, em contraste com a ampla variação das composições dos seus afluentes. A homogeneidade do Sr nos oceanos é o resultado do seu longo tempo de residência (5 Ma, Banner, 2004) em relação ao tempo de mistura interoceânica (1,5 x 10³ anos). O tempo de residência é definido como a quantidade de material de um depósito (reservatório), dividida pela velocidade de adição ou eliminação desse depósito (fluxo), e representa a quantidade de tempo em média que um átomo de Sr, uma vez presente no oceano, permanece ali (Banner, 2004). A remoção do Sr do ambiente marinho se dá pela precipitação de carbonatos e pela alteração de crosta oceânica. No passado, o tempo de residência pode ter variado como consequência, por exemplo, do aumento na velocidade de adição decorrente da exposição e intemperismo de plataformas de carbonato aragoníticas ricas em Sr (Stoll e Schrag, 1996) e do aumento do fluxo dos continentes, produto do intemperismo devido ao aumento do tectonismo (Hodell et al., 1990).

A curva de evolução da composição isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr da água do mar através do tempo geológico tem sido desenvolvida com maior precisão para todo o Fanerozoico (e.g. Burke et al., 1982). Entretanto, os dados para rochas pré-cambrianas são mais escassos em relação ao amplo tempo geológico coberto por este intervalo importante na geologia (Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Melezhik et al., 2001). Diferentes autores têm proposto curvas de evolução da composição isotópica de Sr para o oceano neoproterozoico (e.g. Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2010; Fig. 10 a-b). Esta curva é uma ferramenta eficaz para posicionar temporalmente seções estratigráficas depositadas numa mesma bacia, ou em bacias oceânicas conectadas, no momento da deposição dos sedimentos. Em contrapartida, ambientes restritos podem comprometer o uso da ferramenta como instrumento de correlação interbacinal ou de datação relativa (e.g. Guacaneme et al., 2017; Paula-Santos et al., 2017). Premissas dos modelos oceanográficos modernos poderiam não ser cumpridas neste tipo de ambiente, onde a homogeneização isotópica com oceanos contemporâneos não poderia ser feita e as condições

paleohidrológicas regionais predominariam sobre aquelas globais, e em consequência sobre as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr destes ambientes (Paula-Santos et al., 2017).



Figura 10. Curvas de evolução da composição isotópica de Sr dos oceanos durante o Neoproterozoico e Cambriano propostas por Melezhik et al., 2001 (A) e Halverson et al., 2010 (B).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Descrições das rochas e petrografia

As amostras de carbonatos e pelitos foram descritas após serem serradas e polidas com ajuda de uma politriz, perpendicularmente à superfície S0, para uma melhor visualização das estruturas sedimentares presentes. As amostras foram coletadas aproximadamente a cada metro ao longo do testemunho. A descrição e reconhecimento dos litotipos e das fácies sedimentares presentes foram feitos com o auxílio de uma lupa binocular modelo Carl Zeiss, acoplada a um sistema de captura de imagem Zen 2 da mesma marca. Todas as amostras foram digitalizadas por meio de um *scanner* para criação de um banco de dados.

Para as análises petrográficas, as amostras foram descritas segundo suas características texturais e composicionais usando um microscópio petrográfico de luz polarizada modelo Carl Zeiss-Axioplan 2 acoplado a um sistema de captura de imagem LAS (*Leica application suite*). Isto permitiu a caracterização das suas fácies sedimentares e principais feições diagenéticas. Para a classificação macroscópica das amostras foi utilizada a proposta por Grabau (1913; Tabela 1), enquanto que a classificação microscópica seguiu a classificação de Dunham (1962; Tabela 2).

A partir das análises macro e microscópicas, foi selecionada em cada amostra a área mais homogênea, sem fraturas, veios, recristalizações minerais e superfícies estilolíticas que pudessem afetar a qualidade das análises. A coleta do pó de rocha foi realizada pela técnica de *microdrilling* com pequenas brocas de tungstênio. Esta metodologia de maior precisão ajuda a minimizar a influência de alterações pós-deposicionais aumentando a confiabilidade dos resultados como representativos da água do mar durante sua deposição.

0,0	004 0	,03 0,	,06 0,	15 0	,25 0	,5 1	,0 2	2,0 8,	$_{1}^{0}$ (mm)
Calcilutito	Fino	Grosso	Muito Fino	Fino	Médio	Grosso	Muito Grosso	Calcirudito	
	Calcissil	tito		Cal	carer	nito			

Tabela 1. Classificação granulométrica de carbonatos segundo Grabau (1913).

Tabela 2. Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).

TEXTUR	RA DEPOS	SICIONAL	RECONH	IECÍVEL	Textura
Componentes	s originais não	ligados durante	e a deposição	Componentes	deposicional não
(partículas	Contém Matriz tamanho argil	z a/silte fino)	Com motria	originais ligados	reconnecivei
Suportado	pela matriz	O arcabouco	grão-	deposição	
Menos de 10 % de grãos	Mais de 10 % de grãos	é grão- suportado com matriz	suportado		
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
•	0				

4.2 Análises geoquímicas dos carbonatos

A concentração de estrôncio (ppm) foi determinada em 175 amostras provenientes do furo de sondagem, através da técnica de fluorescência de raios X, utilizando o dispositivo XRF portátil *Thermo Scientific Niton XL3t*, gentilmente cedido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Na amostra previamente polida, foi selecionada a área carbonática mais homogênea para as análises, evitando laminações terrígenas. Um branco (SiO₂ puro) e o padrão QC 180-673 foram analisados a cada 30 amostras. Todas as determinações de Sr para o branco analítico ficaram abaixo do limite de detecção do equipamento. O erro padrão médio para as medições de Sr no material de referência foi de ~ 1 ppm. A aplicação desta técnica permitiu a análise de todas as amostras fornecendo uma análise quimioestratigráfica de alta resolução do conteúdo de Sr para todos os intervalos da seção (Apêndice).

Quinze amostras de carbonatos selecionadas foram pulverizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGeo (USP), com a ajuda de um almofariz de ágata. Cerca de 100 mg de pó

de rocha foram utilizados para as análises litoquímicas (de elementos maiores e traços) realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Estadual Campinas.

As análises foram realizadas utilizando o método de lixiviação em duas etapas. Para o primeiro lixiviado, aproximadamente 100 mg de carbonato pulverizado foi colocado para reagir com 1,5 ml de HCl 0,1 N durante uma hora. O sobrenadante foi retirado e a amostra centrifugada e lavada três vezes com água Milli-Q. Todas as soluções foram descartadas e as amostras foram colocadas para secar. Uma nova reação do resíduo com uma solução de 3,5 ml de HCl 0,1 N foi feita durante uma hora para obtenção do segundo lixiviado. O sobrenadante foi retirado e armazenado e o resíduo lavado três vezes com água Milli-Q. A cada lavagem, a amostra foi centrifugada e o sobrenadante adicionado ao segundo lixiviado. Este lixiviado, depois de seco, foi convertido em nitrato adicionando 1 ml de HNO3 concentrado e levado à secura. Em seguida, o segundo lixiviado foi diluído em HNO₃ 1% (v/v) e as concentrações de elementos traços foram determinadas pela técnica de espectrometria de massa por plasma induzido no espectrômetro tipo Sector Field Element XR (SF-ICP-MS, Thermo, Alemanha). Os elementos Ca e Mg foram medidos no espectrômetro de massa tipo quadrupolo X-Series (Q-ICP-MS, Thermo, Alemanha). Soluções preparadas com materiais de referência (Accustandard, EUA) foram usadas na calibração dos espectrômetros. O material de referência CAL-S (calcário, CPRG, França) foi utilizado como controle de qualidade nas medições e os valores obtidos estão dentro da margem de confiança certificada.

4.3 Análises isotópicas

Foram realizadas 113 novas análises de isótopos estáveis de C e O, somadas às 48 obtidas anteriormente por Kuchenbecker et al. (2016b), para uma resolução de 1 m em toda a coluna estratigráfica. Adicionalmente, foram feitas 15 novas determinações de razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, somadas às 10 obtidas previamente por Kuchenbecker (2011).

As análises de C e O foram realizadas através da reação do pó de carbonato com H₃PO₄ a 100%, sob temperatura de 72° C, segundo o procedimento descrito por Stríkis (2015). O CO₂ liberado foi analisado no espectrômetro de massa Delta V Advantage do Laboratório de Isótopos Estáveis (LIESP - CPGeo) na USP. Os valores de δ^{13} C e δ^{18} O de cada amostra foram determinados com base nas equações 3 e 4 (itens 3.2 e 3.3), respectivamente, e os resultados

são dados em partes por mil (‰) com base no padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (V-PDB), com erro analítico de $\pm 0,05$ ‰ para δ^{13} C e $\pm 0,07$ ‰ para δ^{18} O.

As análises isotópicas de Sr foram realizadas no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas – CPGeo –USP. As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr foram obtidas utilizando o método de dupla lixiviação. O primeiro lixiviado foi obtido colocando a reagir cerca de 100 mg de carbonato pulverizado com 1,5 ml de HCL 0,1 N durante uma hora. O sobrenadante foi retirado e a amostra foi centrifugada e lavada três vezes com água Milli Q de forma de obter o primeiro lixiviado, o qual foi descartado. Em seguida, o resíduo seco foi colocado a reagir por uma hora com uma quantidade de HCL 0,1 N suficiente para dissolver 70% da massa de carbonato restante. A amostra foi centrifugada e lavada três vezes com água Milli Q, e esta solução constitui o segundo lixiviado o qual foi analisado. Esta solução foi evaporada e 1 ml de HNO₃ concentrado foi adicionado ao resíduo e evaporado à secura. Este resíduo foi diluído em 1 ml de HNO₃ 2N e a solução foi submetida a um processo de purificação do Sr através da técnica de cromatografia de troca iônica.

A composição isotópica foi medida no espectrômetro de massas por termoionização TIMS-Thermo Triton. As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr foram normalizadas para o valor de ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr igual a 0,1194. O valor médio da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr do padrão NBS-987 determinado durante o estudo foi de 0,710249 \pm 0,000016.

5. RESULTADOS

5.1 Estratigrafia

A seção de Arcos, localizada no Alto de Sete Lagoas no setor sul da Bacia do São Francisco, registra as duas sequências basais de 2^a ordem do Grupo Bambuí representada pelas formações Carrancas e Sete Lagoas (Fig. 3 e 5). Essa sucessão corresponde à deposição em rampa carbonática no domínio sul do *forebulge* desta bacia. A evolução estratigráfica detalhada da seção de Arcos foi feita por Kuchenbecker et al. (2011), e como anteriormente mencionado, foi rediscutida por Caetano-Filho et al. (2019) como parte de um estudo de correlação regional na Bacia do São Francisco. Neste item é realizada uma síntese da estratigrafía desta seção com relação aos avanços no entendimento da deposição das sequências de 2^a ordem do Bambuí.

A sequência deposicional é marcada pelo diamictito basal representado pela Formação Carrancas e pelos carbonatos da Formação Sete Lagoas Inferior com uma disposição granodecrescente que marca uma tendência retrogradacional, partindo de um ambiente marinho raso de maior energia, com calcarenitos mal selecionados, camadas de calcissiltitos e calcilutitos com presença de material terrígeno (Fig. 12A). Caetano-Filho et al. (2019) identificaram esta deposição como o trato de sistema transgressivo (*Transgressive system tract* – TST; Fig. 11) possivelmente em um cenário pós-glacial que representaria a inundação inicial da bacia do Bambuí devido à transgressão marinha. O aporte do material terrígeno e siliciclástico grosso diminui em direção ao topo, prevalecendo a ocorrência de folhelhos/argilitos e margas esverdeadas que sugerem a diminuição de energia do ambiente deposicional. É possível associar este fato à deposição em um ambiente mais distal e de relativamente baixa energia, no domínio de rampa externa (Flügel, 2004), o qual alcança sua superfície de máxima inundação (*maximum flooding surface-MFS;* Fig. 11) nos litotipos pelíticos presentes na seção.

A ocorrência de pseudomorfos de aragonita é uma característica importante presente nos carbonatos deste intervalo (Figura 12 B) assim como algumas feições diagenéticas, tais como dolomitização, estilolitização e recristalização (Fig. 12 C e D).

Um novo aumento granulométrico é observado em direção ao topo da sequência marcando uma nova tendência desta vez progradacional que se inicia depois da superfície de máxima inundação do intervalo anterior (Fig. 11). Caetano-Filho et al. (2019) definiram este intervalo como o trato de sistema de mar alto inicial (*Early highstand system tract- EHST;* Fig. 11) que marca o estabelecimento de uma rampa carbonática na bacia representada por litotipos associados a calcissiltitos nesta seção. Os carbonatos presentes neste intervalo são caracterizados por serem mais puros quando comparados com aqueles do trato anterior, a diminuição de material terrígeno é evidente e laminações microbianas ou arborescentes são identificáveis nos carbonatos (Fig. 12 E e F).

A tendência progradacional continua e a presença de camadas intraclásticas, ocorrência de ooides, peloides e pellets sugerem um ambiente mais raso e de maior energia (Flügel, 2004), que é evidenciado também pelos aloquímicos fragmentados, alguns deles se encontram com substituição do carbonato por sílica (Fig. 12 G). Caetano-Filho et al. (2019) definiram este intervalo como o trato de sistema de mar alto final (*Late highstand system tract – LHST;* Fig. 11), o qual é correlacionável com o intervalo de ocorrência de *Cloudina* sp na bacia e que representa o clímax da rampa carbonática e da produção de carbonato a nível bacinal. Os carbonatos deste intervalo continuam sendo muito puros, alguns pacotes apresentam estratificação cruzada e se associam ao domínio de rampa média a interna. O final da tendência progradacional é marcada nos litotipos representados por dolarenitos e calcários oolíticos a pisolíticos (Fig. 12 H) que evidenciam o final do ciclo regressivo

No limite deste intervalo ocorre uma discordância erosiva associada a um intervalo dolomítico com características de uma brecha de colapso que indica exposição subaérea ou máximo raseamento (Kuchenbecker et al., 2011). Ela marca o limite de sequências de 2^a ordem entre unidades basais do Grupo Bambuí (Fig. 3). Como demonstrado por Caetano-Filho et al. (2019), este limite pode ser identificado a nível bacinal, uma vez que também é associado à excursão positiva de δ^{13} C nos carbonatos (*Sequence boundary*-SB1; Fig. 11).

Uma nova tendência retrogradacional (Fig. 11) é observada na seção depois do limite das sequências, no qual as camadas doloareníticas, que eram características, mostram um decréscimo no tamanho de grão em direção ao topo, predominando os litotipos calcilutíticos, associados à Formação Sete Lagoas Superior.

As sequências de 2^a ordem registram diferentes estágios de subsidência, relacionados ao regime de *foreland* da sequência Bambuí de 1^a ordem (e.g. Martins-Neto, 2009; Reis e Alkmim, 2015; Reis et al., 2016). As tendências retrogradacionais-progradacionais apresentadas aqui

correspondem à sequência 1 de Reis et al. (2016) e o início da sequência 2, que compreende a Formação Sete Lagoas Superior e as formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré (Fig. 3 e 5), e são o reflexo das variáveis tectônicas, climáticas ou sedimentológicas que controlaram o preenchimento da bacia numa plataforma carbonática epicontinental.

Como observado por Caetano-Filho et al. (2019) estas tendências são identificadas em nível bacinal, permitindo correlações estratigráficas-quimioestratigráficas nas sequências de 2ª ordem na Bacia do São Francisco, uma vez que estas também podem ser correlacionadas por meio de quimioestratigrafia de carbono.



Figura 11. Coluna estratigráfica para a Formação Sete Lagoas com as sequências estratigráficas de 2ª ordem e os estágios de evolução tectono-sedimentar definidos por Caetano-Filho et al. (2019). TST: trato de sistema transgressivo. MFS: superfície de máxima inundação. EHST: trato de sistema de mar alto inicial. LHST: trato de sistema de mar alto final (para maior detalhe ver Caetano-Filho et al. 2019).



Figura 12. Imagens macro e microscópicas de litotipos da Formação Sete Lagoas, NP: nicóis paralelos, NX: nicóis cruzados. A) Carbonato impuro, presença de fragmentos líticos e superfícies estilolíticas (NP). B) Leques de cristais de pseudomorfos de aragonita (NP). C) Minerais opacos associados às superfícies estilolíticas (NP). D) Forte recristalização (NP). E) Fotomicrografia de estruturas de aspecto bandado. F) Laminação arborescente (NP). G) Substituição de carbonato por sílica nos ooides (NX). H) Grainstones oolíticos (NP).

5.2 Geoquímica dos carbonatos

A Tabela 3 apresenta os teores dos elementos maiores e traços obtidos por Kuchenbecker et al. (2016b), sendo que a determinação dos teores de Rb e Sr das amostras analisadas foram realizadas pela técnica de Fluorescência de Raios X em rocha total. A Tabela 4 apresenta os teores dos elementos maiores e traços obtidos neste trabalho, os quais foram determinados apenas na fração carbonática, através do método de dupla lixiviação, conforme descrito no item 4.2.

As razões geoquímicas Mg/Ca, Rb/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr, Sr/Ca e as razões isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr dos carbonatos analisados por Kuchenbecker et al. (2016b) são apresentados na Tabela 5, enquanto que as razões geoquímicas obtidas neste trabalho são apresentadas na Tabela 6.

Os carbonatos foram classificados quimicamente com base na razão Mg/Ca utilizada por Figueiredo, (2006), onde: Calcário (0 a 0,02), Calcário magnesiano (0,02 a 0,08), Calcário dolomítico (0,08 a 0,25), Dolomito calcítico (0,25 a 0,56) e Dolomito (>0,56). Esta classificação também é apresentada nas Tabelas 5 e 6.

Baseado na subdivisão em intervalos quimioestratigráficos (*Chemostratigraphic Intervals*- CI) para o Grupo Bambuí proposta por Paula-Santos et al. (2017), que é feita principalmente em isótopos de C e Sr, foi possível delimitar estes intervalos (CI) registrados nesta formação.

СІ	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Mn (%)	Mg (%)	Fe (%)	Ca (%)
CI_1	M18	11	173,8	n.a	n.a	n.a	n.a
	M20	14,1	292,1	n.a	n.a	n.a	n.a
	M29	7,4	304,1	0,010	0,51	0,08	39,17
	M36	5,3	401,5	n.a	n.a	n.a	n.a
	M37	3,2	414	0,010	0,57	0,03	39,25
CI-2	M40	2,9	1618	n.a	n.a	n.a	n.a
	M45	1,3	1817,4	0,010	0,13	0,03	39,72
	M46	1,3	1957	0,010	0,12	0,07	39,24
	M48	0,1	3304	0,010	0,08	0,03	39 <i>,</i> 95
CI-3	M55	25,5	678,2	n.a	n.a	n.a	n.a

Tabela 3. Teores dos elementos maiores e traços dos carbonatos analisados por Kuchenbecker et al. (2
--

СІ	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Mn (%)	Mg (%)	Fe (%)	Ca (%)
	M4	0,64	402	0,050	8,17	1,00	22,26
CI-1	M12	0,69	890	0,050	0,37	0,08	32,22
	K24a	0,78	760,21	0,034	1,81	0,37	35,91
	M28	0,18	365,28	0,003	0,86	0,02	26,21
	K30c	0,09	307,72	0,002	0,39	0,01	31,06
	K32a	0,20	369,58	0,001	0,76	0,02	30,06
	M39	0,12	3949,72	0,0004	0,17	0,01	36,50
	K41b	0,11	816,45	0,0004	0,16	0,005	32,20
	K42b	0,08	1131,69	0,0002	0,12	0,01	35,41
	K43b	0,07	863,22	0,001	0,09	0,01	29,21
	K47b	0,07	2643,33	0,002	0,09	0,003	29,84
	K49c	0,05	96,79	0,014	8,08	0,06	15,42
	K52b	0,33	267,54	0,004	6,37	0,02	17,12
	M54	0,41	187,92	0,009	11,49	0,05	24,58
	MD6	0,46	2094,24	0,004	1,13	0,02	26,91

Tabela 4. Teores dos elementos maiores e traços dos carbonatos analisados neste trabalho.

Os carbonatos do intervalo 1 (CI-1) apresentam teores de Rb entre 0,64 e 0,78 ppm e Sr entre 402 e 890 ppm para as amostras analisadas neste trabalho, enquanto que Kuchenbecker et al.(2016b) reporta teores de Rb entre 11 e 14 ppm e Sr entre 174 e 292 ppm para as amostras analisadas por estes autores. As razões Rb/Sr estão entre 0,0008 e 0,0016 e 0,0479 e 0,0632. O conteúdo de Ca varia entre 22,26 e 35,91 %, enquanto que o de Mg está entre 0,37e 8,17 %, resultando em relações Mg/Ca entre 0,033 e 0,367 que oferecem um intervalo de classificação química entre Calcário magnesiano e Dolomito calcítico, preferencialmente. Os teores de Mn variam entre 0,034 e 0,050 % e os de Fe variam entre 0,37e 1,00 % para este intervalo.

Os carbonatos do Intervalo 2 (CI-2) exibem teores de Rb entre 0,07 e 0,20 ppm e de Sr entre 307 e 3949 ppm, para as amostras analisadas neste trabalho. As amostras analisadas por Kuchenbecker et al.(2016b) possuem teores de Rb entre 0,30 e 7 ppm e Sr entre 304 e 3303 ppm. As razões Rb/Sr estão entre 0,00003 e 0,0005 e 0,0001 e 0,0230, respectivamente. O conteúdo de Ca varia entre 26,21 e 39,95 %, enquanto que o de Mg está entre 0,08 e 0,86 %, resultando em relações Mg/Ca entre 0,002 e 0,033, que fornecem uma classificação química destas como rochas Calcários. Duas amostras (M28 e K32a) são classificadas como calcário magnesiano, as quais se localizam próximas à base da seção. Os teores de Mn variam entre 0,0002 e 0,010 % e os de Fe variam entre 0,003 e 0,08% para estes carbonatos.

Por último, os carbonatos do Intervalo 3 (CI-3), mostram teores de Rb entre 0,05 e 0,46 ppm e Sr entre 97 e 2094 ppm, para as amostras analisadas neste trabalho. Uma única amostra foi analisada por Kuchenbecker et al.(2016b) para este intervalo, e mostra teores de Rb de 25 ppm e Sr de 678 ppm. As razões Rb/Sr estão entre 0,0002 e 0,0022 e 0,0369. Os teores de Ca variam entre 15,42 e 26,91 %, enquanto que os de Mg variam entre 1,13 e 11,49 %, resultando em relações Mg/Ca entre 0,042 e 0,524, o que evidencia o caráter dolomítico deste intervalo, e classificação química como dolomito calcítico, com uma amostra de calcário magnesiano (MD6), localizada no topo da sequência. Os teores de Mn e Fe variam entre 0,004 e 0,014%, e 0,02 e 0,06%, respectivamente, ao longo deste intervalo.

A sequência apresenta uma diminuição do conteúdo de Mg e Fe entre o CI-1 e o CI-2, com uma tendência ao aumento de Ca em direção ao topo, com calcários mais calcíticos, e associando a diminuição das razões Mg/Ca à diminuição no conteúdo de detríticos, como observado na petrografia. O CI-3 apresenta os maiores teores de Mg, mostrando seu caráter dolomítico.

Uma característica interessante nestes carbonatos é a ampla variação nas concentrações de Sr, onde o intervalo mais basal (CI-1) apresenta valores geralmente menores que 300 ppm, com algumas exceções como as amostras M12 e K24a (Tabela 4) com teores de 890 e 760, respectivamente. Em contraste, as rochas do CI-2 apresentam um enriquecimento da base (geralmente maiores que 300 ppm) para o topo com valores tão elevados quanto 3950 ppm (Tabelas 3 e 4). Entretanto, uma forte diminuição é marcada na base do CI-3, no setor dolomítico, onde apresentam-se valores tão baixos quanto 96 ppm (Tabela 4). Porém, um novo aumento é evidenciado no topo deste intervalo, com teores entre 678 e 2094 ppm (tabelas 3 e 4).

СІ	Amostra	Mg/Ca	Rb/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Sr/Ca	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erro (2σ)	Classificação química
CI 1	M18	n.a	0,0632	n.a	n.a	n.a	0,7153	0,000048	n.a
	M20	n.a	0,0479	n.a	n.a	n.a	0,7100	0,000008	n.a
CI 22	M29	0,013	0,0230	0,329	2,53	0,001	0,7083	0,000042	Calcário
CI-2a	M36	n.a	0,0125	n.a	n.a	na	0,7081	0,000020	n.a
	M37	0,014	0,0072	0,242	0,72	0,001	0,7078	0,000022	Calcário
CI-2b	M40	n.a	0,0019	n.a	n.a	n.a	0,7077	0,000072	n.a
	M45	0,003	0,0006	0,055	0,15	0,005	0,7076	0,000040	Calcário

Tabela 5. Razões geoquímicas, razões isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e classificação química dos carbonatos analisados por Kuchenbecker et al. (2016b).

Continuação Tabela 6.

СІ	Amostra	Mg/Ca	Rb/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Sr/Ca	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erro (2σ)	Classificação química
CI 2h	M46	0,003	0,0005	0,051	0,36	0,005	0,7076	0,000023	Calcário
CI-2D	M48	0,002	0,0001	0,030	0,08	0,008	0,7075	0,000020	Calcário
CI-3	M55	n.a	0,0369	n.a	n.a	n.a	0,7080	0,000022	n.a

Tabela 7. Razões geoquímicas, razões isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e classificação química dos carbonatos analisados neste trabalho.

CI	Amostra	Mg/Ca	Rb/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Sr/Ca	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erro (2σ)	Classificação química
	M4	0,367	0,0016	1,235	24,98	0,002	0,7177	0,000020	Dolomito calcítico
CI-1	M12	0,012	0,0008	0,559	0,87	0,003	0,7112	0,000016	Calcário
	K24a	0,050	0,0010	0,450	4,83	0,002	0,7101	0,000017	Calcário magnesiano
	M28	0,033	0,0005	0,087	0,46	0,001	0,7087	0,000016	Calcário magnesiano
CI-2a	K30c	0,012	0,0003	0 <i>,</i> 053	0,23	0,001	0,7084	0,000020	Calcário
	K32a	0,025	0,0005	0,035	0,66	0,001	0,7083	0,000017	Calcário magnesiano
	M39	0,005	0,0000	0,001	0,03	0,011	0,7076	0,000019	Calcário
	K41b	0,005	0,0001	0,005	0,06	0,003	0,7079	0,000018	Calcário
CI-2b	K42b	0,003	0,0001	0,002	0,05	0,003	0,7078	0,000019	Calcário
	K43b	0,003	0,0001	0,006	0,06	0,003	0,7081	0,000018	Calcário
	K47b	0,003	0,0000	0,006	0,01	0,009	0,7076	0,000017	Calcário
	К49с	0,524	0,0005	1,436	6,23	0,001	0,7125	0,000016	Dolomito calcítico
0.2	K52b	0,372	0,0012	0,149	0,83	0,002	0,7121	0,000020	Dolomito calcítico
	M54	0,467	0,0022	0,488	2,88	0,001	0,7131	0,000019	Dolomito calcítico
	MD6	0,042	0,0002	0,019	0,09	0,008	0,7085	0,000018	Calcário magnesiano

5.3 Isótopos de C e O

Os resultados das análises isotópicas de C e O nas rochas carbonáticas são apresentados na Tabela 7, tanto os obtidos neste trabalho quanto aqueles obtidos previamente por Kuchenbecker et al. (2016b). A distribuição dos valores de δ^{13} C e δ^{18} O ao longo da coluna estratigráfica é apresentada na Fig.13.

Tabela 8. Dados isotópicos δ^{13} C e δ^{18} O dos carbonatos analisados (amostras em cinza, foram extraídas de Kuchenbecker et al. 2016b).

Cota	Amostra	δ ¹³ C (V-PDB) ‰	δ ¹⁸ O (V-PDB) %0	CI	Cota	Amostra	δ ¹³ C (V-PDB) %0	δ ¹⁸ O (V-PDB) %0	CI
590,9	M3	-3,72	-6,49		642,02	K30a	1,14	-6,64	
592,02	M4	-4,05	-6,18		643,02	K30b	1,00	-6,26	
593,02	M5	-4,38	-11,27		644,02	K30c	1,23	-6,37	
594,02	M6	-4,23	-11,59		645,02	K30d	1,16	-6,79	
595,02	M7	-4,37	-8,56		646,02	M31	0,98	-6,4	
596,02	M8	-4,44	-8,37		647,02	K31a	1,22	-6,48	
596,6	M9	-5,38	-12,99	CI 1	648,02	K31b	1,17	-6,73	
597,54	M10	-4,83	-12,57		649,02	K31c	1,23	-6,32	
599,27	M12	-3,73	-13,24		650,02	K31d	1,19	-6,56	
600,17	M13	-1,64	-8,99		651,02	M32	1,27	-6,87	
601,72	M15	-0,73	-7,26		652 <i>,</i> 02	K32a	1,09	-6,98	
602,62	M17	-0,71	-8,54		653 <i>,</i> 02	K32b	1,01	-7,46	
604,82	M18	0,15	-8,21		654,02	K32c	1,09	-7,61	
605,87	M19	0,39	-8,44		655,02	K32d	1,07	-6,82	
606,52	M20	-1,14	-11,81		656,02	M33	1,12	-6,97	
606,92	M21	-0,19	-8,06		657 <i>,</i> 02	K33a	1,01	-7,30	
607,37	M22	-1,27	-8,84		658 <i>,</i> 02	K33b	1,00	-6,70	
612,02	M24	-0,8	-11,36		659,02	К33с	1,04	-7,89	CI-2
616,77	M25	0,43	-10,65		660,02	K33d	1,12	-7,14	
621,77	M26	0,56	-9,89		661,02	M34	1,1	-7,18	
626,42	M27	1,24	-7,9		662,02	K34a	1,06	-8,24	
628,17	K27b	1,86	-8 <i>,</i> 45		663,17	K34b	1,04	-7,78	
629,17	K27c	1,69	-5,83		664,17	K34c	1,05	-8,06	
630,17	K27d	1,59	-7 <i>,</i> 86		665,17	K34d	1,06	-8,07	
631,17	M28	0,93	-6 <i>,</i> 95		666,17	M35	1,05	-8,06	
632,17	K28a	0,84	-6,91		667,17	K35a	0,94	-7,72	
633,02	K28b	0,38	-7,28		668,17	K35b	1,03	-8,01	
634,02	K28c	0,88	-6,60	CI-2	668,41	K35c	1,08	-6,30	
635,02	K28d	0,91	-6,81		669,41	K35d	0,95	-6,89	
636,02	M29	1,08	-6,84		670,41	K35e	1,03	-8,44	
637,02	K29a	0,93	-6,74		671,41	M36	0,77	-8,34	
638,02	K29b	0,97	-6,93		672,41	K36a	1,08	-8,32	
639,02	К29с	0,94	-6,94		673,41	K36b	1,17	-8,08	
640,02	K29d	0,88	-7,18		674,41	K36c	1,01	-7,43	
641,02	M30	0,75	-6,47		675,41	K36d	1,04	-7,32	

Tabela 7- Continuação

Cota	Amostra	δ ¹³ C (V-PDB) %00	δ ¹⁸ O (V-PDB) %0	CI	Cota	Amostra	δ ¹³ C (V-PDB) %00	δ ¹⁸ O (V-PDB) %0	СІ
676,41	M37	1	-7,44		712,41	K44a	1,46	-8,70	
677,41	K37a	1,04	-8,31		713,41	K44b	1,22	-8,57	
678,36	K37b	0,70	-8,56		714,41	K44c	1,23	-8,46	
679,36	К37с	0,71	-8,15		715,41	K44d	1,32	-8 <i>,</i> 54	
680,51	K37d	0,88	-8 <i>,</i> 07		716,41	M45	1,43	-8,43	
681,51	M38	0,98	-7,18		717,41	K45a	1,34	-8,28	
682,61	K38a	1,23	-8,49		718,41	K45b	1,45	-8,20	
683,56	K38b	1,10	-7,98		719,41	K45c	1,51	-8,10	
684,41	K38c	1,18	-7,90		720,41	K45d	1,53	-8,13	
685,66	K38d	1,26	-7,80		721,41	M46	1,61	-7,8	
686,66	M39	1,5	-7,4		722,41	K46a	1,38	-8,10	
687,66	K39a	1,58	-7,88		723,41	K46b	1,44	-7,82	
688,66	K39b	1,47	-8,08		724,41	K46c	-0,13	-7,01	CI-2
689,76	К39с	1,36	-8,07		725,41	K46d	1,36	-8,23	
690,9	M40	1,52	-7,99		726,41	M47	1,83	-7,73	
692,56	K40a	1,11	-7,34		727,41	K47a	1,59	-8,44	
693,71	K40b	1,09	-8,27		728,41	K47b	1,50	-8,21	
694,66	К40с	1,07	-8,38	CI-2	729,41	K47c	1,59	-7 <i>,</i> 85	
695,66	K40d	0,92	-7,28		730,41	K47d	1,16	-8,22	
696,66	M41	0,4	-6,63		731,41	M48	1,91	-6,74	
697,66	K41a	0,62	-8,17		732,41	K48a	1,62	-7,96	
698,66	K41b	0,66	-8,04		733,41	K48b	1,71	-7,75	
699,66	K41c	0,52	-5,66		734,41	K48c	1,64	-7,77	
700,66	K41d	1,19	-8,10		735,41	K48d	1,45	-7,88	
701,66	M42	1,11	-8,32		736,41	M49	1,43	-7,66	
702,66	K42a	0,67	-7 <i>,</i> 55		737,41	K49a	1,36	-7,75	
703,41	K42b	1,08	-8 <i>,</i> 03		738,41	K49b	0,54	-9,87	
704,41	K42c	0,60	-8,50		738,91	К49с	0,23	-10,52	
705,41	K42d	0,88	-8,10		739,91	K49d	0,74	-7,61	
706,41	M43	0,73	-8,61		740,91	K49e	-0,51	-4,52	CL3
707,41	K43a	0,55	-8,56		741,91	M50	0,77	-4,47	
708,41	K43b	0,90	-8,66		743,16	K50a	-0,22	-4,50	
709,41	K43c	1,04	-8,67		744,16	K50b	1,75	-4,76	
710,41	K43d	1,24	-8,89		745,16	K50c	2,50	-5,88	
711,41	M44	1,14	-8,73		746,16	K50d	2,56	-5,49	

Tabela 7- Continuação

Cota	Amostra	δ ¹³ C (V-PDB) ‰	δ ¹⁸ Ο (V-PDB) %0	СІ
747,16	M51	2,5	-5,7	
748,16	K51a	2,27	-5,94	
749,16	K51b	2,23	-5,02	
750,16	K51c	2,32	-4,95	
751,16	K51d	1,62	-3,81	
752,16	M52	1,49	-4,42	CI-3
753,16	K52a	1,34	-4,75	
754,16	K52b	-0,55	-5,30	
755,16	K52c	1,08	-5,13	
756,16	K52d	1,61	-4,82	
757,16	M53	1,50	-4,65	

Cota	Amostra	δ ¹³ C (V-PDB) %0	δ ¹⁸ O (V-PDB) %0	CI
758,16	MD1	1,42	-4,63	
759,16	MD2	1,33	-5,37	
760,16	MD3	-0,13	-4,43	
761,16	MD4	5,27	-4,84	
762,16	M54	5,41	-7,64	CI-
763,16	MD5	5,57	-7,74	3
764,16	MD6	6,61	-7,25	
765,16	MD7	7,85	-7,33	
766,16	MD8	7,38	-6,22	
767,16	M55	7,34	-7,63	

O Intervalo 1 (CI-1), localizado na parte mais basal da sequência se inicia com um valor de δ^{13} C de -3,72 ‰ e apresenta uma ligeira queda para um valor mínimo de -5,38‰, para logo depois exibir uma excursão a valores cada vez mais positivos em direção ao topo até ser delimitado em valores próximos a 0 ‰. Esta mudança de valores muito negativos para próximos de 0‰, se dá em aproximadamente 10 m na sequência. Os valores de δ^{18} O apresentam-se com uma evidente heterogeneidade, oscilando entre valores de -13 ‰ a - 6,5 ‰.

O Intervalo 2 (CI-2) apresenta-se isotopicamente mais homogêneo, tanto nos valores de δ^{13} C, quanto de δ^{18} O, com algumas flutuações menores. Os valores de δ^{13} C ao longo da sequência encontram-se entre +1% e +1,5 %. Os valores de δ^{18} O apresentam-se mais homogêneos, com suaves oscilações, variando entre -10 ‰ a -6,2 ‰.

O Intervalo 3 (CI-3), o qual ocorre no limite das sequências de 2^a ordem, começa com valores próximos de +1,3 ‰ com uma queda para valores de -0,2 ‰, seguidos de uma evidente excursão positiva para valores de δ^{13} C que alcançam até +7,85 ‰ no topo, com leves flutuações. Neste intervalo, os valores de δ^{18} O apresentam uma excursão negativa na base, indo de valores de -10,5 ‰ para -7,7 ‰, voltando numa ligeira excursão positiva até - 4,4 ‰, para depois, exibir uma nova excursão negativa para valores próximos de -7,5‰ no topo.



Figura 13. Coluna estratigráfica com os perfis dos isótopos de δ^{13} C e δ^{18} O e a divisão em intervalos quimioestratigráficos (CI). As amostras em retângulos vermelhos foram analisadas por Kuchenbecker et al. (2016b).

5.4 Isótopos de Sr

As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtidas por Kuchenbecker et al. (2016b) e aquelas obtidas neste trabalho são apresentadas nas tabelas 5 e 6 respetivamente, e sua distribuição ao longo da coluna estratigráfica é apresentada na Fig. 14. As concentrações de Sr medidas com um aparelho de FRX portátil são apresentados no apêndice e a distribuição ao longo da coluna é apresentada na Fig. 14. Para a avaliação geoquímica do item 6.1 foram utilizados os teores de Rb e Sr obtidos por FRX para as amostras de Kuchenbecker et al. (2016b), e aqueles obtidos por ICP-MS para as amostras deste trabalho (tabelas 3 e 4).

O CI-1 apresenta as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais radiogênicas, entre 0,7112 e 0,7177 na base, com teores de Sr de 402 e 890 ppm, respectivamente. Na parte intermediária as razões variam de 0,7100 a 0,7153 e os teores de Sr de 174 e 292 ppm, respectivamente. A amostra do topo tem razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7101, com teor de Sr de 790 ppm. O baixo teor de Sr das rochas pode ser devido ao alto conteúdo de terrígenos neste intervalo e/ou ao neomorfismo, representado pelos calcários altamente recristalizados e a ocorrência de dolomitização (item 5.1).

As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr do CI-2 variam de 0,7075 a 0,7087, e podem ser divididas em dois grupos. O grupo 1, na base, que será definido daqui em diante de CI-2a, apresenta valores entre 0,7081 e 0,7087, com concentrações de Sr entre 300 a 400 ppm. O grupo 2, que será definido como CI-2b, na parte intermediária e no topo da sequência, apresenta razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7076 e 0,7081 e tem concentrações de Sr maiores que 400 ppm, com um enriquecimento evidente em direção ao topo, registrando teores de até 3950 ppm. O enriquecimento de Sr pode indicar uma importante mudança paleoambiental neste intervalo, já que como identificado recentemente por Caetano-Filho et al. (2019), o aumento nos teores de Sr (e razões Sr/Ca) ocorre em nível bacinal e não está relacionado a um maior conteúdo de carbonato nas rochas. Este aumento foi atribuído à maior incorporação de Sr na estrutura dos minerais carbonáticos que, por sua vez, está associada a mudanças paleoambientais.

O CI-3 pode ser dividido em dois grupos, um basal e mais radiogênico com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7125 (K49c), 0,7121 (K52b) e 0,7131 (M54), e teores baixos de Sr (< 270 ppm), as quais são localizadas no nível dolomítico da seção. Um segundo grupo, no topo, tem razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menos radiogênicas entre 0,7080 e 0,7085 com maiores teores de Sr (> 670 ppm).



Figura 14. Coluna estratigráfica com o perfil isotópico ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, as concentrações de Sr e a proposta de subdivisão do CI-2 baseada nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e concentrações de Sr (retângulos vermelhos correspondem às amostras analisadas por Kuchenbecker et al. (2016b)).

6. DISCUSSÃO

6.1 Avaliação da alteração pós-deposicional do registro isotópico

A avaliação dos dados se faz necessária para verificação do seu caráter primário, ou seja, se são representativos da composição isotópica da água do mar no momento da deposição, especialmente quando se tratam de carbonatos antigos, os quais podem ter sofrido episódios pós-deposicionais de interação com fluidos (Melezhik et al., 2001). Os processos diagenéticos ligados à diagênese meteórica têm maior potencial para alterar a assinatura isotópica primária dos carbonatos, já que estes fluidos geralmente têm composições isotópicas distintas daquelas do ambiente marinho. A interação das rochas com fluidos meteóricos pode levar à alteração dos valores de δ^{13} C e δ^{18} O, incrementos nas razões Mn/Sr, Fe/Sr, assim como tornar as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais radiogênicas nos carbonatos (Veizer et al.,1983; Banner e Hanson, 1990; Fölling e Frimmel, 2002; Halverson et al., 2007; Derry, 2010).

As relações geoquímicas, somados às análises petrográficas, possibilitam uma avaliação qualitativa dos processos diagenéticos sofridos pelas rochas. Para isto foram utilizados parâmetros de monitoramento da alteração pós-deposicional de seções marinhas sugeridos por Fölling e Frimmel, (2002) e correlações entre os valores de δ^{13} C e δ^{18} O em diagramas de dispersão, nos quais é esperada uma correlação positiva entre os valores quando há influência de fluidos continentais (Hudson, 1977). Estes parâmetros, mesmo que empíricos, têm sido amplamente utilizados em diferentes trabalhos. Fölling e Frimmel, (2002) apontaram que os valores menos alterados para δ^{13} C são mais prováveis de ocorrer em amostras de carbonato com relações Mn/Sr < 10, Fe/Sr < 50 e valores de δ^{18} O mais positivos que -10 ‰.

Os valores de δ^{13} C e δ^{18} O plotados no diagrama de dispersão (Fig. 15) exibem uma correlação fraca para δ^{18} O *vs* δ^{13} C (r = 0.41, p (α) <0.01) e, como é observado nas tabelas 5 e 6, todas as amostras obtidas neste trabalho apresentaram razões Mn/Sr < 2 e Fe/Sr < 25, e a maioria apresenta valores de δ^{18} O > -10 ‰, com algumas poucas exceções apresentadas no CI-1 (Tabela 7). Isto sugere que as composições geoquímicas não sofreram alterações diagenéticas significativas por entrada de fluidos não marinhos. Isto é apoiado pela coerência dos valores de δ^{13} C com as amostras adjacentes ao longo da estratigrafia. Sob este cenário, a qualidade das amostras para a realização de estudos quimioestratigráficos de C é garantida e os resultados isotópicos destas rochas são considerados como originais e representativos da água do mar no momento da deposição destes carbonatos.



Figura 15. Diagrama de dispersão entre os parâmetros δ^{13} C vs. δ^{18} O analisados para a seção de Arcos, mostrando correlação fraca, com r = 0.41, p (α) <0.01.

Em relação às análises isotópicas de Sr, conforme o proposto por Halverson et al. (2007) que consideram que o parâmetro mais eficiente de preservação das assinaturas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr é a concentração deste elemento, procurou-se selecionar as amostras de carbonatos com teores de Sr superiores a 300 ppm.

Para avaliar a representatividade dos dados isotópicos de Sr, também foram utilizados os critérios propostos por Fölling e Frimmel (2002), já que estes parâmetros são mais rigorosos para tais isótopos. De acordo com esses autores, as razões 87 Sr/ 86 Sr menos alteradas são mais prováveis de serem obtidas em carbonatos que possuem Rb/Sr < 0,001, Mn/Sr < 0,5, Fe/Sr <3 e Sr/Ca > 000,1. Durante a interação da rocha com fluidos, Ca e Sr são eliminados da estrutura do carbonato e substituídos por Mn e Fe (Banner e Hanson, 1990); e essas alterações podem ser visualizadas em diagramas de razões geoquímicas (Fig. 16 a 21).

Como observado nas tabelas 5 e 6, e na Fig. 16, os carbonatos do CI-1 apresentam-se fora dos parâmetros aceitáveis de um carbonato marinho que guarda a composição isotópica da água do mar na época da deposição, pois suas razões Rb/Sr, Mn/Sr e Fe/Sr são maiores do que o critério definido. Só as amostras M12 e K24a (tabelas 4 e 6) satisfazem os pré-requisitos, mas não em

sua totalidade. Além disso, como observado na Fig.16, estes carbonatos do CI-1 apresentaram uma correlação positiva entre ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs Mn/Sr e Fe/Sr e uma correlação negativa entre ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs Sr ppm, sugerindo a incorporação de Sr radiogênico durante a diagênese (Banner e Hanson, 1990). As amostras com teores de Sr superiores a 300 ppm (M4, M12 e K24a), que conforme Halverson et al. (2007) seriam qualificadas para análises isotópicas de Sr, apresentam razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr bastante radiogênicas, fato que poderia ser explicado pela presença de dolomitização que ocorre neste intervalo, com provável lixiviação de Sr e/ou incorporação de Sr radiogênico. Por estes motivos, se considera que estas razões não representam a composição isotópica da água do mar e sim uma possível influência de água continental.

Possivelmente só as duas amostras do segmento superior que apresentaram as razões menos radiogênicas e a menor relação Mn/Sr (0,45), estejam mais próximas de representar a química da água do mar. Porém, o decréscimo da razão Sr/Ca relacionado à incorporação de Mn nas rochas (Fig. 17) sugere interação com fluidos diagenéticos. A entrada de água doce ou descarga subterrânea submarina no momento da deposição dos carbonatos pode também ser responsável pelas elevadas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr nos carbonatos basais da Formação Sete Lagoas (Kuchenbecker et al., 2016b; Guacaneme et al., 2017). Paula-Santos et al. (2018) observaram neste intervalo um elevado enriquecimento em Σ ETR, acompanhado de distribuições empobrecidas a enriquecidas em ETR leves e anomalia negativa de Ce, as quais foram interpretadas como alto fluxo de água doce entrando na bacia, sugerindo que esta interação água/rocha poderia ser responsável pelas elevadas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Este intervalo corresponde ao intervalo de trato de sistema transgressivo (TST) definido por Caetano-Filho et al. (2019), no qual a interação com água doce poderia ter sido favorecida pela transgressão marinha que ocorreu na bacia.



Figura 16. Gráficos de dispersão das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. Fe/Sr, Mn/Sr e [Sr] para o intervalo quimioestratigráfico CI-1.



Figura 17. Gráfico de dispersão entre as razões de Sr/Ca vs teores de Mn para as amostras dos três intervalos quimioestratigráficos (CI).

As amostras do CI-2 (Tabelas 3 a 6; Fig. 18 e 19), possuem razões Rb/Sr < 0,001, Mn/Sr < 0,5, Fe/Sr < 3 e concentrações de Sr superiores a 300 ppm, o que demonstra que suas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr são representativas da água do mar no momento da deposição. Como mencionado no item 5.4, o CI-2 pode ser dividido em dois intervalos o CI-2a e o CI-2b.

O CI-2a na base apresenta os menores teores de Sr (entre 304 e 415ppm) e as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais radiogênicas variando entre 0,7081 e 0,7087. Como observado por Paula-Santos et al. (2017), essas razões não eram consideradas como representativas da bacia, já que razões menos radiogênicas eram encontradas no limite dos intervalos CI-2 para CI-3, onde o enriquecimento da concentração de Sr é evidente. Porém, como demonstrado neste trabalho, as razões do intervalo CI-2a podem ser consideradas como representativas da água do mar (Fig. 18). Isso concorda com o demonstrado no trabalho de Paula-Santos et al. (2017). Este intervalo corresponde ao intervalo de trato de sistema de mar alto inicial (EHST) definido por Caetano-Filho et al. (2019). Os carbonatos deste intervalo são mais puros quando comparados com aqueles da fase transgressiva e, o material terrígeno que era comum no intervalo anterior diminui consideravelmente em direção ao topo.



Figura 18. Gráficos de dispersão das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. Fe/Sr, Mn/Sr e [Sr] para o intervalo quimioestratigráfico CI-2a.

O CI-2b, que constitui a parte intermediária e o topo do CI-2, apresenta altos teores de Sr (até 3900 ppm) e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variando de 0,7075 a 0,7081 que são consideradas como primárias. Todas as amostras deste intervalo encontram-se dentro dos limites geoquímicos de confiabilidade (Fig. 19) e são coerentes com valores similares reportados por outros autores para a Formação Sete Lagoas (Alvarenga et al., 2007; Misi et al., 2007; Caxito et al., 2012; Paula-Santos et al., 2015, 2017; Guacaneme et al., 2017) ou para esta mesma seção (Kuchenbecker et al., 2016b). Frequentemente, as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menos radiogênicas (0,7075-0,7077) foram consideradas como as mais representativas de toda a sequência basal do Grupo Bambuí (e.g. Misi et al., 2007; Caxito et al., 2012; Kuchenbecker et al., 2016b). Porém, como analisado aqui, o decréscimo das razões está associado ao incremento nos teores de Sr nos carbonatos analisados (CI-2a e CI-2b, respectivamente) e como analisado por Caetano-Filho et al. (2019) o aumento do conteúdo de Sr não é acompanhado por uma mudança nas fácies de carbonato nem por um aumento no conteúdo de carbonato, já que neste intervalo predominam carbonatos muito puros (até 95% conteudo de carbonato). Sendo assim, as razões mais radiogênicas também podem ser consideradas primárias e representativas da água do mar, tratando-se de uma variação estratigráfica, passível de interpretações paleoambientais (ver item 6.3).

O enriquecimento na concentração de Sr da base para o topo da seção (Fig. 14) e as fortes variações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ao longo de toda a estratigrafia são as características mais importantes a serem ressaltadas. Caetano-Filho et al. (2019) definiram este intervalo como o trato de sistema de mar alto final (LHST), no qual reportaram que o enriquecimento nas concentrações de Sr estaria associado a importantes mudanças paleoambientais na bacia, tais como aumento de alcalinidade, hipersalinidade e/ou condições mais aragoníticas. Portanto, a não consideração das amostras do intervalo CI-2a com menor concentração de Sr não é coerente, dado pela comparação com o intervalo CI-2b, com nítido enriquecimento em Sr por mudanças paleoambientais. A associação dos teores mais baixos da base do trato de sistema de mar alto inicial (EHST- Caetano-Filho et al. 2019) a alterações pós-deposicionais não se justifica, à medida que este intervalo apresenta teores significativos e comuns a calcários marinhos, além de que todas as amostras cumprem com todos os parâmetros geoquímicos para serem aceitas como representativas da água do mar.



Figura 19. Gráficos de dispersão das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. Fe/Sr, Mn/Sr e [Sr] para o intervalo quimioestratigráfico CI-2b.
A avaliação geoquímica dos carbonatos do CI-3 também foi feita em dois grupos (Fig. 19.). O grupo 1 que apresenta teores de Sr menores que 300 ppm e não cumprem o primeiro parâmetro proposto por Halverson et al. (2007). As amostras do segundo grupo apresentam teores de Sr mais altos (> 600 ppm) e as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menos radiogênicas, além de apresentar valores geoquímicos aceitos como confiáveis. Elas são consideradas como representativas do registro primário da água do mar.

As amostras do primeiro grupo apresentam as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais radiogênicas do intervalo, chegando a 0,7131. Embora geoquimicamente algumas amostras apresentem-se dentro dos limites mencionados como confiáveis (Mn/Sr < 0,5, Fe/Sr <3, etc), a correlação positiva entre as relações ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs Mn/Sr, Fe/Sr e a correlação negativa entre ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs Sr ppm (Fig. 21) sugerem a incorporação de Mn e Fe durante a lixiviação do Sr e a interação com fluidos diagenéticos durante a diagênese. Estas amostras apresentam os valores mais elevados de Mg e, neste caso, se esperaria menor concentração de Sr devido à pouca afinidade entre Mg e Sr (Fig. 20). Com base nisso, consideram-se os resultados isotópicos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr do grupo 1 como não primários, nem representativos da água do mar no momento da deposição, mas como alterados por eventos diagenéticos. Estes carbonatos estão localizados acima do limite das sequências basais do Grupo Bambuí de 2ª ordem, isto é, depois da brecha de colapso descrita por Kuchenbecker et al. (2011; 2016b). Os carbonatos do grupo 2 (Fig. 21), os quais são classificados como calcilutitos e marcam uma tendência retrogradacional, continuam registrando as fortes variações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que poderiam ser mais um indicativo de perturbações geoquímicas na bacia.



Figura 20. Diagramas de dispersão Mg/Ca vs Sr para o Intervalo CI-3. O grupo 1 em amarelo, apresenta maiores razões Mg/Ca e menor concentração de Sr (ppm), enquanto que o grupo 2 em vermelho apresenta maiores concentrações de Sr (ppm) e menores razões Mg/Ca.



Figura 19. Gráficos de dispersão das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. Fe/Sr, Mn/Sr e [Sr] para o intervalo quimioestratigráfico CI-3. Grupo 1 em amarelo e grupo 2 em vermelho.

6.2 Quimioestratigrafia isotópica de C e O

O posicionamento estratigráfico desta sequência na bacia tem sido feito com base nos isótopos de C, uma vez que as flutuações características deste isótopo são identificadas em nível bacinal. Por outro lado, Kuchenbecker et al. (2016b) forneceram a evolução estratigráfica e quimioestratigráfica detalhada desta seção e, baseado nos valores de δ^{13} C, distinguem-se os três intervalos quimioestratigráficos propostos por Paula-Santos et al. (2017), adotados neste trabalho.

Caetano-Filho et al. (2019) forneceram uma correlação da sequência basal do Grupo Bambuí entre os altos de Januária e Sete Lagoas reconhecendo a evolução estratigráfica entre estes domínios do *forebulge* na escala de 2^a ordem. Estes autores identificaram para as seções do Alto de Januária os mesmos padrões estratigráficos e tendências retrogradacional-progradacional reportados para o Alto de Sete Lagoas em estudos anteriores (Vieira et al., 2007b, 2007a; Kuchenbecker et al., 2016b; Reis e Suss, 2016). Por outro lado, as principais tendências nos valores de δ^{13} C e a identificação das duas principais excursões isotópicas de C do Grupo Bambuí também contribuíram para a correta correlação interbacinal desta seção em uma escala de 2^a ordem.

O perfil isotópico de C obtido neste trabalho em conjunto com as características faciológicas apresentadas nas rochas basais, tais como a ocorrência de pseudomorfos de aragonita e a característica excursão negativa nos valores de δ^{13} C de -3 a -5 ‰, seguida por uma excursão positiva para valores próximos a 0 ‰, caracterizam o intervalo CI-1 (Fig. 22). Este intervalo tem sido interpretado como carbonato de capa decorrente de algum dos eventos glaciais do Neoproterozoico, como Sturtiano (Babinski et al., 2007; Vieira et al., 2015), Marinoano (Caxito et al., 2012, 2018; Alvarenga et al., 2014) ou ainda do final do Ediacarano (Kuchenbecker et al., 2016b; Paula-Santos e Babinski, 2018). Esta característica isotópica e sedimentológica é encontrada também em outros lugares no mundo, típica de carbonatos de capa (Kennedy, 1996; Hoffman e Schrag, 2002). Porém, a discussão sobre a idade ou sobre a origem deste ainda é questão de extensos debates e requer alguns refinamentos.

O intervalo quimioestratigráfico CI-2 (Fig. 22) é característico por apresentar uma excursão positiva de δ^{13} C a valores próximos a 0 ‰ (nesta secção próximos a 1 ‰) que permanecem estáveis na maior parte desta sequência. Este intervalo tem sido interpretado como a

recuperação de um cenário pós-glacial de efeito estufa de altas condições de $_p$ CO₂ atmosférico para condições climáticas mais estáveis impulsionadas pelo consumo de CO₂ através do intemperismo químico, com maior alcalinidade no oceano pós-glacial, como sugerido pela excursão positiva de δ^{44} Ca (Silva-Tamayo et al., 2010b, 2010a). Níveis extremamente altos de $_p$ CO₂ atmosférico têm sido considerados como o mecanismo responsável pelo aumento da temperatura atmosférica e o posterior derretimento global dos glaciares (Hoffman et al., 1998) o que, neste contexto pós-glacial poderia ser a causa da transgressão marinha que acompanha a transição dos intervalos CI-1 e CI-2.

Entretanto, outra possível interpretação, a qual é respaldada pelos isótopos de Sr (ver item 6.3), sugere uma conexão com os oceanos globais contemporâneo como resposta à transgressão marinha, permitindo a homogeneização isotópica (Paula-Santos et al., 2017). Neste sentido, esta ligação com o oceano contemporâneo teria favorecido a migração do fóssil índice *Cloudina* sp (idade máxima de 550-542 Ma, Grotzinger et al., 2000) reportado por (Warren et al., 2014) na sequência do Bambuí. O fóssil *Cloudina* sp também tem sido reportado em outras bacias intracratônicas do Gondwana ocidental. Outro fato importante com relação aos valores de δ^{13} C próximos a 0 ‰ acompanhados de valores de δ^{18} O próximos de -7 e -8 ‰, é a coincidência destes com os valores reportados como representativos para esta Era (e.g Kah, 2000).

Como já mencionado, o limite do intervalo CI-2 para CI-3 coincide com o limite entre as duas primeiras sequências de 2^a ordem do Grupo Bambuí. Nesta seção, o limite está marcado por uma brecha métrica, dolomítica clasto-suportada ligada à exposição subaérea (Kuchenbecker et al., 2011) que marca o raseamento máximo na sequência (Fig. 22). O intervalo CI-3 é caracterizado por uma forte excursão positiva nos valores de δ^{13} C, feição expressiva em toda a bacia (Santos et al., 2000; 2004), mas que ocorre de diferentes maneiras ao longo desta. Por exemplo, no norte e nordeste esta excursão alcança valores de δ^{13} C \geq +5 ‰ (Martins e Lemos, 2007); no sul começa com valores próximos de +2 ‰, com mudanças abruptas a > +12 ‰ (Vieira et al., 2007b; Paula-Santos et al., 2017), e na seção aqui estudada os valores de δ^{13} C variam de ~ +2 ‰ a valores próximos de +8 ‰. Neste sentido, esta transição tem sido interpretada como uma discordância regional, uma vez que também é marcada pela mudança na litologia, já que o CI-3 descrito por Paula-Santos et al. (2017) se apresenta com variações laterais de fácies e compreende as formações que são dominadas por material siliciclástico, pelitos e carbonatos escuros com estruturas sedimentares relativamente monótonas (Martins e Lemos, 2007).

A diferença desta excursão isotópica ao longo da bacia pode ser devida à heterogeneidade no preenchimento desta, fato que seria possível no contexto da dinâmica *forebulge-foredeep*, onde a taxa de sedimentação e o espaço de acomodação dos estratos varia conforme a posição destes na bacia e nos *grabens*, relacionados e/ou controlados pelas variações eustáticas do nível do mar. Na bacia *foreland* a competência entre os terrígenos com os carbonatos explicaria as aparentes variações laterais no posicionamento do depocentro deposicional da bacia (Martins e Lemos, 2007). Isto poderia depender do influxo de material siliciclástico na rampa, se este aumentar e o espaço de acomodação diminuir, o sistema de rampa poderia ter migrado até predominar a sedimentação siliciclástica, caso contrário o influxo de material siliciclástico não conseguiria ser suficiente para cessar a produção carbonática.

Em relação aos valores elevados de δ^{13} C várias são as interpretações possíveis se for considerado que a bacia se encontra em um estágio de restrição como resposta ao fechamento e perda da conexão com os oceanos contemporâneos, como sugerido pelos dados de isótopos de Sr (ver item 6.3). Neste contexto, a mudança no padrão de circulação, possivelmente de termohalina ineficiente para um mar estratificado com fundos anóxicos, favoreceria o potencial de preservação da matéria orgânica (Martins e Lemos, 2007). Os valores extremamente positivos poderiam estar associados ao soterramento de matéria orgânica (e.g Iyer et al., 1995; Santos et al., 2000; Martins e Lemos, 2007; Vieira et al., 2007b). Por outro lado, Birgel et al. (2015) demonstraram, com um exemplo análogo em estromatólitos modernos, que valores de δ^{13} C elevados não podem ser obtidos somente com soterramento da matéria orgânica, mas também através de um processo de fracionamento de C, tal como a degradação de matéria orgânica pela atividade archea através de metanogênese em ambientes anóxicos.

Assim, associando-se as características deste intervalo na seção, pode-se concluir que os elevados valores de δ^{13} C do intervalo CI-3 estão possivelmente associados à conservação e soterramento da matéria orgânica, somado à ação da metanogênese num cenário de bacia restrita, de ambiente anóxico em entornos rasos, como sugerido em trabalhos prévios realizados na Bacia do São Francisco (e.g Iyer et al., 1995; Santos et al., 2000; Martins e Lemos, 2007; Vieira et al., 2007b; Paula-Santos et al., 2017).

Os isótopos de oxigênio para esta seção não foram considerados na análise do ambiente paleodeposicional, uma vez que, como proposto por Kah (2000), os carbonatos pré-cambrianos dificilmente registram a composição da água do mar no momento da deposição, já que estes podem se alterar com maior facilidade. Porém duas características podem ser observadas (Fig.

22): i) na base da sequência no CI-1 os valores de δ^{18} O oscilam fortemente e estão associados com a dolomitização observada neste intervalo (ver item 6.1); e ii) no limite de sequências do topo, onde, apesar da ausência de minerais evaporíticos, altos valores de δ^{18} O (– 4,5‰) podem indicar um maior fracionamento isotópico, sugerindo condições evaporíticas nesses ambientes rasos.



Figura 20. Coluna estratigráfica com os perfis isotópicos de δ^{13} C, δ^{18} O e intervalos quimioestratigráficos (CI) para a Formação Sete Lagoas. As amostras em retângulos vermelhos foram analisadas por Kuchenbecker et al. (2016b). Caixas de cor cinza indicam possíveis perturbações nos valores de δ^{18} O.

6.3 Quimioestratigrafia isotópica de Sr

As razões obtidas para o CI-1 neste trabalho não são primárias nem representativas da água do mar no momento da deposição (> 0,7100), mas representativas de forte influência de águas continentais. Não obstante, Babinski et al. (2007) obtiveram perfis de Sr para os carbonatos da Formação Sete Lagoas inferior nas pedreiras Sambra e Tatiana no sul da bacia. Naquela região, reportaram um incremento nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7074 a 0,7081 e 0,7079 a 0,7082 em 10 e 3 metros em cada pedreira, respectivamente. O aumento da composição isotópica de Sr é covariante à excursão positiva de δ^{13} C de valores próximos a -3 ‰ para valores de +1 ‰ no CI-2. Mesmo que neste trabalho não tenham sido obtidas as razões de Sr representativas do CI-1, no seguimento da excursão do CI-1 para o CI-2a é possível observar que as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais radiogênicas (0,7101 no CI-1) vão retornando para razões menos radiogênicas, próximas a 0,7081, no CI-2a (Fig. 24). Paula-Santos et al. (2017) reportaram razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr próximas a 0,7082 que persistiam em todo o CI-2, sendo estes valores típicos do Ediacarano tardio (Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2010), os quais estariam de acordo com a presença do fóssil índice Cloudina sp. reportado para a Formação Sete Lagoas (Warren et al., 2014) e com as idades U-Pb de zircões detríticos de 560 Ma obtidas por Paula-Santos et al. (2015). O efeito da covariação entre o CI-1 e o CI-2, tanto dos valores de δ^{13} C quanto nas razões 87 Sr/ 86 Sr, pode ser decorrente da transgressão marinha que inundou a bacia após a glaciação e que possibilitou uma maior conexão com o oceano contemporâneo, permitindo a homogeneização isotópica (Paula-Santos et al., 2017). A transgressão marinha que acompanha a evolução destes estágios (CI-1 e CI-2a) teria estabelecido uma ligação entre as bacias intracratônicas no Gondwana Ocidental (Warren et al., 2014).

Na seção estudada as razões isotópicas que registrariam tal ligação encontram-se no intervalo CI-2a, com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7081 e 0,7087 (Fig. 24). Este intervalo é definido como o intervalo de conexão que permitiu a homogeneização geoquímica e isotópica na bacia (Paula-Santos et al., 2017) uma vez que também é acompanhado por um platô nos valores de δ^{13} C com valores próximos a 1‰. O ambiente tectônico no qual este intervalo foi desenvolvido indica que a bacia estava circundada por cinturões orogênicos já edificados ou em processo de edificação: tendo a Faixa Brasília a oeste (Pimentel, 2016), a Faixa Araçuaí a leste (Pedrosa-Soares et al., 2011a,b), no norte as faixas Sergipana (D'el-Rey Silva, 1995; Oliveira et al., 2010), Riacho do Pontal (Caxito et al., 2014b) e Rio Preto (Caxito et al., 2014a) e no sul o cinturão Ribeira (Heilbron et al., 2008;Meira et al., 2015). Estas faixas colocam a Bacia do São

Francisco no centro do continente Gondwana neste período. Neste contexto, a bacia não tinha conexão direta com o oceano aberto, o que implica que a ligação com águas marinhas contemporâneas para ter a homogeneização isotópica, poderia ter ocorrido através de outras bacias gondwânicas, que tinham uma conexão maior com o oceano. Paula-Santos et al. (2017) tentaram reconstruir o possível cenário de conexão da bacia, sugerindo que provavelmente tal ligação estaria localizada no nordeste da bacia, onde a via marítima teria acontecido através da Faixa Paraguai Sul (Meira et al., 2015; Fig. 23). Porém, como apontado por esses autores, o arcabouço tectônico que conecta as diferentes bacias marinhas no Gondwana Ocidental ainda necessita de maiores pesquisas.

O Mar Mediterrâneo pode ser um possível análogo atual ao período de conexão e homogeneização isotópica da Bacia do São Francisco. Kuznetsov et al. (2012) demonstraram uma possível conexão do Mar Mediterrâneo com o oceano Atlântico, isto a partir de análises de isótopos de Sr. Estes autores conseguiram testar que as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr do mar e do oceano eram idênticas, concluindo que mesmo a abertura sendo estreita, e de relativamente curta duração, ela é suficiente para obter a homogeneização isotópica entre o oceano aberto e o mar marginal.



Figura 21. Mapa do Gondwana ocidental (550-542 Ma), exibindo o possível cenário de conexão da Bacia do São Francisco com outras bacias gondwânicas durante o intervalo CI-2 que permitiu a homogeneização isotópica e a possível migração (?) do fóssil índice *Cloudina* sp (Extraído de Paula-Santos et al., 2017).

Paula-Santos et al. (2017) propuseram que a conexão da Bacia do São Francisco com vias marítimas contemporâneas permaneceu ao longo de todo o intervalo CI-2, que é acompanhado de razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ~ 0,7082 e a presença do fóssil índice *Cloudina* sp, que poderia ter migrado

quando a ligação foi estabelecida. Conforme estes autores a transição CI-2 para CI-3, a qual coincide com o limite das sequências basal e a sobreposta de 2^a ordem, marca também o final da conexão e o início de um cenário de mar restrito. Além disso, propuseram que o decréscimo das razões 87 Sr/ 86 Sr no CI-3 eram concomitantes com o aumento nos valores de δ^{13} C para tal intervalo (Fig. 24). Entretanto, os dados isotópicos obtidos neste trabalho e aqueles previamente obtidos por Kuchenbecker et al (2016b) revelam que as variações das razões 87 Sr/ 86 Sr antecede à excursão dos valores de δ^{13} C não são concomitantes, pois a queda das razões 87 Sr/ 86 Sr antecede à excursão positiva de δ^{13} C. Isso sugere que a restrição na bacia pode ter começado ainda no intervalo CI-2 (i.e. sequência basal), e não no CI-3 como proposto por Paula-Santos et al. (2017) (Fig. 24).

Sendo assim, o intervalo que marca o começo da restrição corresponderia ao CI-2b deste trabalho, onde o enriquecimento da concentração de Sr é outra característica importante. Apesar do fóssil *Cloudina* sp, não ter sido encontrado na seção Arcos, Caetano-Filho et al. (2019), baseados em correlações estratigráficas e quimioestratigráficas (i.e. estratigrafia de sequências e quimioestratigrafia de C), apontaram que a seção Januária, que representa o intervalo em que *Cloudina* sp foi reportada (Warren et al., 2014; Perrella et al., 2017), é correlacionável com o trato de sistema de mar alto final, isto é, o estágio CI-2b deste trabalho no segmento intermediário da Formação Sete Lagoas (Fig. 25). A presença do fóssil neste intervalo poderia indicar que a perda de conexão não foi abrupta, podendo ter conexões intermitentes por curtos períodos nos quais a migração de fauna seria possível. A homogeneização isotópica com o reservatório geoquímico e isotópico global poderia ser menos efetiva dada à ineficiente circulação termohalina que seria decorrente do começo da restrição.

As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ao longo do CI-2b diminuem de 0,7081 para 0,7075. Comparando estas variações com as curvas de evolução de Sr no oceano global é evidenciado que estas razões não coincidem com aqueles esperados para o limite Ediacarano-Cambriano (Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2010). Contudo, como observado por Paula-Santos et al. (2017), razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menos radiogênicas são características comuns nos carbonatos ediacaranos do Gondwana Ocidental e muitos reportam ocorrências de *Cloudina* sp (e.g Formação Polanco, Grupo Arroyo del Soldado, Cráton Rio de la Plata; Gaucher et al., 2005; 2009; Grupo Sierras Bayas, Kawashita, 1996).



Figura 22. Coluna estratigráfica e subdivisão por intervalos quimioestratigráficos baseada nos isótopos de C e Sr e concentrações de Sr. Retângulos vermelhos correspondem às amostras analisadas por Kuchenbecker et al. (2016b). Incorporações de Sr associadas com possíveis afogamentos (seta azul) e raseamentos (setas verdes) na bacia.

Outro fato importante observado no CI-2b é o evidente aumento das concentrações de Sr. Tal enriquecimento parece ser uma característica geoquímica comum em depósitos carbonáticos com presença de *Cloudina* sp ao redor do mundo (Formação Dengying no Sul da China; Sawaki et al., 2010; Cui et al., 2016; Grupo Nama, Namíbia; Ries et al., 2009; Wood et al., 2018; Formação Tamengo, centro-oeste do Brasil;Simon, 2007; Boggiani et al., 2010; Grupo Arroyo del Soldado; Uruguai; Gaucher et al., 2009). Cui et al. (2016) interpretaram este enriquecimento como um período de alta alcalinidade e condições favoráveis à biomineralização calcária. Para a Bacia do São Francisco a alta alcalinidade, e possivelmente um estágio aragonítico, podem ser causados pela restrição progressiva da bacia, podendo explicar o aumento da incorporação de Sr em minerais carbonáticos. Entretanto, qualquer que seja a causa do enriquecimento de Sr e da maior incorporação deste elemento nos minerais das rochas, é evidente que podem indicar maiores alterações paleoambientais e consequentemente nos ciclos geoquímicos na bacia (Caetano-Filho et al., 2019).

A restrição que resultaria na falta de ligação do mar epicontinental da Bacia do São Francisco com outras bacias gondwânicas ou com o oceano contemporâneo, estaria registrada a partir do estágio CI-2b e continuaria em todo o CI-3. O início do CI-3, que corresponde à Formação Sete Lagoas superior e à segunda sequência do Bambuí de 2^a ordem, apresentam razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr próximas a 0,7075 (Paula-Santos et al., 2017). Esta segunda sequência é dominada por sedimentos siliciclásticos e terrígenos que tendem a aumentar para o topo, possivelmente associados ao avanço das frentes orogênicas e a combinação com outros controles deposicionais que favorecem a deposição de sequências mistas de carbonatos e siliciclásticos (Reis e Suss, 2016). Dados obtidos em zircões detríticos revelaram para o CI-2 fontes variando de Arqueano a Toniano, enquanto que para o CI-3 houve uma evidente mudança na fonte, com aportes predominantemente ediacaranos (Pimentel et al., 2011; Paula-Santos et al., 2015). Valores elevados de δ^{13} C (> 10 ‰) permanecem para as rochas da segunda sequência, podendo ser relacionados com a restrição permanente, provavelmente impulsionada pela aglutinação final do Gondwana (Paula-Santos et al., 2017).

Para o CI-3 registrado na seção estudada, há duas amostras com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7080 e 0,7085 (Fig. 24 e 25), sendo estes valores considerados representativos da água do mar (ver item 6.1). Algumas seções deste intervalo estudadas por Paula-Santos et al. (2017) apresentam razões similares como as obtidas neste trabalho, mesmo que algumas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais radiogênicas que foram considerados aqui, não tenham sido considerados por estes autores. Porém é importante destacar que todas as razões obtidas neste trabalho para o intervalo CI-3,

grupo 2, e possivelmente aquelas obtidas por esses autores, representam a química da água do mar. As amplas variações das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr não são coerentes com as premissas oceânicas modernas, apontando assim para um reservatório menor de Sr e apoiando o caráter restrito do Grupo Bambuí desde sua sequência basal. As amplas e relativamente rápidas variações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr observadas nos intervalos CI-2b e CI-3 (0,7075 – 0,7085; Fig. 24) não são concordantes com os modelos oceanográficos modernos, considerando o longo tempo de residência do Sr no oceano homogeneizado. Em contrapartida, variações cíclicas de similar magnitude, são frequentemente reportadas para ambientes restritos, dado o menor tamanho do reservatório, tempo de residência e a predominância de controles locais (e.g. Doebbert et al., 2014; Pietzsch et al., 2018).

A Figura 25 apresenta o perfil⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtido neste trabalho confrontado com aquele fornecido por Paula-Santos et al. (2017). As principais características para cada intervalo são apresentadas, assim como uma nova proposta de subdivisão dos intervalos baseados nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que apoiam a restrição da bacia.



Figura 23. Coluna estratigráfica e subdivisão por intervalos quimioestratigráficos (CI) com as principais características de cada CI, comparando-os com o perfil 87Sr/86Sr obtido por Paula-Santos et al., (2017) (reta em vermelho). Notar que a queda nas razões isotópicas de Sr antecede a excursão positiva dos isótopos de C reportado para o CI-3. Retângulos em vermelho são dados de Kuchenbecker et al. (2016b).

6.4 Significado e implicações das variações seculares das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr nos carbonatos da Formação Sete Lagoas

Os dados de alta resolução deste trabalho permitem caracterizar as variações seculares dos isótopos de Sr. Os estágios CI-2b e CI-3 na seção Arcos se mostraram oportunos para realizar novas inferências na evolução tectono-sedimentar do Grupo Bambuí.

Nos intervalos CI-2b e CI-3 já são observados indícios da restrição da bacia, pela marcante variação das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, com flutuações entre 0,7075 e 0,7085, que, mesmo atendendo aos critérios geoquímicos de preservação de assinatura marina primária (ver item 6.1), não correspondem às propostas pelas curvas globais de evolução do Sr para o Ediacarano tardio (e.g. Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2010). Outro fator importante a ser considerado é que, como mostrado no item 6.3, o CI-2b apresenta um enriquecimento no conteúdo de Sr da base para o topo alcançando valores de até 3950 ppm, o que reflete uma maior concentração de Sr no meio aquoso e incorporação deste nos minerais carbonáticos (Fig. 24), o qual é observado a nível bacinal (Caetano-Filho et al., 2019).

Associações feitas entre os ambientes, condições e processos que geram enriquecimento de Sr ou incorporação deste na calcita são debatidos. Alguns autores apontam que existe uma relação entre as fácies de carbonatos ricos em Sr com ambientes hipersalinos, restritos e pouco profundos (e.g. Veizer e Demovic, 1974; Pietzsch et al., 2018), outros associam esses enriquecimentos com condições aragoníticas (e.g. Veizer e Demovic, 1974; Cui et al., 2016; Wood et al., 2018). Segundo Kah et al. (2012) as concentrações elevadas de Sr sugerem que a aragonita ocorria na fase primária de precipitação ou que haviam fluidos com concentrações elevadas de Sr que, nesse caso, seriam fluidos marinhos evaporíticos. Porém, outros processos poderiam ser responsáveis pela incorporação de Sr na calcita sem a necessidade de um precursor aragonítico, como por exemplo , em condições de rápida precipitação calcítica (e.g. Morse e Bender, 1990; Cui et al., 2016). Condições de alta alcalinidade também são sugeridas como favoráveis ao enriquecimento de Sr (Cui et al., 2016).

A hipótese de que o Grupo Bambuí, a partir da Formação Sete Lagoas intermediária, tenha se depositado numa bacia restrita e epicontinental (intracratônica) é proposta por alguns trabalhos (e.g. Paula-Santos et al., 2017; Caetano-Filho et al., 2019; Hippertt et al., 2019). Como discutido por Caetano-Filho et al. (2019), condições de hipersalinidade são difíceis de interpretar na

ausência de minerais evaporíticos, ainda que Reis e Suss, (2016) tenham reportado a presença de pseudomorfos de sal na parte superior da seção denominada Well 1, no limite da sequência 1, que coincide com os limite das sequências de 2ª ordem e dos intervalos CI-2b e CI-3 deste trabalho. A este limite, também estão associadas composições isotópicas de oxigênio mais pesadas, possivelmente resultado de maiores taxas de evaporação (Fig. 22). O aumento das concentrações de Sr poderia ainda estar relacionado a condições aragoníticas no estágio CI-2b; tais condições seriam compatíveis com as fácies mais rasas deste intervalo associadas com oólitos (e.g. Caetano-Filho et al., 2019). Um cenário de alta concentração de Sr, alta alcalinidade e alta taxa de precipitação de carbonato também é provável para o Grupo Bambuí, como proposto por estudos anteriores realizados na bacia (Paula-Santos et al., 2017, 2018).

O entendimento do Sr no sistema (e.g. oceano) fornece informações sobre os processos que controlam as variações nas fontes ao decorrer do ciclo hidrológico (Banner, 2004). Além do oceano, o Sr encontra-se presente em outras fontes, tais como: i) chuva, ii) águas superficiais (e.g. rio) e iii) água subterrânea (Tabela 8). Há vários mecanismos pelos quais o estrôncio chega ao oceano, que é seu reservatório final, por exemplo, através dos rios ou pelo aporte de fluxo hidrotermal. Um dos mecanismos mais importantes é o fluxo fluvial, que através do intemperismo incorpora o Sr no ciclo hidrológico (Palmer e Edmond, 1989; Frank, 2002).

Tabela 9. Concentrações de Sr em diferentes fontes. (Modificado de Banner, 2004).

Elemento	Chuva (ppm)	Água de rio (ppm)	Água subterrânea (ppm)	Água do mar (ppm)	Crosta superior (ppm)	Folhelhos (ppm)	Rochas carbonáticas (ppm)	Tempo de residência (anos)	Tempo de mistura interoceânica (anos)
Sr	0.0001 0.0002	0.11	0.1–2000	8	316	250	500	5 × 106	1500

O estrôncio possui um tempo de residência na água do mar maior que o tempo necessário para a sua homogeneização gerada pela convecção termohalina, fazendo com que a composição isotópica de todos os carbonatos contemporâneos seja igual (Banner, 2004). Seguindo esta premissa, o mais coerente seria que os carbonatos dos estágios CI-2b e CI-3 continuassem registrando a razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr próxima a 0,7081, como é indicado antes da restrição da bacia (CI-2a). Porém, estes dados mostram fortes flutuações e é possível inferir que nesses estágios uma ou mais premissas do método pode ter sido limitada pelo começo da restrição. Sendo assim, é preciso avaliar as possíveis causas das variações seculares destes isótopos e do cenário deposicional, para contribuir no entendimento do comportamento deste sistema isotópico em um ambiente restrito.

Alguns processos que podem gerar ou influenciar as variações temporais nas composições isotópicas do Sr da água do mar incluem: i) circulação hidrotermal das dorsais mesooceânicas; ii) diagênese de sedimentos; iii) elevação tectônica; iv) mudanças na configuração dos continentes; v) mudanças no clima e no nível do mar; e vi) mudanças nos padrões de circulação oceânica (Palmer e Edmond, 1989; Banner, 2004). No contexto da Bacia do São Francisco, as duas primeiras alternativas parecem menos prováveis: i) devido à configuração tectônica da bacia, localizada no interior do continente Gondwana (intracratônicas e restrita), a geração de crosta oceânica e atividade hidrotermal seria improvável; ii) as análises do registro primário das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (item 6.1) descartaram a incorporação de Sr diagenético que pudesse influenciar essa razão nos intervalos CI-2b e CI-3. As outras opções parecem plausíveis quando são analisados os aportes que cada uma destas poderia fazer no sistema.

A geologia das regiões que são intemperizadas exerce um controle de primeira ordem nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que chegam ao oceano (e.g Wadleigh et al., 1985; Palmer e Edmond, 1992). Neste sentido, Paula-Santos et al. (2017) apontaram um cenário para a Bacia do São Francisco no qual as baixas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr do intervalo CI-3 seriam produto do intemperismo químico de carbonatos antigos que possuíam razões menos radiogênicas, representados pelos carbonatos paleoproterozoicos e mesoproterozoicos presentes na área do cráton e nos orógenos marginais (e.g. formações Gandarela, Fecho do Funil, Rio Pardo e o Grupo Paranoá).

Estes autores apresentam este cenário para o intervalo CI-3 que abarca a sequência superior da Formação Sete Lagoas e as formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. Não obstante, neste trabalho é evidenciado que estas razões menos radiogênicos já eram observadas desde o intervalo CI-2b, que também é correlacionável com o intervalo de *Cloudina* sp (Fig. 25). Como foi ressaltado no item 6.3, razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr pouco radiogênicas e intervalos enriquecidos em Sr são características comuns dos carbonatos ediacaranos portadores de *Cloudina* sp no Gondwana Ocidental (Paula-Santos et al., 2017; Caetano-Filho et al., 2019). A Formação Polanco, Grupo Arroyo del Soldado, no Cráton do Rio de la Plata, possui razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7080 e 0,7086 decrescendo para 0,7073 (Gaucher et al., 2009). A hipótese para explicar as baixas razões da Formação Polanco, contrasta com aquela defendida por Paula-Santos et al. (2017) para a Bacia do São Francisco. Gaucher et al. (2009) sustentam que estas razões menos radiogênicas teriam resultado de um aporte hidrotermal na bacia quando algumas áreas continentais estariam cobertas por geleiras, provavelmente durante a glaciação Gaskierana, enquanto que para a Bacia do São Francisco, dado seu caráter intracratônico e configuração tectônica no interior do Gondwana, foi descartada qualquer influência por atividade hidrotermal.

Para o Grupo Arroyo del Soldado, Aubet et al. (2012) propõem uma coluna de água estratificada durante a deposição dos carbonatos, além de atribuir efeitos diagenéticos para as composições mais variáveis dos isótopos de Sr. Este poderia ser também o caso para os carbonatos do Grupo Bambuí, porém, apenas a presença de ambiente de águas estratificadas não explicaria as razões menos radiogênicas (Paula-Santos et al., 2017) e efeitos digenéticos não foram observados nos carbonatos com baixas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (item 6.1).

Para o Grupo Sierras Bayas na Argentina razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr pouco radiogênicas, próximas de 0.7069, também são reportadas (Kawashita, 1996). No caso deste grupo tais razões são correlacionadas com idades entre 590 e 580 Ma, com base em "*Blind dating*" de C e Sr (Gómez Peral et al., 2007). Contudo, a presença de *Cloudina* sp nessa unidade (Gaucher et al., 2004) diverge da idade proposta. Um caso similar de "*Blind dating*" baseado nos isótopos de C e Sr ocorreu por muito tempo no Grupo Bambuí (e.g Misi et al., 2007; Caxito et al., 2012). Porém, a presença do fóssil índice *Cloudina* sp na parte intermediária da Formação Sete Lagoas alertou sobre o possível problema do uso da quimioestratigrafia isotópica como ferramenta de correlação global ou datação indireta sem uma prévia avaliação, tanto do contexto geoquímico quanto do paleogeográfico (Paula-Santos et al., 2017).

Considerando que a composição isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr nos oceanos antigos é avaliada com base no ciclo geoquímico atual, é frequentemente assumido que a composição isotópica de Sr no oceano se encontra em equilíbrio com as fontes (e.g. rios, hidrotermal), já que estas estariam conectadas e bem misturadas garantindo a homogeneização isotópica (Frank, 2002). No entanto isto não se cumpriria para a Bacia do São Francisco, onde o ambiente restrito poderia ter desencadeado uma circulação termohalina ineficiente, decorrendo em água do mar estratificada, anóxica e mal homogeneizada.

Para os estágios CI-2b e CI-3 o reservatório seria o mar epicontinental restrito, um reservatório menor do que o oceano assumido nos modelos, onde as fontes principais responsáveis pelas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr seriam os rios que lixiviavam os carbonatos antigos, com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr pouco radiogênicas, e com algum aporte de sedimentos siliciclásticos com razões mais radiogênicas, provenientes dos orógenos circundantes. Como discutido por Paula-Santos (2017), com base

em excursões isotópicas de δ^7 Li e δ^{26} Mg, a denudação das camadas de solo das áreas fonte, teria favorecido curtos períodos de intemperismo primário de silicatos. As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr poderiam variar entre mais radiogênicas por aportes de sedimentos siliciclásticos e menos radiogênicas por aportes dos carbonatos antigos, procurando o balanço das composições a serem homogeneizadas, permitindo assim, maiores flutuações como as observadas nos intervalos CI-2b e CI3. Sob este cenário, o tempo de residência deste elemento no mar estratificado e com ineficiente circulação termohalina da água na bacia deve ter sido bem menor do que o proposto para o mar atual. Adicionalmente, estas configurações restritas permitiram maiores variações das razões em um menor tempo, como pode ser observado na sequência basal do Bambuí (Fig. 26).

Doebbert et al. (2014) realizaram um estudo em uma bacia lacustre da Formação Green River e verificaram que períodos de restrição na bacia poderiam resultar em altas concentrações de Sr nos sedimentos autigênicos devido à evaporação. O Sr em carbonatos lacustres apresenta tempos de residência da ordem de 10^3 e 10^4 anos e, como consequência, podem registrar maiores variações nas razões ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ (de ~ 0,004) preservando o predomínio de condições locais. Estes autores também apontaram que o volume e a área do reservatório (no caso o lago) eram parâmetros importantes para entender o comportamento do Sr no sistema, onde o comportamento do elemento poderia mudar se as condições hidrológicas eram abertas ou restritas. Este modelo poderia ser um análogo para os carbonatos do Grupo Bambuí, no qual a água do mar na bacia restrita se comportaria como um reservatório menor, como o do lago com menor tempo de residência do Sr, e que consegue registrar maiores variações como aquelas observadas nos intervalos CI-2b e CI-3. As variações nas composições isotópicas de Sr poderiam estar condicionadas pelas mudanças do nível do mar. Neste sentido, variações tectônicas (subsidência da bacia), climáticas (nível do mar) e hidrológicas (tipo de rocha lixiviada), teriam um papel fundamental nos controles paleohidrológicos, prevalecendo aqueles locais ou regionais, sobre os globais (Pietzsch et al., 2018).

Mudanças no nível do mar podem resultar em alterações na concentração do Sr na água do mar. Stoll e Schrag, (1996;1998) propõem que um aumento no influxo de Sr durante quedas do nível do mar, devido à exposição e intemperismo das plataformas de carbonato aragonítico ricas em Sr, poderiam ter diminuído o tempo de residência para 2 - 3 Ma. Isto seria possível já que a composição isotópica no oceano estaria em desiquilíbrio em relação às fontes do Sr (e.g. rios), e as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr da água do mar estariam diminuindo ou aumentando para alcançar um novo valor médio (Stoll e Schrag, 1998). No contexto de bacia restrita, isto se torna ainda mais provável por ter uma circulação termohalina ineficiente e, portanto, falta de homogeneização isotópica.

Ruppel et al. (1996) reportaram que grandes flutuações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de rochas silurianas eram cíclicas e poderiam estar relacionadas com subidas e quedas no nível do mar. Mudanças rápidas no influxo de Sr durante as quedas do nível do mar estariam dadas pela exposição da plataforma aragonítica e a subsequente maior incorporação de Sr. Estes autores propõem que o tempo de mistura do mar pode ter atuado diferente, alterando o tempo de homogeneização do Sr na água do mar e permitindo maiores variações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Tais mudanças no nível do mar poderiam ser decorrentes de mecanismos tectonoeustaticos, que no caso do Grupo Bambuí, poderia ser possível pela dinâmica *forebulge-foredeep*.

Uma forte relação entre o sistema progradacional e a concentração de Sr é observada na seção de Arcos neste estudo. O aumento nas concentrações de Sr é observado no intervalo CI-2b principalmente nos níveis oolíticos (Fig. 26). É interessante observar que talvez as alterações isotópicas de Sr estejam relacionadas aos ciclos estratigráficos de ordens menores e às variações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr registradas na seção. Tais variações poderiam ter sido registradas com as mudanças no nível do mar e as subsequentes incorporações de Sr. Como observado na Fig. 26, as variações seculares dos isótopos de Sr estariam ligadas às concentrações de Sr relacionadas com afogamentos e raseamentos da bacia. O afogamento resultaria em menores concentrações de Sr e, por conseguinte, razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais radiogênicas, enquanto que o raseamento apontaria para maiores incorporações de Sr, refletidas em razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menos radiogênicas. Como analisado por Paula-Santos (2017) o decréscimo das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr poderia ser resultado da maior participação de influxo de Sr oriundo dos carbonatos em relação aos silicatos, dado o decréscimo do intemperismo de silicatos das áreas fonte para a bacia.

As variações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e sua relação com os processos da dinâmica *forebulge-foredeep* na bacia são um tema interessante. É preciso realizar maiores pesquisas que permitam correlacionar os ciclos estratigráficos menores com as variações seculares dos isótopos de Sr. Abordagens futuras no Grupo Bambuí deveriam focar na integração de diferentes ferramentas tanto sedimentológicas, quanto geoquímicas, para melhor compreender as variações isotópicas em ciclos de maiores ordens. Uma correta avaliação estratigráfica e o entendimento das configurações paleogeográficas permitiriam avaliar os controles de deposição locais,

diferenciando-os daqueles globais. As suposições baseadas no modelo oceanográfico moderno para o Sr não contemplam este tipo de bacia epicontinental restrita, onde controles locais no ciclo paleohidrológico poderiam resultar em grandes variações dos isótopos de Sr ao longo da estratigrafia (e.g. Doebbert et al., 2014; Pietzsch et al., 2018).

Finalmente, a análise das possíveis causas das variações das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr nos intervalos CI-2b e CI-3 da Formação Sete Lagoas permite sugerir uma série de causa-efeito. Como consequência do soerguimento dos orógenos circundantes, a restrição da bacia fez com que os controles locais/regionais no ciclo paleohidrológico prevalecessem sobre aqueles globais. O mar epicontinental restrito, com uma circulação termohalina ineficiente levaria que o reservatório estivesse ligado às entradas dos diferentes afluentes (e.g rios e plataforma exposta) e as concentrações de Sr que estes aportassem. As incorporações de Sr mudariam de acordo com a subida e quedas no nível do mar e as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr flutuariam para alcançar um equilíbrio. Isto poderia potencialmente alterar o tempo de mistura nas águas estratificadas e com pouca circulação termohalina o que levaria a uma homogeneização isotópica ineficiente, decorrendo em variações no tempo de residência do Sr no oceano, permitindo maiores variações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr em relativamente pouco tempo ao longo da estratigrafia.

O exemplo da Bacia do São Francisco serve para alertar para que haja um especial cuidado ao fazer correlações globais ou interbacinais, ou mesmo datações relativas com base nos isótopos de Sr, no contexto de bacias restritas (Kuchenbecker et al., 2016b; Guacaneme et al., 2017; Paula-Santos et al., 2017; Caetano-Filho et al., 2019), mas não invalida a utilidade destes isótopos para a identificação e avaliação de mudanças tectônicas e climáticas através da história da Terra (Paula-Santos et al., 2017).



Figura 24. Coluna estratigráfica com as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, as concentrações de Sr (ppm) e as tendências retrogradacionais-progradacionais para a Formação Sete Lagoas. Possíveis ciclos estratigráficos de ordens menores que são registrados na sequência e que estão relacionados com os a afogamentos (seta azul) e raseamentos (seta verdes) na bacia. Retângulos em vermelho são dados de Kuchenbecker et al. (2016b).

7. CONCLUSÕES

A partir de um furo de sondagem de aproximadamente 175 m, proveniente da região de Arcos (MG), foi possível o estudo e a realização de análises petrográficas, geoquímicas (elementos maiores e traços) e isotópicas (C, O, Sr) da Formação Sete Lagoas que forneceram novas informações sobre os processos tectônicos e climáticos atuantes e sua influência na deposição dos carbonatos desta formação.

Com base nos isótopos de carbono foi possível identificar os três intervalos quimioestratigráficos (*chemostratigraphic intervals*- CI) previamente propostos para o Grupo Bambuí. Cada um destes marca diferentes eventos que evidenciam a evolução da Bacia do São Francisco. Também é proposta uma mudança neste modelo de subdivisão dos CI em função do comportamento dos isótopos de Sr ao longo da seção. Observa-se que a queda nas razões isotópicas de Sr antecede a excursão positiva de δ^{13} C registrada no CI-3, além das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr apresentarem variações significativas ao longo dos intervalos CI-2b e CI-3.

O CI-1, que compreende os carbonatos da sequência basal do Grupo Bambuí, apresenta uma excursão negativa no início da sucessão com valores de δ^{13} C variando de -3 a -5 ‰, seguido por uma excursão positiva para valores próximos a 0 ‰, marcando a mudança na bacia de um ambiente restrito, pouco profundo e dominado pela entrada de água doce, para uma bacia conectada com os oceanos contemporâneos na transição para o CI-2. As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr deste intervalo encontram-se alteradas, extremadamente radiogênicas (> 0,7100) e não representam a assinatura da água do mar no momento da deposição e sim ampla influência de águas continentais. O CI-2 corresponde às sequências inferior e intermediária da Formação Sete Lagoas e pode ser dividida em dois intervalos. Um primeiro intervalo denominado CI-2a, com valores de δ^{13} C ao redor de 1 ‰ e razões 87 Sr/ 86 Sr ~ 0,7081, que registra o início da conexão entre a Bacia do São Francisco com outras bacias do Gondwana, através de uma via marítima gerada pela transgressão marinha, a qual permitiu a homogeneização isotópica. O segundo intervalo é identificado como CI-2b, correlacionável ao intervalo de ocorrência de Cloudina sp no norte da bacia, e apresenta um forte enriquecimento nas concentrações de Sr. O CI-2b marcaria o início da restrição da Bacia do São Francisco e a perda da homogeneização isotópica com o reservatório global, resultando em amplas variações nas razões 87Sr/86Sr, variando de 0,7075 a 0,7081, enquanto os valores de δ^{13} C permanecem próximos de +1 ‰. Finalmente o intervalo CI-3, o qual corresponde à Formação Sete Lagoas Superior e às formações Serra da Santa Helena e Lagoa do Jacaré e, por conseguinte à segunda sequência de 2^a ordem do Bambuí, é definido pela excursão positiva de δ^{13} C que aumenta a +2‰ até +8‰ e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7080 e 0,7085 que continuariam registrando a ausência de conexão da bacia com o oceano contemporâneo ou com as bacias gondwânicas. Estas fortes variações dos isótopos de Sr registradas nos intervalos CI-2b e CI-3 poderiam estar associados a distúrbios paleoambientais produzidos pela restrição contínua da bacia.

As variações seculares dos isótopos de Sr são a consequência de vários processos atuando na bacia. A restrição possivelmente foi causada pela elevação dos orógenos circundantes, então o ambiente, agora restrito, poderia ter desencadeado uma circulação termohalina ineficiente, gerando águas estratificadas e mal misturadas que afetaram os controles paleohidrológicos, prevalecendo os controles locais ou regionais sobre os globais. A homogeneização isotópica da água do mar epicontinental seria, nesse ambiente, causada pelas principais fontes entrando no mar restrito. No caso do Grupo Bambuí o intemperismo de carbonatos antigos somado a estágios de raseamento da bacia seriam responsáveis pelas razões menos radiogênicas, enquanto as razões mais radiogênicas estariam associadas com estágios de afogamento da bacia. Estes estágios seriam possíveis graças à dinâmica *forebulge-foredeep* na bacia de tipo *foreland*. Entretanto, trabalhos futuros em maior resolução são necessários para melhor compreensão dos controles responsáveis pela variação e aparente ciclicidade das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr na bacia.

A análise das razões isotópicas de Sr em maior resolução aqui apresentadas trazem uma abordagem interessante para o uso destes como ferramenta para inferências paleoambientais e alerta sobre o uso como método de datação indireta ou de correlação interbacinal em ambientes restritos. Nestes casos, desvios significantes podem ocorrer quando considerados modelos baseados no sistema oceânico moderno e curvas de evolução da água do mar globais.

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F.F., 2004, O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo, *in:* Geologia do Continentel Sul-Americano, p. 18– 35, doi:10.1017/CBO9781107415324.004.
- Alkmim, F.F., Chemale, F., Endo, I., 1996, A deformação das coberturas proterozoicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico: Revista Escola de Minas, v. 49, p. 22–38.
- Alkmim, F.F., e Martins-Neto, M.A., 2001, Bacia intracratonica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos, *in:* Martins-Neto, M.A. e Pinto, C. orgs., Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais, Belo Horizonte, SBG/MG.
- Alkmim, F.F., e Martins-Neto, M.A., 2012b, Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil: Marine and Petroleum Geology, v. 33, p. 127– 139, doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011.
- Almeida, D.E., 1977, O Craton do São Francisco: Revista Brasileira de Geociências, v. 7, p. 349–364, doi:10.5327/rbg.v7i4.128.
- Alvarenga, C.J.S., Giustina, M.E.S. Della, Silva, N.G.C., Santos, R.V., Gioia, S.M.C.L., Guimarães, E.M., Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2007, Variações de isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós glaciação Jequitaí (Esturtiano) na região Bezerra-Formosa, Goiás: Revista Brasileira de Geociências, v. 34, p. 999–1007.
- 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, doi:10.1016/j.precamres.2014.06.011.
- Asmerom, Y., Jacobsen, S.B., Knoll, A.H., Butterfield, N.J., Swett, K., 1991, Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 55, p. 2883–2894, doi:10.1016/0016-7037(91)90453-C.
- Aubet, N.R., Pecoits, E., Bekker, A., Gingras, M.K., Zwingmann, H., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Konhauser, K.O., 2012, Chemostratigraphic constraints on early Ediacaran carbonate ramp dynamics, Rio de la Plata craton, Uruguay: Gondwana Research, v. 22, p. 1073–1090, doi:10.1016/j.gr.2012.03.011.
- Babinski, M., Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., 2007, Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events:

Terra Nova, v. 19, p. 401–406, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00764.x.

- Banner, J.L., 2004, Radiogenic isotopes: Systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy: Earth-Science Reviews, v. 65, p. 141–194, doi:10.1016/S0012-8252(03)00086-2.
- Banner, J.L., e Hanson, G., 1990, Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 54, p. 3123–3137, doi:10.3382/ps.0731813.
- Baptista, M.C., 2004, Estratigrafia e evolução geológica da região de Lagoa Formosa (MG). Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG).: 116 p.
- Barbosa, O., Braun, O.P., Dyer, R., Cunha, C.A.B., 1970, Geologia do Triângulo Mineiro, Boletim 136. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro.
- Barbosa, J.S.F., e Sabaté, P., 2004, Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features: Precambrian Research, v. 133, p. 1–27, doi:10.1016/j.precamres.2004.03.001.
- Birgel, D., Meister, P., Lundberg, R., Horath, T.D., Bontognali, T.R.R., Bahniuk, A.M., de Rezende, C.E., Vasconcelos, C., Mckenzie, J.A., 2015, Methanogenesis produces strong ¹³C enrichment in stromatolites of Lagoa Salgada, Brazil: A modern analogue for Palaeo-/Neoproterozoic stromatolites? Geobiology, v. 13, p. 245–266, doi:10.1111/gbi.12130.
- Boggiani, P.C., Gaucher, C., Sial, A.N., Babinski, M., Simon, C.M., Riccomini, C., Ferreira, V.P., Fairchild, T.R., 2010, Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve: Precambrian Research, v. 182, p. 382–401, doi:10.1016/j.precamres.2010.06.003.
- Brito-Neves, B., Campos-Neto, M., Fuck, R., 1999, From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage: Episodes, v. 22, p. 155–166, doi:10.17576/mjas-2018-2203-22.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B., 1982, Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time.: Geology, v. 10, p. 516–519, doi:10.1130/0091-7613(1982)10<516:VOSSTP>2.0.CO;2.
- Caetano-Filho, S., Paula-Santos, G.M., Guacaneme, C., Babinski, M., Bedoya-Rueda, C., Peloso, M., Amorim, K., Afonso, J., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Trindade, R.I., 2019, Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambuí Group, Brazil): Precambrian Research, v. 331, p. 105365, doi:10.1016/j.precamres.2019.105365.

- Campos-Neto, M., 2000, Orogenic systems from SW-Gondwana: an approach to Braziliano-Pan African cycle and orogenic collage in SE-Brazil, *in:* Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, v. 1, p. 335–365.
- Canfield, D.E., Poulton, S.W., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., Ross, G., Goldberg, T., Strauss, H., Hill, T., 2008, Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry: Science, v. 321, p. 949–953.
- Canfield, D.E., Poulton, S.W., Narbonne, G.M., 2007, Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life: Science, v. 315, p. 92–96.
- Castro, P.T.A., e Dardenne, M.A., 2000, The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwestern domain of the São Francisco Craton, Brazil: Revista Brasileira de Geociências, v. 30, p. 439–441.
- Catuneanu, O, 2018, First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, dynamic loading, and sedimentation: Journal of Geodynamics, p. 1–9, doi:10.1016/j.jog.2018.03.001.
- Caxito, F.A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Uhlein, A., 2014a, Detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil: Gondwana Research, v. 26, p. 741–754, doi:10.1016/j.gr.2013.07.007.
- Caxito, F.A., Frei, R., Uhlein, G.J., Gonçalves Dias, T., Arting, T.B., Uhlein, A., 2018, Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic Oxygenation Event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil: Chemical Geology, v. 481, p. 119–132, doi:10.1016/j.chemgeo.2018.02.007.
- Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Gonçalves Dias, T., 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.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Stevenson, R., Uhlein, G.J., 2014b, Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil: Geology, v. 42, p. 387–390, doi:10.1130/G35479.1.
- Chang, H., Miranda, F., Magalhães, L., Alkmim, F., 1988, Considerações sobre a evolução tectônica da bacia do São Francisco. In: Proceedings of the 35th Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG): , p. 2076–2090.
- Chiavegatto, J.R., 1992, Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozoico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco: Dissertação de mestrado: Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).

- Clark, I., 2015, Groundwater geochemistry and isotopes: CRC Press, 1–438 p., doi:10.1201/b18347.
- Coelho, J.C., Martins-Neto, M.A., Marinho, M.S., 2008, Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozoica do São Francisco: Revista Brasileira de Geociências, v. 38, p. 149–165, doi:10.1306/74D715C3-2B21-11D7-8648000102C1865D.
- Corfield, R.M., 1994, Palaeocene oceans and climate: An isotopic perspective: Earth Science Reviews, v. 37, p. 225–252, doi:10.1016/0012-8252(94)90030-2.
- Costa, M.T., e Branco, J.J., 1961, Roteiro para excursão Belo Horizonte-Brasília In: Congresso Brasileiro de Geologia, 14. v 15: , p. 25.
- Cruz, S., e Alkmim, F.F., 2006, The Tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region, Eastern Brazil: Annals of the Brazilian Academy of Sciences, v. 78, p. 151–173.
- Cui, H. et al., 2016, Environmental context for the terminal Ediacaran biomineralization of animals: Geobiology, v. 14, p. 344–363, doi:10.1111/gbi.12178.
- D'el-Rey Silva, L.J., 1995, Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil: Revista Brasileira de Geociencias, v. 25, p. 315–332.
- Dardenne, M.A., 1978, Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central.: Anais do XXX Congreso Brasileiro de Geologia, Recife, v. 2, p. 597–600.
- Dardenne, M., Pimentel, M., Alvarenga, C.J., 2003, Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitaí, Vazante and Ibiá groups: Implications for the evolution of The Brasília Belt. In: Boletim de Resumos of the 9th Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos: , p. 47–49.
- DePaolo, D.J., e Ingram, B.L., 1985, High-resolution stratigraphy with strontium isotopes: Science, v. 227, p. 938–941, doi:10.1126/science.227.4689.938.
- Derry, L.A., 2010, A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly: Earth and Planetary Science Letters, v. 294, p. 152–162, doi:10.1016/j.epsl.2010.03.022.
- Derry, L.A., Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., 1992, Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 56, p. 1317–1329, doi:10.1016/0016-7037(92)90064-P.

- Doebbert, A.C., Johnson, C.M., Carroll, A.R., Beard, B.L., Pietras, J.T., Rhodes Carson, M., Norsted, B., Throckmorton, L.A., 2014, Controls on Sr isotopic evolution in lacustrine systems: Eocene green river formation, Wyoming: Chemical Geology, v. 380, p. 172–189, doi:10.1016/j.chemgeo.2014.04.008.
- Dunham, R., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *in:* Classification of carbonate rocks, American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108–121.
- Falkowski, P.G., 2012, The global Carbon cycle: biological processes, *in:* Knoll, A.H., Canfield, D.E., e Konhauser, K.O. orgs., Fundamentals of Geobiology, Blackwell Publishing Ltd, p. 5–19.
- Figueiredo, M.F., 2006, Quimioestratigrafia das rochas ediacarianas do extremo norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso. Dissertação de mestrado.Universidade de São Paulo, 119 p.
- Flügel, E., 2004, Microfacies of Carbonates rocks. Analysis, Interpretation and Application: Berlin Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, 976 p.
- Fölling, P.G., e Frimmel, H.E., 2002, Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa: Basin Research, v. 14, p. 69– 88, doi:10.1046/j.1365-2117.2002.00167.x.
- Fragoso, D.G.C., Uhlein, A., Destro, C.J.S., Suckau, L., Trópia, H.G.G., Faria, P.H., 2011, Geologia dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: registro deposicional do Neoproterozoico ao Neocretaceo da Bacia do São Francisco: Geonomos, v. 19, p. 28–38.
- Frank, M., 2002, Radiogenic isotopes: Tracers of past ocean circulation and erosional input: Reviews of Geophysics, v. 40, doi:10.1029/2000RG000094.
- Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J., 2012, Evolution of middle to Late Cretaceous oceans - A 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle.: Geology, v. 40, p. 107–110, doi:10.1130/G32701.1.
- Frimmel, H.E., 2009, Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator: Chemical Geology, v. 258, p. 338–353, doi:10.1016/j.chemgeo.2008.10.033.
- Gaucher, C., Poire, D., Gómez Peral, L., Chiglino, L., 2005, Litoestratigrafia, bioestratigrafia y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cambrico del Craton del Rio de la Plata (Uruguay y Argentina).: Latin American Journal of Sedimentology and Basin analysis, v. 12, p. 145–160.

- Gaucher, C., Sial, A.N., Blanco, G., Sprechmann, P., 2004, Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications: Gondwana Research, v. 7, p. 715–730, doi:10.1016/S1342-937X(05)71058-3.
- Gaucher, C., Sial, A.N., Poiré, D.G., Gómez Peral, L., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., 2009, Chemostratigraphy, Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata paleocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.), Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwertern Gondwan: 115–122 p., doi:10.1016/S0166-2635(09)01607-7.
- Gómez Peral, L.E., Poiré, D.G., Strauss, H., Zimmermann, U., 2007, Chemostratigraphy and diagenetic constraints on Neoproterozoic carbonate successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina: Chemical Geology, v. 237, p. 127–146, doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.022.
- Grotzinger, J.P., Watters, W.A., Knoll, A.H., 2000, Calcified metazoans in thrombolitestromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia: Paleobiology, v. 26, p. 334–359, doi:10.1666/0094-8373(2000)026<0334:CMITSR>2.0.CO;2.
- Guacaneme, C., Babinski, M., Paula-Santos, G.M., Pedrosa-Soares, A.C., 2017, C, O, and Sr isotopic variations in Neoproterozoic-Cambrian carbonate rocks from Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), in the Southern São Francisco Basin, Brazil: Brazilian Journal of Geology, v. 47, p. 521–543, doi:10.1590/2317.
- Halverson, G.P., Dudás, F.Ö., Maloof, A.C., Bowring, S.A., 2007, Evolution of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of Neoproterozoic seawater: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 256, p. 103–129, doi:10.1016/j.palaeo.2007.02.028.
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N., 2005, Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record: Bulletin of the Geological Society of America, v. 117, p. 1181–1207, doi:10.1130/B25630.1.
- Halverson, G.P., e Shields-Zhou, G., 2011, Chemostratigraphy and the Neoproterozoic glaciations, *in:* Geological Society, London, M. org., The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations, v. 36, p. 51–66.
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M., 2010, Neoproterozoic chemostratigraphy: Precambrian Research, v. 182, p. 337–350, doi:10.1016/j.precamres.2010.04.007.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J., Tupinambá, M., Siga, O., Trouw, R., 2008, Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), West Gondwana.

- Heineck, C., Leite, C.A., Silva, M.A., Vieira, V.S., 2003, Mapa Geológico de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000, CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte.:
- Hippertt, J.P., Caxito, F.A., Uhlein, G.J., Nalini, H.A., Sial, A.N., Abreu, A.T., Nogueira, L.B., 2019, The fate of a Neoproterozoic intracratonic marine basin: Trace elements, TOC and IRON speciation geochemistry of the Bambuí Basin, Brazil: Precambrian Research, v. 330, p. 101–120, doi:10.1016/j.precamres.2019.05.001.
- Hodell, D.A., Mead, G.A., Mueller, P.A., 1990, Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans: Chemical Geology, v. 80, p. 291–307.
- Hoefs, J., 2009, Stable Isotope Geochemistry (Springer-Verlag, Org.): Berlin, 285 p.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998, A Neoproterozoic snowball Earth: Science, v. 281, p. 1342–1346.
- Hoffman, P.F., e Schrag, D.P., 2002, The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change: Terra Nova, v. 14, p. 129–155, doi:10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x.
- Hudson, J.D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification: Journal of Geological Society, v. 133, p. 637–660.
- Iyer, S.S., Babinski, M., Krouse, H.R., e Chemale, F., 1995, Highly ¹³C-enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil: Precambrian Research, v. 73, p. 271–282, doi:10.1016/0301-9268(94)00082-3.
- Jacobsen, S.B., e Kaufman, A.J., 1999, The Sr, C, and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater: Chemical Geology, v. 161, p. 37–57.
- Jones, C.E., e Jenkyns, H.C., 2001, Seawater Strontium Isotopes, Oceanic Anoxic Events, and Seafloor Hydrothermal Activity in the Jurassic and Cretaceous: American Journal of Science, v. 301, p. 112–149.
- Kah, L.C., 2000, Depositional δ^{18} O signatures in Proterozoic dolostones: Constraints on seawater chemistry and early diagenesis: SEPM Special Publication, v. 67, p. 345–360, doi:10.2110/pec.00.67.0345.
- Kah, L.C., Bartley, J.K., Teal, D.A., 2012, Chemostratigraphy of the Late Mesoproterozoic Atar Group, Taoudeni Basin, Mauritania: Muted isotopic variability, facies correlation, and global isotopic trends: Precambrian Research, v. 200–203, p. 82–103, doi:10.1016/j.precamres.2012.01.011.

- Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., Knoll, A.H., 1993, The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater : Implications for tectonics and paleoclimate: Earth and Planetary Science Letters, v. 120, p. 409–430.
- Kaufman, A.J., e Knoll, A.H., 1995, Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications: Precambrian Research, v. 73, p. 27–49, doi:10.1016/0301-9268(94)00070-8.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., 1997, Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history: Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 94, p. 6600–6605, doi:10.1073/pnas.94.13.6600.
- Kawashita, K., 1996, Rochas carbonáticas neoproterozoicas da América do Sul: idades e inferências quimioestratigráficas. Tese de livre docência: Universidade de São Paulo, 141 p.
- Keeling, R.F., 1995, The atmospheric oxygen cycle : The oxygen isotopes of atmospheric C0₂ and 0₂ and the 0₂/N₂ ratio: Reviews of Geophysics, v. 33, p. 1253–1262.
- Kennedy, M.J., 1996, Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones; deglaciation, delta ¹³C excursions, and carbonate precipitation: Journal of Sedimentary Research, v. 66, p. 1050–1064, doi:https://doi.org/10.2110/jsr.66.1050.
- Knoll, A.H., Hayest, J.M., Kaufmant, A.J., Swett, K., Lambert, I.B., 1986, Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland: Nature, v. 321, p. 832–837.
- Knoll, A.H., e Walter, M.R., 1992, Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history: Nature, v. 356, p. 673–677.
- Knoll, A.H., Walter, M.R., Narbonne, G.U.Y.M., Christie-Blick, N., 2006, The Ediacaran Period : a new addition to the geologic time scale, *in:* Gradstein, F., Ogg, J., Schmitz, M., e Ogg, G. orgs., Lethaia, Elsevier Publisher, Oxford, v. 39, p. 13–30, doi:10.1080/00241160500409223.
- Kuchenbecker, M., 2011, Quimioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). Dissertação de mestrado, Instituto de geociências da Universidade Federal de Minas Gerais: 104 p.
- Kuchenbecker, M., Atman, D., Diniz da Costa, R., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., 2016a, A Formação Gorutuba: sedimentação litorânea a continental na margem leste da Bacia Bambuí (MG): Geologia USP - Serie Científica, v. 16, p. 67–81, doi:10.11606/issn.2316-

9095.v16i2p67-81.

- Kuchenbecker, M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Da Costa, R.D., Lopes-Silva, L., Pimenta, F., 2013, Proveniência e análise sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG): Geologia USP - Serie Científica, v. 13, p. 49–61, doi:10.5327/Z1519-874X201300040003.
- Kuchenbecker, M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Lopes-Silva, L., Pimenta, F., 2016b, Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments: Brazilian Journal of Geology, v. 46, p. 145–162, doi:10.1590/2317-488920160030285.
- Kuchenbecker, M., Lopes-Silva, L., Pimenta, F., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., 2011, Estratigrafia da porção basal do Grupo Bambuí na região de Arcos (MG): Uma contribuição a partir de testemunhos de sondagem: Geologia USP - Serie Científica, v. 11, p. 45–54, doi:10.5327/Z1519-874X2011000200003.
- Kuznetsov, A.B., Semikhatov, M.A., Gorokhov, I.M., 2012, The Sr isotope composition of the world ocean, marginal and inland seas: Implications for the Sr isotope stratigraphy: Stratigraphy and Geological Correlation, v. 20, p. 501–515, doi:10.1134/S0869593812060044.
- Martin, E., e Macdougall, J., 1991, Seawater Sr isotopes at the Cretaceous/Tertiary boundary: Earth and Planetary Science Letters, v. 104, p. 166–180.
- Martins-Neto, M.A., 2009, Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil: Marine and Petroleum Geology, v. 26, p. 163–176, doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.10.001.
- Martins-Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., Lima, S.A.A., 2001, Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, Eastern Brazil: Sedimentary Geology, v. 141–142, p. 343–370, doi:10.1016/S0037-0738(01)00082-3.
- Martins, M., e Lemos, V., 2007, Análise estratigráfica das sequências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco: Revista Brasileira de Geociências, v. 37, p. 156–167.
- Meira, V.T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R.P., Schorscher, J.H.D., 2015, The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: Insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana): Terra Nova, v. 27, p. 206–217, doi:10.1111/ter.12149.

Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., 2001, Chemostratigraphy of

Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating': Terra Nova, v. 13, p. 1–11.

- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L., Iyer, S.S.S., 2007, Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America: Chemical Geology, v. 237, p. 161–185, doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.019.
- Morse, J.W., e Bender, M., 1990, Partition coefficients in calcite : Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems: Chemical Geology, v. 82, p. 265–277.
- Narbonne, G.M., 2005, The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems: Annu. Rev. Earth Planet, v. 33, p. 421–442, doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122519.
- Narbonne, G.M, Xiao, S., Shields, G., Gehling, J., 2012, The Ediacaran Period (G. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, Org.): Elsevier Publisher, Oxford, 413–435 p., doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.00018-4.
- Newton, R., e Bottrell, S., 2007, Stable isotopes of carbon and sulphur as indicators of environmental change: past and present: Journal of Geological Society, v. 164, p. 691–708.
- Noce, C.M., Teixeira, W., Quéméneur, J.J.G., Martins, V.T.S., Bolzachini, É., 2000, Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 225–239, doi:10.1016/S0895-9811(00)00019-5.
- Och, L.M., e Shields-Zhou, G.A., 2012, The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling: Earth Science Reviews, v. 110, p. 26–57, doi:10.1016/j.earscirev.2011.09.004.
- Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010, The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana: Precambrian Research, v. 181, p. 64–84, doi:10.1016/j.precamres.2010.05.014.
- Palmer, M.R., e Edmond, J.M., 1992, Controls over the strontium isotope composition of river water: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 56, p. 2099–2111, doi:10.1016/0016-7037(92)90332-D.
- Palmer, M.R., e Edmond, J.M., 1989, The strontium isotope budget of the modern ocean: Earth and Planetary Science Letters, v. 92, p. 11–26, doi:10.1016/0012-821X(89)90017-4.

- Paula-Santos, G.M., e Babinski, M., 2018, Sedimentary provenance in the southern sector of the São Francisco Basin, SE Brazil: Brazilian Journal of Geology, v. 48, p. 51–74, doi:10.1590/2317-4889201820170061.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I., 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.
- Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Enzweiler, J., 2018, Rare earth elements of carbonate rocks from the Bambuí Group, southern São Francisco Basin, Brazil, and their significance as paleoenvironmental proxies: Precambrian Research, v. 305, p. 327– 340, doi:10.1016/j.precamres.2017.12.023.
- Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I.F., e Guacaneme, C., 2017, Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy: Gondwana Research, v. 42, p. 280–305, doi:10.1016/j.gr.2016.10.012.
- Paula-Santos, G.M., 2017, Quimioestratigrafia isotópica (C, O, Sr, Li, Mg) e proveniência sedimentar (U-Pb, Hf, Sm-Nd) do Grupo Bambuí no sul da Bacia do São Francisco. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo: 320 p.
- Pedrosa-Soares, A.C. et al., 2011, Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources: Geological Society, London, Special Publications, v. 350, p. 25–51, doi:10.1144/SP350.3.
- Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C., Martins, M., Queiroga, G., Vilela, F., 2011, The Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, SE Brazil: Geological Society, London, Memoirs, v. 36, p. 523–534.
- Perrella, J., Uhlein, A., Uhlein, G.J., Sial, A.N., Pedrosa-Soares A.C., Lima, O.N., 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, v. 47, p. 59–77, doi:10.1590/2317.
- Pietzsch, R., Oliveira, D.M., Tedeschi, L.R., Neto, J.V.Q., Figueiredo, M.F., Vazquez, J.C., Schiffer, R., 2018, Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 507, p. 60–80, doi:10.1016/j.palaeo.2018.06.043.

Pimentel, M.M., 2016, The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central

Brazil: a geochronological and isotopic approach: Brazilian Journal of Geology, v. 46, p. 67–82, doi:10.1590/2317-4889201620150004.

- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., DellaGiustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R., 2011, The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review: Journal of South American Earth Sciences, v. 31, p. 345–357, doi:10.1016/j.jsames.2011.02.011.
- Reis, H.L.S., e Alkmim, F.F., 2015, Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil: Marine and Petroleum Geology, v. 66, p. 711–731, doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.07.013.
- Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D., 2016, São Francisco Craton, Eastern Brazil:, doi:10.1007/978-3-319-01715-0.
- Reis, H.L.S., e Suss, J.F., 2016, Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: An example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil: Sedimentary Geology, v. 339, p. 83–103, doi:10.1016/j.sedgeo.2016.04.004.
- Reis, H.L.S., Suss, 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 Research, v. 302, p. 150–170, doi:10.1016/j.precamres.2017.09.023.
- Ries, J.B., Fike, D.A., Pratt, L.M., Lyons, T.W., Grotzinger, J.P., 2009, Superheavy pyrite $(\delta^{34}Spyr > \delta^{34}SCAS)$ in the terminal Proterozoic Nama Group, southern Namibia: A consequence of low seawater sulfate at the dawn of animal life: Geological Society of American, v. 37, p. 743–746, doi:10.1130/G25775A.1.
- Rodrigues, J.B., 2008, Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd: Tese de Doutorado.: Universidade de Brasília.
- Romano, A., 2007, Geologia da Folha Pará de Minas (SE.23-ZC-IV), escala 1:100.000: nota explicativa. UFMG/CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brasil.:
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1992, Relation Between Long-Term Trends of Oxygen-18 Isotope Composition of Precipitation and Climate: Science, v. 258, p. 981–985.
- Ruppel, S.C., James, E.W., Barrick, J.E., Nowlan, G., Uyeno, T., 1996, High-resolution ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr chemostratigraphy of the Silurian: Implications for event correlation and strontium flux: Geology, v. 24, p. 831–834, doi:10.1007/s10701-007-9173-1.
- Santos, R.V., Alvarenga, C.J.S., Babinski, M., Ramos, M.L.S., Cukrov, N., Fonseca, M.A., Nóbrega Sial, A., Dardenne, M.A., Noce, C.M., 2004, Carbon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleogeographic implications: Journal of South American Earth Sciences, v. 18, p. 27–39, doi:10.1016/j.jsames.2004.08.009.
- Santos, R. V., Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2000, Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups: Precambrian Research, v. 104, p. 107–122, doi:10.1016/S0301-9268(00)00082-6.
- Sawaki, Y., Ohno, T., Tahata, M., Komiya, T., Hirata, T., 2010, The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China: Precambrian Research, v. 176, p. 46–64, doi:10.1016/j.precamres.2009.10.006.
- Shields-Zhou, G., Street, G., Och, L., Street, G., 2011, The case for a Neoproterozoic oxygenation event : Geochemical evidence and biological consequences: GSA Today, v. 21, p. 4–11, doi:10.1130/GSATG102A.1.
- Shields, G.A., 2007, A normalised seawater strontium isotope curve: possible implications for Neoproterozoic-Cambrian weathering rates and the further oxygenation of the Earth: eEarth, v. 2, p. 35–42, doi:10.5194/ee-2-35-2007.
- Siegenthaler, U., 1979, Stable hydrogen and oxygen isotopes in water cycle, *in:* Lectures in Isotope Geology, p. 265–273.
- Silva-Tamayo, J.C., Nägler, T.F., Sial, A.N., Nogueira, A., Kyser, K., Riccomini, C., James, N.P., Narbonne, G.M., Villa, I.M., 2010a, Global perturbation of the marine Ca isotopic composition in the aftermath of the Marinoan global glaciation: Precambrian Research, v. 182, p. 373–381, doi:10.1016/j.precamres.2010.06.015.
- Silva-Tamayo, J.C., Nägler, T.F., Villa, I.M., Kyser, K., Vieira, L.C., Sial, A.N., Narbonne, G.M., James, N.P., 2010b, Global Ca isotope variations in c. 0.7 Ga old post-glacial carbonate successions: Terra Nova, v. 22, p. 188–194, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00933.x.
- Simon, C., 2007, Quimioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) dos carbonatos da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, MS. Monografia de trabalho de Formatura.: Universidade de São Paulo.
- Stoll, H.M., e Schrag, D.P., 1998, Effects of Quaternary sea level cycles on Sr in seawater: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 62, p. 1107–1118, doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00042-8.

- Stoll, H.M., e Schrag, D.P., 1996, Evidence for glacial control of rapid sea level changes in the early cretaceous: Science, v. 272, p. 1771–1774.
- Stríkis, N.M., 2015, Atividade do sistema de monção sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas. Tese de Doutorado: Univerdidade de São Paulo, 265 p.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000, Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil: Tectonic Evolution of South America, p. 101–137.
- Tuller, M., Ribeiro, J., Signorelli, N., Féboli, W., Martino Pinho, J.M., 2010, Projeto Sete Lagoas Abaeté, CPMR -Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte: 160 p.
- Uhlein, G.J., 2014, Proveniência sedimentar e estratigrafia das formações Carrancas e Lagoa Formosa e a evolução do Grupo Bambuí (635-570 Ma) em Minas Gerais. Dissertação de mestrado: Univerdidade Federal de Minas Gerais, 147 p.
- Uhlein, A., Baptista, M.C., Seer, H.J., Caxito, F.A., Uhlein, G.J., Dardenne, M.A., 2011, A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): Sistema deposicional de leque submarino em bacia de ante-país: Revista Geonomos, v. 19, p. 163–172, doi:10.18285/geonomos.v19i2.51.
- Uhlein, G., Carvalho, J.F.M., Uhlein, A., Caxito, F.A., Halverson, G., Sial, A.N., 2012, Estratigrafia e sedimentologia da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, nas regiões de Belo Horizonte e Pitangui, MG: Geonomos, v. 20, p. 79–97.
- Uhlein, A., Trompette, R.R., Egydio-Silva, M., Vauchez, A., 2007, A glaciação Sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí: Geonomos, v. 15, p. 45–60.
- Veizer, J., 1989, Strontium isotopes in seawater through time: Ann. Rev. Earth Planet Sci., v. 17, p. 141–167.
- Veizer, J., Compston, W., Clauer, N., Schidlowski, M., 1983, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Late Proterozoic carconates: evidence for a "mantle" event at ~900 Ma ago: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 47, p. 295–302.
- Veizer, J., e Demovic, R., 1974, Strontium as a tool in facies analysis: Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, p. 93–115.

Veizer, J., e Hoefs, J., 1976, The nature of $0^{18}/0^{16}$ and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary

carbonate rocks: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 40, p. 1387-1395, G. digital library.

- Vieira, L.C., Almeida, R.P., Trindade, R.I., 2007a, A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais: Brazilian Journal of Geology, v. 37, p. 1–14.
- Vieira, L.C., Nédélec, A., Fabre, S., Trindade, R.I.F., Paes de Almeida, R., 2015, Aragonite crystal fans in Neoproterozoic cap carbonates: a case study from Brazil and implications for the post-Snowball Earth coastal environment: Journal of Sedimentary Research, v. 85, p. 285–300, doi:10.2110/jsr.2015.21.
- Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., Nogueira, A.C.R., Ader, M., 2007b, Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil: C.R Geoscience, v. 339, p. 240–258, doi:10.1016/j.crte.2007.02.003.
- Wadleigh, M.A., Veizer, J., Brooks, C., 1985, Strontium and its isotopes in Canadian rivers: Fluxes and global implications: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 49, p. 1727–1736, doi:10.1016/0016-7037(85)90143-7.
- Wallmann, K., e Aloisi, G., 2012, The global Carbon cycle: biological processes, *in:* Knoll, A.H., Canfield, E, D., e Konhauser, K.O. orgs., Fundamentals of Geobiology, Blackwell Publishing Ltd, Oxford, p. 20–35.
- 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 an old proto-Gondwana seaway: Geology, v. 42, p. 391–394, doi:10.1130/G35304.1.
- Wood, R., Bowyer, F., Penny, A., Poulton, S.W., 2018, Did anoxia terminate Ediacaran benthic communities? Evidence from early diagenesis: Precambrian Research, v. 313, p. 134–147, doi:10.1016/j.precamres.2018.05.011.
- Zálan, P. V, e Romeiro-Silva, P.C., 2007, O Cráton do São Francisco: Revista Brasileira de Geociências, v. 7, p. 349–364.

APÊNDICE

Tabela 9. Concentrações de Sr nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, determinados pela técnica de fluorescência de raios X, utilizando o dispositivo XRF portátil Thermo Scientific Niton XL3t, cedido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

Cota	Amostra	Sr
		(ppm)
589	M1	303
590 <i>,</i> 9	M3	156
592,02	M4	307
593 <i>,</i> 02	M5	265
594,02	M6	100
595,02	M7	120
596,02	M8	227
596,6	M9	209
597,54	M10	317
598 <i>,</i> 62	M11	145
599,27	M12	355
600,17	M13	158
601,37	M14	51
601,72	M15	153
602,02	M16	58
602,62	M17	165
604,82	M18	127
605,87	M19	160
606,52	M20	275
606,92	M21	146
607,37	M22	430
607,52	M23	65
608,17	K23a	177
609,17	K23b	54
610,17	K23c	189
611,27	K23d	115
611,77	K23e	100
612,02	M24	65
613,02	K24a	413
614,02	K24b	62
615,77	K24d	34
616,77	M25	84
621,77	M26	54
624,42	K26c	283
626,42	M27	271

Cota	Amostra	Sr
Lota	Amostra	(ppm)
628,17	K27b	167
629,17	K27c	157
630,17	K27d	170
631,17	M28	210
632,17	K28a	154
633,02	K28b	211
634,02	K28c	228
635,02	K28d	184
636,02	M29	239
637,02	K29a	261
638,02	K29b	274
639,02	K29c	178
640,02	K29d	199
641,02	M30	179
642,02	K30a	192
643,02	K30b	219
644,02	K30c	225
645,02	K30d	204
646,02	M31	226
647,02	K31a	186
648,02	K31b	139
649,02	K31c	222
650,02	K31d	213
651,02	M32	223
652,02	K32a	295
653,02	K32b	215
654,02	K32c	226
655,02	K32d	256
656,02	M33	267
657,02	K33a	307
658,02	K33b	274
659,02	K33c	267
660,02	K33d	239
661,02	M34	263
662,02	K34a	253

Continuação Tabelas com resultados de concentrações de Sr

Cota Amostra	Sr	
	Amostra	(ppm)
663,17	K34b	383
664,17	K34c	365
665,17	K34d	296
666,17	M35	249
667,17	K35a	258
668,17	K35b	274
668,41	K35c	632
669,41	K35d	676
670,41	K35e	379
671,41	M36	417
672,41	K36a	279
673,41	K36b	299
674,41	K36c	369
675,41	K36d	345
676,41	M37	383
677,41	K37a	467
678,36	K37b	536
679,36	K37c	829
680,51	K37d	952
681,51	M38	778
682,61	K38a	1865
683,56	K38b	1135
684,41	K38c	1771
685,66	K38d	1388
686,66	M39	3295
687,66	K39a	2234
688,66	K39b	1597
689,76	K39c	2345
690,9	M40	1724
692,56	K40a	1771
693,71	K40b	922
694,66	K40c	1274
695,66	K40d	1730
696,66	M41	190
697,66	K41a	739

Cota	Amostra	Sr
		(ppm)
698,66	K41b	553
699,66	K41c	1080
700,66	K41d	1337
701,66	M42	1091
702,66	K42a	1174
703,41	K42b	1523
704,41	K42c	561
705,41	K42d	1031
706,41	M43	741
707,41	K43a	717
708,41	K43b	739
709,41	K43c	1143
710,41	K43d	1592
711,41	M44	1750
712,41	K44a	1209
713,41	K44b	1878
714,41	K44c	1656
715,41	K44d	1488
716,41	M45	1326
717,41	K45a	1737
718,41	K45b	1509
719,41	K45c	1851
720,41	K45d	1945
721,41	M46	1001
722,41	K46a	1786
723,41	K46b	869
724,41	K46c	545
725,41	K46d	1473
726,41	M47	1956
727,41	K47a	1570
728,41	K47b	2131
729,41	K47c	1918
730,41	K47d	1949
731,41	M48	3353
732,41	K48a	2014

Cota	Amostra	Sr
COLA	Amostra	(ppm)
733,41	K48b	2500
734,41	K48c	2422
735,41	K48d	2706
736,41	M49	2919
737,41	K49a	2949
738,41	K49b	212
738,91	К49с	75
739,91	K49d	73
740,91	K49e	143
741,91	M50	172
743,16	K50a	227
744,16	K50b	209
745,16	K50c	130
746,16	K50d	100
747,16	M51	132
748,16	K51a	148
749,16	K51b	132
750,16	K51c	146
751,16	K51d	145
752,16	M52	145
753,16	K52a	130
754,16	K52b	205
755,16	K52c	119
756,16	K52d	177
757,16	M53	136
758,16	MD1	117
759,16	MD2	143
760,16	MD3	144
761,16	MD4	169
762,16	M54	132
763,16	MD5	188
764,16	MD6	1038
765,16	MD7	598
766,16	MD8	665
767,16	M55	571

Continuação Tabelas com resultados de concentrações de Sr