



Universidade de Brasília
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DA FORMAÇÃO
SETE LAGOAS NA REGIÃO CENTRAL E SUL DA BACIA
DO SÃO FRANCISCO**

Lucas Ferreira Bittencourt

Dissertação de mestrado N° 507

Orientador: Prof. Dr. Martino Giorgioni

Brasília, julho de 2023



Universidade de Brasília
Programa de Pós-Graduação em Geologia

QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NA REGIÃO CENTRAL E SUL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

Lucas Ferreira Bittencourt

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geologia – Instituto de
Geociências – IG da Universidade de Brasília
- UnB como requisito parcial obrigatório para
a obtenção do título de Mestre em geologia

Área de concentração: Geoquímica

Orientador: Prof. Dr. Martino Giorgioni

Comissão Examinadora:

Prof. Dra. Lucieth Cruz Vieira (IG/UnB)

Prof. Dr. Gabriel Jubé Uhlein (externo)

Ficha catalográfica elaborada automaticamente
com os dados fornecidos pelo autor

FL933q Ferreira Bittencourt, Lucas
QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NA
REGIÃO CENTRAL E SUL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO / Lucas
Ferreira Bittencourt; orientador Martino Giorgioni. --
Brasília, 2023.
94 p.

Dissertação (Mestrado em Geologia) -- Universidade de
Brasília, 2023.

1. Formação Sete Lagoas. 2. Bacia Bambuí. 3. Ciclo do
carbono. 4. Químioestratigrafia. 5. Neoproterozoico. I.
Giorgioni, Martino , orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à minha família, que sempre esteve ao meu lado, por todo apoio. Ao meu Orientador, professor Martino Giorgioni, por todas as orientações, discussões, conselhos e por ser um grande geólogo, professor e pesquisador.

Agradeço a equipe do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, especialmente ao geólogo Marcos Baptista, sem eles não seria possível parte desta pesquisa.

Agradeço à professora Lucieth Vieira e o professor Carlos José Souza de Alvarenga, grandes conhecedores da Formação Sete Lagoas, que ajudaram a formular as discussões.

Agradeço ao professor Dermeval Aparecido do Carmo por ter me recebido no Laboratório de Micropaleontologia da UnB.

Agradeço a equipe, composta pela professora Edi Mendes Guimarães, Professor Dermeval Aparecido do Carmo e Matheus Denezine, que ajudaram no trabalho de campo.

Agradeço à minha querida irmã Luísa Bittencourt, que ajudou na confecção de algumas figuras com o auxílio de programas de computador.

À Anna Carolina e Odara que participaram com os seus projetos de Pibic junto à equipe de pesquisa e contribuíram para o presente trabalho. Aos meus colegas de pós-graduação que participaram e me ajudaram ao longo dessa “jornada”: Gabi, Aline, Paula, Valéria, Maria, Steffani, João, Mariana, Lucas, André e outros.

Se agradece o apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), processo: 431908/2018-4. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoa de Nível Superior – Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

O Neoproterozoico é marcado por mudanças intensas no ciclo do carbono. Essas mudanças são únicas na história da terra e pode ser utilizada nas correlações quimioestratigráficas por meio do parâmetro $\delta^{13}\text{C}$, obtido em rochas carbonáticas. A Formação Sete Lagoas, no Grupo Bambuí, é uma unidade predominantemente carbonática. Com isto, pela escassez de dados paleontológicos e geocronológicos, os isótopos passam a ter grande importância em correlações regionais e globais. Nesse contexto, seções diferentes da Formação Sete Lagoas foram estudadas detalhadamente na porção central e sul da Bacia Bambuí. Estas seções foram avaliadas pelo ponto de vista sedimentológico e quimioestratigráfico ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), para compreender como as mudanças isotópicas e do ambiente deposicional interferem entre si e se refletem características primárias, secundárias, locais ou regionais. A Seção PSB-14 ocorre na região central da Bacia do São Francisco, ao sul de Januária, e representa a porção intermediária e superior da Formação Sete Lagoas. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variam, respectivamente, de + 0,01‰ a + 12,27‰ e - 27,54‰ a - 19,31‰. A maior parte da sua sedimentação ocorre em ambiente deposicional raso, de rampa carbonática interna, e apresenta grande variação de litofácies carbonáticas e contribuição pelítica. Por outro lado, a Seção Gruta Rei do Mato ocorre na região sul da bacia, na cidade de Sete Lagoas (MG). Representa o topo da unidade e contém valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ acima de + 9‰ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ dispersos, porém bastante alto, com média de - 16‰. Esta seção apresenta características de ambiente mais profundo, de rampa carbonática média, com nenhuma contribuição pelítica ou dolomítica. Além destas, outras seções previamente estudadas foram utilizadas para correlação quimioestratigráfica regional de toda a Formação Sete Lagoas, na Bacia Bambuí. Assim, são identificados seis intervalos quimioestratigráficos, por meio do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, que podem ser utilizados com boa precisão para correlações da unidade: SL-1, SL-2, SL-3, SL-4, SL-5 e SL-6. Estes intervalos quimioestratigráficos da Formação Sete Lagoas podem ser usados em uma curva composta para correlacionar com outras unidades do Ediacarano. Portanto, com a unificação da quimioestratigrafia, geocronologia e paleontologia, a Formação Sete Lagoas correlaciona-se melhor com o Ediacarano inferior.

Palavras-Chave: Bacia Bambuí; Neoproterozoico; isótopos de carbono; correlação regional.

ABSTRACT

The Neoproterozoic is marked by intense changes in the carbon cycle. These changes are unique in the Earth's history and can be used in chemostratigraphic correlations through the parameter $\delta^{13}\text{C}$, obtained in carbonate rocks. The Sete Lagoas Formation is a predominantly carbonate unit in the Bambuí Group. Therefore, due to the scarcity of paleontological and geochronological data, isotopes start to have great importance in regional and global correlations. In this context, different sections of the Sete Lagoas Formation were studied in detail in the central and southern portion of the Bambuí Basin. These sections were evaluated from a sedimentological and chemostratigraphic features ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) to understand how isotopic and depositional environment changes interfere with each other and whether they reflect primary, secondary, local or regional characteristics. The PSB-14 Section is located in the central region of the São Francisco Basin, in south of Januária (MG), and represents the middle and upper portion of the Sete Lagoas Formation. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values vary respectively from + 0.01‰ to + 12.27‰ and - 27.54‰ to - 19.31‰. Most of its sedimentation occurs in a shallow depositional environment and presents a great variation of carbonate lithofacies and pelitic contribution. However, the Gruta Rei do Mato Section is located in the southern region of the basin, in the Sete Lagoas (MG). It represents the top of the unit and contains $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values above + 9‰ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ scattered and high, with an average of - 16‰. This section presents characteristics of a deeper environment of mid ramp with no pelitic or dolomitic contribution. In addition to these sections, other previously studied sections were used for regional chemostratigraphic correlation of the Sete Lagoas Formation in the Bambuí Basin. Thus, six chemostratigraphic intervals are identified using $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and indicate good precision for unit correlations: SL-1, SL-2, SL-3, SL-4, SL-5 and SL-6. These chemostratigraphic intervals of the Sete Lagoas Formation can be used in a composite curve to correlate with other Ediacaran units. Therefore, with the unification of chemostratigraphy, geochronology and paleontology data, the Sete Lagoas Formation correlates better with the lower Ediacaran.

Keywords: Bambuí Basin; Neoproterozoic; carbon isotopes; regional correlation.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	8
1.1. Questão científica e justificativas	8
1.2. Área de estudo	9
1.3. Objetivos	11
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	12
2.1. Isótopos de carbono	12
2.2. Isótopos de oxigênio	15
2.3. Registro isotópico de carbono no Neoproterozoico	17
2.4. Metodologia para extração do material orgânico	20
2.5. Referências	22
3. ARTIGO CIENTÍFICO	28
3.1. Introdução	30
3.2. Contexto geológico	33
3.3. Metodologia	41
3.4. Resultados	44
3.4.1. Litoestratigrafia da Seção PSB-14	44
3.4.2. Litoestratigrafia da Seção Gruta Rei do Mato	49
3.4.3. Químioestratigrafia	51
3.5. Discussão	56
3.5.1. Variação faciológica e isotópica na Formação Sete Lagoas	56
3.5.2. Interpretação da Seção PSB-14	59
3.5.3. Interpretação da Seção Gruta Rei do Mato	65
3.5.4. Químioestratigrafia da Formação Sete Lagoas na Bacia Bambuí	69
3.5.5. Variabilidade na curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas	72
3.5.6. Curva composta de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas	74
3.5.7. Correlação Global da Formação Sete Lagoas	75
3.6. Conclusão	80
3.7. Referências	82

1. INTRODUÇÃO

1.1. Questão científica e justificativas

A Era Neoproterozoica compreende o intervalo entre 1000 a $\sim 541.0 \pm 1.0$ Ma e é composta por três períodos: Toniano, Criogeniano e Ediacarano. Nesse contexto, ocorrem grandes mudanças no Planeta Terra, que são observadas principalmente no registro de depósitos glaciais, variações isotópicas de carbono de grande amplitude e aparecimento de diferentes fósseis. Além disso, há o surgimento dos primeiros organismos complexos, após quase 4 bilhões de anos em que a vida estava presente apenas como microrganismos (Knoll et al., 2004; Xiao et al., 2016).

O Período Ediacarano ocorre no final do Neoproterozoico, entre ~ 635 a 541 milhões de anos. Se inicia com o término da glaciação Marinoana, que divide o Período Criogeniano do Ediacarano (Knoll et al., 2006). Três excursões negativas são características deste período e ocorrem em diversas seções ediacaranas. São elas a excursão relacionada aos carbonatos de capa pós-Marinoanos; a excursão relacionada à glaciação de *Gaskier* e por último a excursão negativa de *Shuram*. Diversos organismos complexos surgem após estes eventos, como metazoários de corpo mole e os primeiros seres biomineralizados (Narbonne et al., 2012). Apesar disso, a predominância de fósseis não esqueletais é mais uma limitação do Ediacarano, por isso as correlações são frequentemente realizadas por meio da quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ e depósitos glaciais (Halverson et al., 2005). Todo este contexto é importante para compreender as mudanças que levaram ao estabelecimento das condições do planeta terra como conhecemos hoje.

O Brasil contém extensos depósitos carbonáticos do Neoproterozoico, entre eles o Grupo Bambuí, Grupo Corumbá, Grupo Araras, Grupo Vazante e Grupo Una (Misi et al., 2007, 2011). Um dos maiores e mais estudados é o Grupo Bambuí, situado na Bacia do São Francisco, no centro-leste do território brasileiro. A unidade basal do Grupo Bambuí, a Formação Sete Lagoas, é uma unidade predominantemente carbonática de grande espessura que contém o registro geológico possivelmente nesse contexto, ou seja, no final do Neoproterozoico. Diferentemente da Formação Tamengo, no Grupo Corumbá, que apresenta ampla ocorrência de fósseis biomineralizados típicos do final do período Ediacarano (Adorno et al., 2017), o Grupo Bambuí contém um escasso registro de fósseis. Desta maneira, a melhor ferramenta para correlação são os isótopos de carbono. Uma excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ é relatada no topo da Formação Sete Lagoas. Isto pode ser um

ponto chave no entendimento e na correlação com outras bacias do mundo. Para isso, um estudo sistemático deve ser realizado, a fim de compreender como ocorrem as mudanças isotópicas ao longo de diferentes litofácies, já que a Formação Sete Lagoas tem uma grande distribuição ao longo da bacia e processos sedimentares e tectônicos não são o mesmo em todas as localidades.

Esta dissertação apresenta novas contribuições sobre a sedimentologia, petrografia e quimioestratigrafia isotópica da Formação Sete Lagoas. As duas seções de estudo são de diferentes regiões da Bacia do São Francisco, localizadas na porção sul e centro-leste da bacia. Sendo assim, apresentam algumas diferenças de litofácies e de ambiente deposicional, por isso é indispensável o uso de ferramentas geoquímicas. Os principais proxies utilizados são os isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) a fim de entender as mudanças paleoambientais e correlacionar as seções. Com isso, os perfis isotópicos foram relacionados com suas respectivas litofácies a fim de entender se processos locais ou regionais são predominantes. Além disso, outras seções anteriormente estudadas foram utilizadas para obter uma curva composta regional de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e identificar os intervalos quimioestratigráficos característicos da Formação Sete Lagoas. Por fim, a quimioestratigrafia integrada da Formação Sete Lagoas é útil para auxiliar na correlação global com outras seções de referência do Ediacarano.

O primeiro capítulo da dissertação apresenta a questão científica, as justificativas, a área de estudo e os objetivos. O segundo capítulo abrange a base teórica sobre os principais proxies utilizados e o registro de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos do Neoproterozoico. No terceiro capítulo é apresentado o artigo a ser submetido “Quimioestratigrafia isotópica da Formação Sete Lagoas e suas implicações na escala regional e global” com os resultados, discussões e conclusões.

1.2. Área de estudo

As duas seções estudadas ficam localizadas em diferentes regiões da Bacia do São Francisco, com distância de 400 km entre si, ambas no estado de Minas Gerais (Fig.1).

- 1) A Seção Gruta Rei do Mato fica localizada no extremo sul da bacia, dentro da cidade de Sete Lagoas (MG), no Monumento Natural Estadual Gruta Rei do Mato, que corresponde a uma área de preservação com afloramentos em forma de morros de calcário. Foi escolhida por se tratar de boas exposições de afloramentos contínuos do topo da Formação Sete Lagoas, em uma unidade de conservação, ou

seja, protegida de atividades de mineração ou outras formas de alteração dos afloramentos.

2) A Seção PSB-14 é proveniente de um dos furos de sondagem (sondagem 1-PSB-14-MG) realizado no Projeto Sondagem Bambuí, da CPRM (Brandalise et al., 1980). Fica localizada na porção centro-leste da Bacia do São Francisco, cerca de 40km ao sul de Januária, Minas Gerais. Foi escolhida pela boa preservação e continuidade estratigráfica da transição entre as Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena e pelo fácil acesso aos testemunhos de sondagem, além de apresentarem estudos anteriores com microfósseis orgânicos e perfis isotópicos de C e O. Dessa seção foi amostrada apenas a parte superior da Formação Sete Lagoas por conter as fácies potencialmente mais promissoras para obter um registro isotópico composto de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. O estudo da parte inferior foi completado com os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ de Baptista (2020).

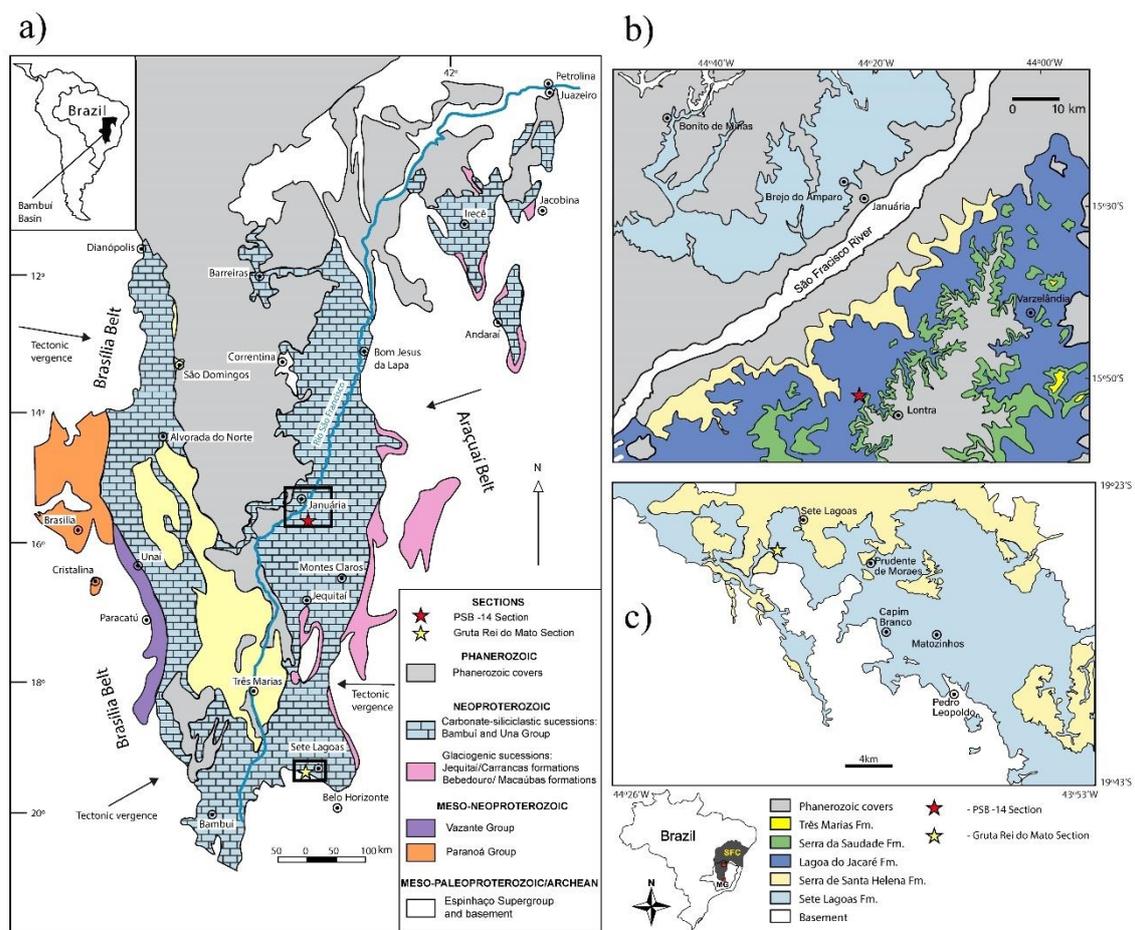


Figura 1: a) Mapa geológico simplificado da Bacia Bambuí. Faixas de dobramentos, localização das principais cidades e coberturas sedimentares. Localização das seções de estudo (estrelas) (modificado de Santos et al., 2000). Mapas geológicos em detalhe das duas áreas de estudo; b) Mapa da região de estudo

da Seção PSB-14 (modificado de Uhlein et al., 2019); c) Mapa da região de estudo da Seção Gruta Rei do Mato (modificado de Vieira et al., 2007).

1.3. Objetivos

Os objetivos principais deste trabalho foram aprimorar a caracterização geoquímica e estratigráfica do topo da Formação Sete Lagoas, para as seguintes finalidades:

- Obter novos perfis isotópicos com alta resolução estratigráfica e integrar dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em carbonato com dados de $\delta^{13}\text{C}$ na matéria orgânica para aprimorar a caracterização quimioestratigráfica da Formação Sete Lagoas.
- Caracterizar a sequência de fácies e o ambiente deposicional de várias seções da Formação Sete Lagoas para estudar o possível controle das litofácies sobre os parâmetros isotópicos.
- Identificar intervalos quimioestratigráficos (p.e. anomalias isotópicas) da Formação Sete Lagoas de ocorrência regional ou global para realizar uma curva composta de $\delta^{13}\text{C}$ a servir como referência para correlações.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A quimioestratigrafia é o estudo da variação de parâmetros químicos ao longo das sucessões sedimentares. Entre estes, os isótopos estáveis de C e O ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) são os mais utilizados para identificar mudanças paleoclimáticas, paleoambientais e pós-deposicionais. O estudo desses isótopos é muito usado em rochas carbonáticas do Neoproterozoico, pois são rochas que preservam bem a assinatura isotópica (Kaufman & Knoll 1995; Halverson et al., 2005; Halverson et al., 2010). Além disso, eles precisam de uma rotina relativamente simples para serem analisados e podem ser medidos numa amostra simultaneamente.

2.1. Isótopos de Carbono

O carbono (C) é um elemento que contém dois isótopos estáveis, C^{12} e C^{13} , na superfície da Terra, com abundância relativa de 98,93% e 1,07% respectivamente (Rosman & Taylor 1998). Pode ser encontrado na forma reduzida como compostos orgânicos e na forma oxidada como compostos inorgânicos (CO_2 , HCO_3 , CaCO_3). Alguns dos mais importantes reservatórios de C são o manto terrestre, as rochas carbonáticas, a biomassa, a matéria orgânica soterrada nos sedimentos e o CO_2 da atmosfera. Cada um destes reservatórios apresenta tamanhos e composições isotópicas distintas (Fig. 2) (Hoefs, 2009). Em mudanças de curto prazo é importante levar em consideração os fluxos entre os elementos da biosfera, hidrosfera e atmosfera, que são relativamente rápidos e a transferência do C ocorre em escalas de tempo de horas a milhares de anos. Por outro lado, processos que envolvem a geosfera ocorrem em escalas de tempo maiores, na ordem de milhares a até centenas de milhões de anos, por exemplo, a erosão e deposição de sedimentos. Atividades tectônicas como a subducção de placas e formação/separação de continentes envolvem escalas de tempo de milhões a até bilhões (Des Marais, 1997).

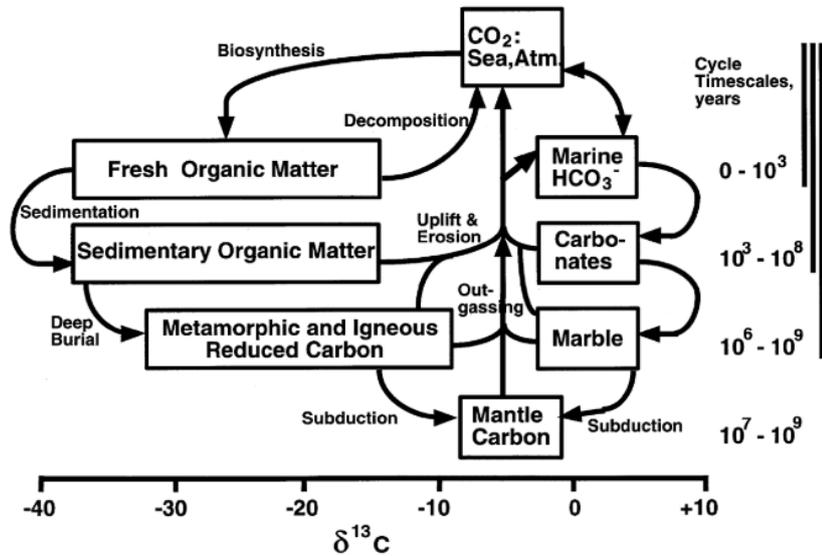


Figura 2: Principais reservatórios de carbono com suas respectivas composições isotópicas, fluxos e escalas de tempo.

O carbono inorgânico dissolvido (DIC) nas águas dos oceanos é composto por três espécies em equilíbrio químico entre si, sendo CO_2 , HCO_3^- e CO_3^{2-} . A precipitação de carbonatos marinhos, por processos bióticos ou abióticos, ocorre em equilíbrio isotópico com o DIC e gerando um fracionamento relativamente limitado, na ordem de unidade ‰ (Zeebe & Wolf-Grladow, 2001). Portanto, os registros de isótopos de carbono nos carbonatos marinhos refletem variações devido à repartição de carbono entre o oceano e os outros reservatórios na superfície terrestre, ou seja, atmosfera, geosfera e biosfera. Uma das principais equações para expressar esses processos de fracionamento de carbono ao longo do tempo geológico é o balanço de massa entre o carbono que entra e sai do sistema oceânico:

$$\delta_{\text{in}} = f_{\text{carb}}\delta_{\text{carb}} + f_{\text{org}}\delta_{\text{org}}$$

Como as rochas carbonáticas e a matéria orgânica são os principais sumidouros de carbono nos oceanos, estes reservatórios são utilizados para a simplificação da equação, principalmente quando se aplica ao pré-Cambriano, onde não havia biomassas continentais. O carbono entra no sistema (δ_{in}) principalmente por vulcanismos e erosão continental. O f_{carb} é o total de carbonato depositado nos oceanos e f_{org} o total de material orgânico soterrado nos sedimentos. Cada um destes reservatórios apresenta composições isotópicas distintas - δ_{carb} e δ_{org} - que devem ser levadas em consideração no balanço de massa. O f_{carb} reflete a produção e deposição carbonática, enquanto o f_{org} reflete a

bioprodutividade, preservação e soterramento da matéria orgânica. Essas variáveis informam o fluxo de carbono inorgânico convertido em matéria orgânica, além do estado de oxidação e preservação (Hayes et al., 1999).

A composição isotópica do carbono em uma substância se expressa convencionalmente como $\delta^{13}\text{C}$. Esse parâmetro, de maneira geral, reflete a abundância do ^{12}C e ^{13}C em determinado material. Assim, o aumento ou diminuição de $\delta^{13}\text{C}$ indicam maior sequestro ou emissão de ^{12}C no sistema, respectivamente. O $\delta^{13}\text{C}$ pode ser medido tanto no carbonato quanto na matéria orgânica preservada no sedimento, assim pode-se diferenciar entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. O carbono orgânico, proveniente da biomassa, é produzido por organismos autótrofos. A partir da fotossíntese, o processo de fracionamento do C se inicia na incorporação preferencial de ^{12}C por meio dos organismos fotossintéticos. A composição isotópica do material orgânico aprisionado nas rochas sedimentares ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) nos traz informações a respeito do tipo de organismos, da fonte de carbono utilizada, do paleoambiente e dos processos biogeoquímicos antigos (Hayes et al., 1993). Além disso, o fracionamento da bomba biológica deixa o carbono inorgânico dissolvido (DIC) na água do mar mais enriquecido em ^{13}C . O enriquecimento do DIC em ^{13}C é refletido na composição isotópica dos carbonatos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) que se formam principalmente nos ambientes marinhos superficiais, onde a fotossíntese é mais efetiva. Por isso a variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ao longo de sucessões carbonáticas podem refletir mudanças do próprio ambiente de deposição. Em sucessões pré-Cambrianas há uma grande variação faciológica, a qual deve ser considerada nas interpretações dos dados isotópicos. A dependência entre o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e fácies sedimentares indica um controle local da composição isotópica que pode se sobrepor ou apagar o sinal regional ou global (Kaufman & Knoll, 1995).

O $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ pode ser complementado por dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ para melhor entendimento do ciclo biogeoquímico do carbono. Além disso, a matéria orgânica sedimentar pode ser encontrada também em rochas siliciclásticas, portanto o uso desse parâmetro não fica limitado a sucessões carbonáticas. Quando analisados em conjunto na mesma amostra, o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ajudam a identificar se o sinal é primário ou diagenético. O carbono do carbonato e da matéria orgânica provém do DIC do ambiente deposicional, entretanto, a diagênese altera a composição isotópica do carbonato diferentemente da matéria orgânica. Em outras palavras, quando os dois parâmetros mostram o mesmo andamento é uma indicação de sinal primário (p.e. Sharp, 2007). Uma das dificuldades no uso de

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ é a extração da matéria orgânica da rocha, sendo mais complexo do que o método de isótopos de C e O em carbonatos (Hayes, 1993; Kaufman & Knoll, 1995). Outro fator importante é a diferença entre a composição isotópica do carbonato e da matéria orgânica, que é expresso por $\Delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Essa diferença reflete o quanto os organismos fotossintéticos foram capazes de fracionar o ^{12}C em detrimento do ^{13}C . Hayes et al., (1999) demonstra que o fracionamento entre o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ coexistentes era em média de 30‰ no Neoproterozoico, um pouco maior do que o de 26‰ do Fanerozoico (Hayes et al., 1989). Esta variação ocorre devido principalmente à disponibilidade de CO_2 na atmosfera, pois os organismos fotossintetizantes conseguem discriminar mais os isótopos leves quanto maior é a $p\text{CO}_2$. Além disso, o $\Delta^{13}\text{C}$ é um bom indicador para avaliar efeitos diagenéticos. A diagênese pode alterar o C dos minerais carbonáticos ou da matéria orgânica, mas nenhum processo é conhecido por modificar ambos na mesma direção e magnitude (Kaufman & Knoll, 1995). O material orgânico, por exemplo, pode ter o seu valor de $\delta^{13}\text{C}$ modificado por alteração termal. Na maturação da matéria orgânica, a quebra de ligações ^{12}C - ^{12}C ocorre preferencialmente, deixando um resíduo com assinatura isotópica mais pesada. Além disso, a maturação elimina o hidrogênio orgânico mais rapidamente do que o carbono, deixando a razão H/C mais baixa (Hayes et al., 1993; Des Marais, 1997).

2.2. Isótopos de oxigênio

O oxigênio ocorre na forma de três isótopos estáveis na natureza: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . Estes isótopos apresentam abundância de 96,76%, 0,04% e 0,2% respectivamente (Rosman e Taylor, 1998). No entanto, os isótopos mais utilizados são o ^{16}O e ^{18}O , por ocorrerem em maior abundância, usado como notação $\delta^{18}\text{O}$. O oxigênio está muito relacionado ao ciclo hidrogeológico, logo os processos de evaporação e precipitação são os maiores responsáveis pelo seu fracionamento isotópico. Além disso, o fracionamento dos isótopos de O depende muito da temperatura do meio em que se encontra. Em períodos mais frios, o fracionamento destes isótopos aumenta e em períodos mais quentes o fracionamento diminui. Em 1947, Urey calculou que seria possível obter a paleotemperatura a partir do fracionamento dos isótopos de oxigênio entre a água e o carbonato de cálcio. Assim, os carbonatos marinhos poderiam registrar a temperatura dos oceanos antigos.

Epstein et al., (1953) demonstrou que o $\delta^{18}\text{O}$ registrado em carbonatos tende a ser mais pesado em períodos mais frios e mais leve em períodos quentes. No entanto, ao

analisar a composição isotópica de carbonatos formados em ambientes marinhos é preciso levar em consideração alguns fatores como: composição isotópica da água, efeito vital do organismo mineralizador, efeitos de evaporação, formação de calotas de gelo e alterações diagenéticas. Em baixas latitudes e mares tropicais, por exemplo, é comum ocorrer intensa evaporação, a qual pode deixar o $\delta^{18}\text{O}$ da água mais elevado. Outro processo geológico que afeta o $\delta^{18}\text{O}$ é a formação de calotas de gelo. A medida em que as calotas de gelo se formam, elas retêm principalmente o ^{16}O , deixando as águas do oceano mais enriquecida em O^{18} . Neste último caso, o registro de $\delta^{18}\text{O}$ não vai depender apenas da temperatura, mas da quantidade de gelo formada também (Shackleton & Opdyke, 1973).

Mesmo sendo bem conhecidos os processos de fracionamento de isótopos de oxigênio, o registro de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do tempo geológico ainda é controverso, principalmente no que diz respeito às sucessões do pré-Cambriano. Estes registros em rochas mais antigas contêm valores de $\delta^{18}\text{O}$ bem menores do que os carbonatos fanerozoicos (Veizer et al., 1999; Shields & Veizer, 2002). Jaffrés et al., (2010) realizaram uma compilação de dados de $\delta^{18}\text{O}$ de amostras bem preservadas, onde é possível observar o crescimento no valor do $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do tempo geológico (Fig. 3). Este trabalho mostra que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de rochas do pré-Cambriano são em média mais negativos. Algumas estimativas para a paleotemperatura dos oceanos ao longo do tempo geológico foram realizadas, considerando que o $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos não tenha sido alterado por fontes externas e que os arquivos climáticos contenham registro primários. Estes estudos estimam que a paleotemperatura dos oceanos no Arqueano e Proterozoico eram extremamente elevadas (p.e Kanuth & Lowe, 2003; Robert & Chaussidon, 2006).

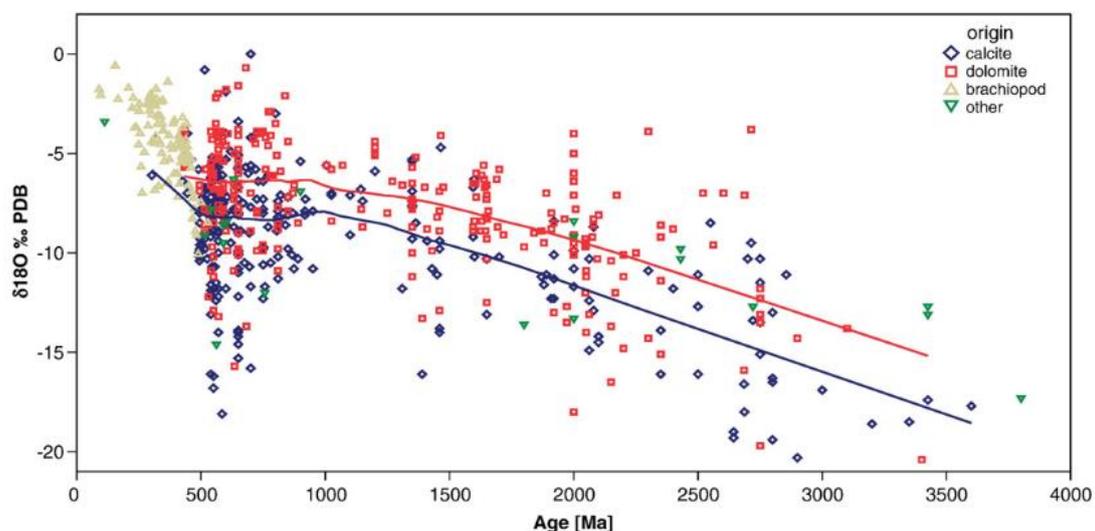


Figura 3: Registro de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do tempo geológico (Jaffrés et al., 2010). As amostras são divididas em quatro categorias principais de carbonatos: calcita, dolomita, braquiópodes e outros minerais carbonáticos. As linhas são a média dos dados de amostras de calcita (azul) e dolomita (vermelho).

Os isótopos de oxigênio podem ser medidos em diversos materiais como gelo, água, minerais carbonáticos (calcita e dolomita) biogênicos ou não, entre outros. Nas sequências sedimentares do pré-Cambriano, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ provêm unicamente de dolomitos ou calcários, devido à ausência de esqueletos carbonáticos. Nesse caso, as rochas micríticas são as mais utilizadas para obter o $\delta^{18}\text{O}$, tendo em vista que rochas com texturas mais grossas e heterogêneas podem possuir um sinal menos representativo do ambiente deposicional (p.e Kauffman & Knoll, 1995). Além disso, fluidos meteóricos ou hidrotermais alteram com maior facilidade os isótopos de oxigênio do que os isótopos de carbono, por isso o oxigênio também é útil para avaliar a alteração de amostras carbonáticas. O $\delta^{18}\text{O}$ tende a diminuir quando ocorre percolação e trocas entre fluidos pós-deposicionais. Como os isótopos de O e C são geralmente obtidos a partir da mesma amostragem, é possível realizar um cross-plot para avaliar os efeitos de alteração.

2.3. Registro isotópico de C no Neoproterozoico

A Era Neoproterozoica se estende por volta de 1000 a 540 milhões de anos e é dividida nos Períodos Toniano, Criogeniano e Ediacarano. Em todo este intervalo ocorreram mudanças no planeta que levaram às condições climáticas favoráveis ao estabelecimento da vida macroscópica e organismos complexos no final do Período Ediacarano (Knoll et al., 2000; Kaufman et al., 2018). Um dos fatores que se destaca no Neoproterozoico é a ampla variação dos perfis de $\delta^{13}\text{C}$ com amplitudes maiores que 10‰ (Kaufman & Knoll, 1995; Halverson et al., 2005). No entanto, isto não ocorre no Mesoproterozoico, pois as variações normalmente têm amplitudes de 1-2‰ (Kha et al., 1999; Alvarenga et al., 2014). Além da grande amplitude das variações, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do Neoproterozoico apresentam uma média mais elevada, em torno de +5‰, em relação ao Fanerozoico e Mesoproterozoico, que apresentam uma média de 0‰ a +1‰ (p.e Halverson et al., 1995; Knoll et al., 1986; Hoffman et al., 1998a). Assim, muitos trabalhos foram realizados para produzir uma compilação de $\delta^{13}\text{C}$ para o oceano do Neoproterozoico (Fig. 4), por meio de diferentes sucessões carbonáticas ao redor do mundo (p.e Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2005; Halverson et al., 2010; Cox et al., 2016; Canfield et al., 2020).

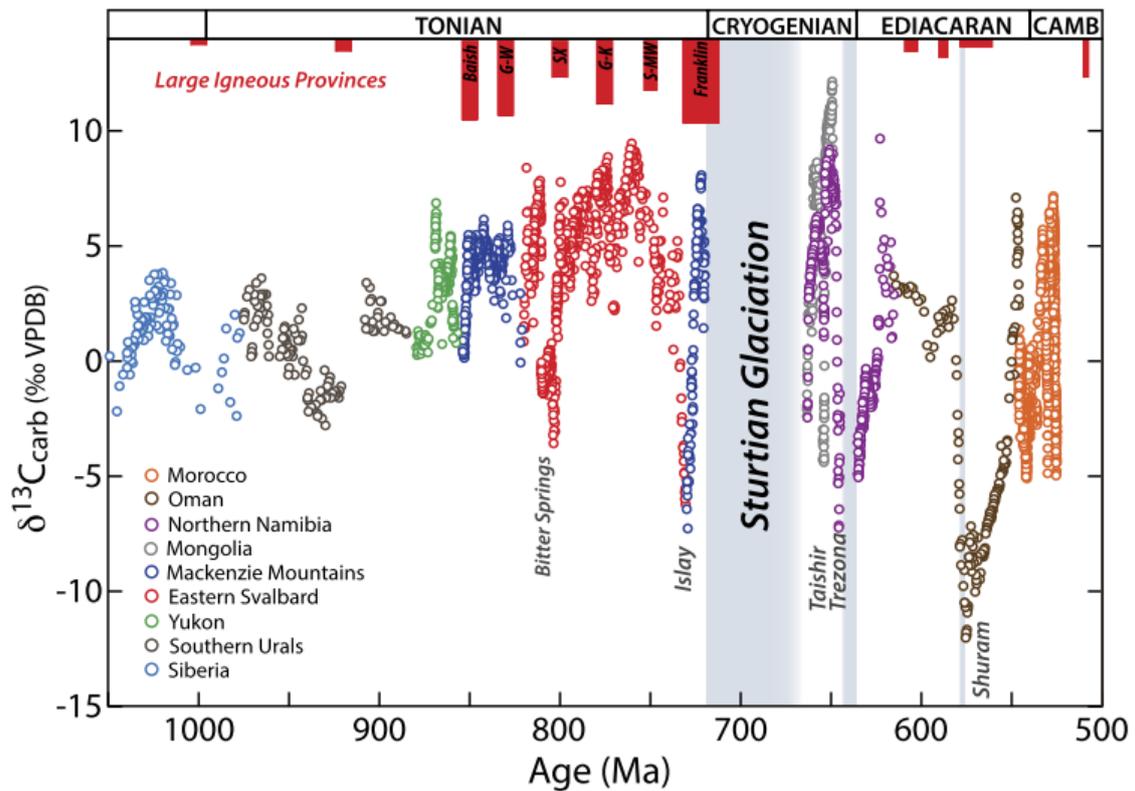


Figura 4: Compilação de dados de $\delta^{13}\text{C}$ do Neoproterozoico e principais anomalias negativas, glaciações e Províncias Ígneas (Cox et al., 2016).

Ao longo do Neoproterozoico é possível observar excursões positivas e negativas que podem ser correlacionadas e têm ligação com grandes eventos climáticos. Excursões negativas, cujos valores atingem -5% a -6% , apresentam um caráter abrupto e de menor duração do que os platôs positivos. Geralmente, precedem a ocorrência de depósitos glaciais extensos, encontrados em diversas regiões do planeta, e encontram-se associados a carbonatos de capa (p.e Hoffman et al., 1998b; Fike et al., 2006; Babinski et al., 2007). As anomalias positivas, por outro lado, ocorrem nas fases interglaciais e formam platôs de $\delta^{13}\text{C}$ de grandes durações. Há registros dessas anomalias em todos os períodos do Neoproterozoico. São interpretadas por alguns autores como períodos de alta produtividade primária e altas taxas de soterramento da matéria orgânica (Knoll et al., 1986; Shields et al., 2002), aumento da oxigenação do oceano e atmosfera (Cui et al., 2018), processos de fermentação e metanogênese em oceanos anóxicos (Caetano-Filho et al., 2021) e formação de carbonatos autigênicos (Schrag et al., 2013). Valores extremamente elevados, encontrados em algumas seções, são interpretados como sinais isotópicos regionais/locais, indicando ambientes restritos, ou seja, desconectados do oceano global (p.e Shields et al., 2002; Cui et al., 2018, 2020; Paula-Santos et al., 2017; Caetano-Filho et al., 2021).

Ainda há controversas e problemas no registro da composição isotópica de C em seções pré-Cambrianas, porque, principalmente, a produção carbonática nesses períodos era diferente do Fanerozoico. Os principais organismos produtores de carbonatos atuais não existiam e os ambientes carbonáticos eram dominados por microrganismos bioconstrutores de estromatólitos, tornando difícil fazer uma comparação (Grotzinger et al., 2000). Em segundo lugar, o registro de rochas sedimentares pelágicas não se encontra bem preservado, o que dificulta o entendimento do registro isotópico global. A maior parte das sucessões preservadas são de plataformas rasas, com muita variação de litofácies e ambientes deposicionais, nos quais o $\delta^{13}\text{C}$ é influenciado por mudanças ambientais locais (Calver et al., 2000; Frimmel et al., 2010). Por último, a dificuldade de identificar se a origem do sinal isotópico é primária ou não compromete as interpretações paleoclimáticas e paleoambientais (Halverson et al., 2010). O Neoproterozoico registra as maiores variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de toda a história geológica, sem análogos em outras épocas. Estas anomalias são de grande importância para a compreensão dos mecanismos atuantes no Neoproterozoico, pois são registradas em diversas sucessões ao redor do mundo. Muitas vezes são utilizadas para correlações globais e auxiliam na correspondência entre diferentes seções, nas quais há escassez de dados bioestratigráficos e geocronológicos (Halverson et al., 2005; Macdonald et al., 2003). Entretanto, ainda há um grande debate sobre a origem dessas anomalias, se é primária ou não. Alguns estudos argumentam sobre uma origem possivelmente diagenética (p.e. Derry et al., 2010; Swart & Kennedy, 2012), enquanto outros apontam para uma origem primária (p.e. Fike et al., 2006; Grotzinger et al., 2011; Xiao et al., 2020).

2.4. Metodologia para extração do material orgânico

Neste tópico será abordado apenas os procedimentos para extração do material orgânico das amostras coletadas. A metodologia utilizada na descrição de campo, confecção de lâminas petrográficas e análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\delta^{18}\text{O}$ serão abordados no tópico 3.

A extração da matéria orgânica seguiu a metodologia de preparação de palinomorfos utilizada no Laboratório de Micropaleontologia da UnB. Para o presente estudo, seguiu-se os mesmos protocolos iniciais da preparação de palinomorfos, com exceção da etapa final de confecção de lâminas palinológicas. Pois o objetivo, no presente trabalho, é a obtenção do material orgânico para posterior análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Alguns outros trabalhos foram utilizados como base complementar para a metodologia (p.e Quadros & Melo, 1987; Vidal, 1988; Denezine et al., 2022). Este método, portanto, é utilizado com a finalidade de remover toda a fração mineral, como os minerais carbonáticos e silicáticos, e concentrar o máximo de material orgânico (Fig. 5).

A metodologia foi realizada na sequência pelito-carbonatada das Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, de idade neoproterozoica. Foram utilizadas tanto amostras de furos de sondagem quanto amostras de afloramento, representadas por calcários, dolomitos, margas e pelitos. As litologias com maior potencial de recuperação de material orgânico são margas, calcários escuros e pelitos esverdeados. Os pelitos vermelhos mais oxidados e as litologias como dolomitos cristalinos são mais difíceis de se extrair material orgânico, por isso tiveram menos amostragens.

Será descrito a seguir as etapas do procedimento de extração da matéria orgânica, tendo em vista que a maior parte das amostras são margas e carbonatos da Formação Sete Lagoas:

- 1) Britar 30-40g de cada amostra em uma fração de 5mm e transferir para becker de polipropileno de 400ml com as respectivas identificações das amostras.
- 2) As amostras de afloramento foram reagidas com KOH por 2h, em uma solução de 1 molar (1M), até cobri-las, para remover musgo, fungos, restos de vegetais recentes e outras possíveis contaminações. O KOH é, então, descartado e depois é feita a lavagem com água deionizada. As amostras de furos de sondagem não precisam passar por esta etapa.

3) Adicionar 50-100mL de HCL 36% e esperar a reação por 6-12h para remover a fase carbonática. Descartar o ácido e realizar 3 ou mais lavagens com água deionizada até a solução atingir um pH neutro. Para fazer a lavagem o material orgânico deve estar todo decantado no fundo do becker. As amostras de carbonato com fração terrígena insignificante, em que toda a fase mineral foi removida com sucesso após o ataque com HCL, não passarão pela etapa 4.

4) Realizar o ataque com HF nas amostras em que ainda tiver material siliciclástico no fundo do becker (margas e pelitos calcíferos). Adicionar 50-100mL de HF depender da quantidade de material siliciclástico. Esta reação é feita com HF 48% por 48h. Descartar o ácido e realizar 6 ou mais lavagens até a solução atingir um pH neutro.

5) Descartar os fragmentos que não reagiram com o HF, com o auxílio de uma pinça. É comum sobrar fragmentos grandes ou lamas juntamente com o material orgânico, quando a fração silicática é muito abundante. Fragmentos do tamanho areia ou maior também podem ser separados do material orgânico por meio da decantação. Líquidos densos podem ser utilizados nessa etapa, porém é bom evitar quando possível, por ser um procedimento muito demorado.

6) Adicionar 10ml de HCL 36% por 30 minutos no fundo do becker com material orgânico para certificar que não restou nenhuma fase carbonática. Fazer as últimas lavagens com água deionizada e depois transferir as amostras de matéria orgânica para recipientes de vidro. Secar em fornos com temperatura de 60°C e por fim transferir para microtubos de polipropileno.

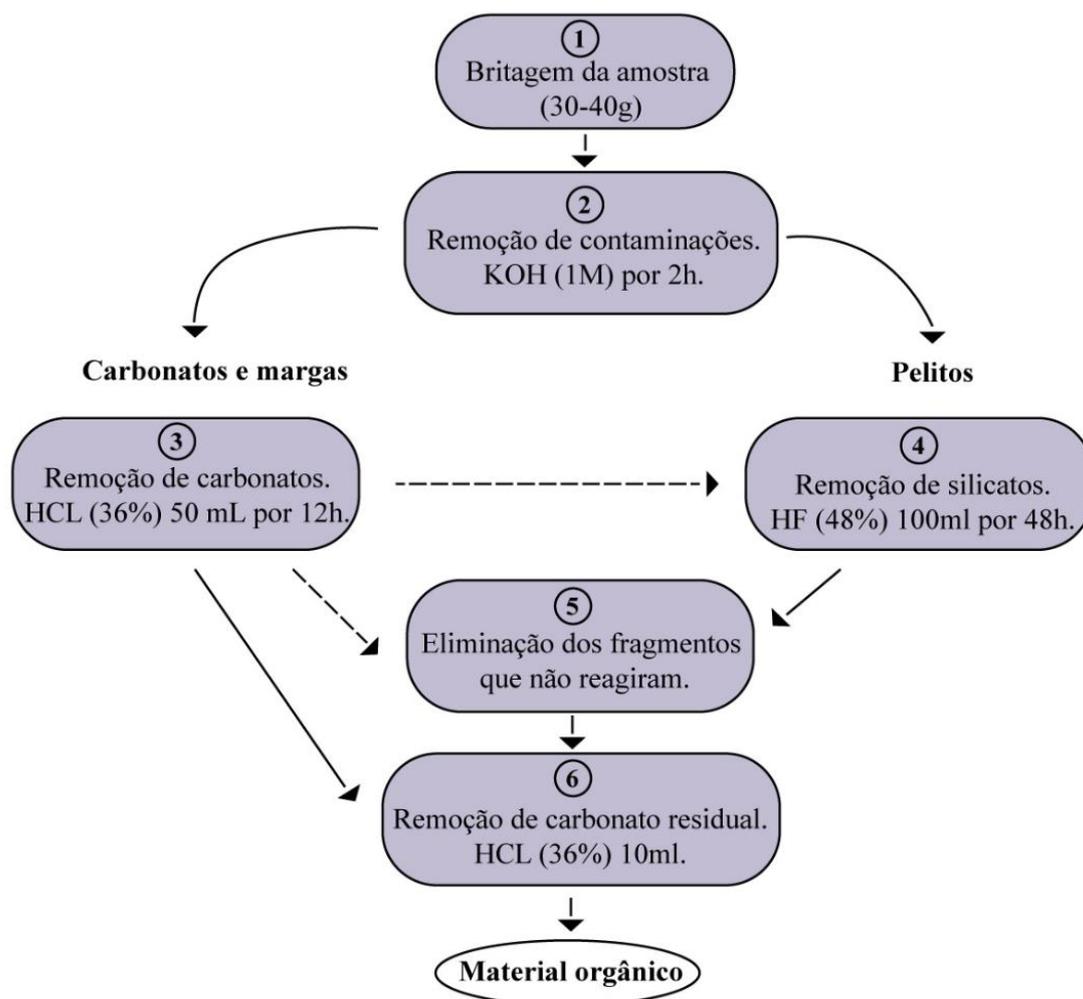


Figura 5: Etapas para extração do material orgânico de amostras da Formação Sete Lagoas.

2.5. Referências

Adorno, R.R., do Carmo, D.A., Germs, G., Walde, D.H.G., Denezine, M., Boggiani, P.C., Sousa e Silva, S.C., Vasconcelos, J.R., Tobias, T.C., Guimarães, E.M., Vieira, L.C., Figueiredo, M.F., Moraes, R., Caminha, S.A., Suarez, P.A.Z., Rodrigues, C. V., Caixeta, G.M., Pinho, D., Schneider, G., Muyamba, R., 2017. *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. *Precambrian Res.* 301, 19–35.

Calver, C.R., 2000. Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification. *Precambrian Res.* 100, 121–150.

- Canfield, D.E., Knoll, A.H., Poulton, S.W., Narbonne, G.M., Dunning, G.R., 2020. Carbon isotopes in clastic rocks and the Neoproterozoic carbon cycle. *Am. J. Sci.* 320, 97–124.
- Cox, G.M., Halverson, G.P., Stevenson, R.K., Vokaty, M., Poirier, A., Kunzmann, M., Li, Z.X., Denyszyn, S.W., Strauss, J. V., Macdonald, F.A., 2016. Continental flood basalt weathering as a trigger for Neoproterozoic Snowball Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 446, 89–99.
- Cui, H., Kaufman, A.J., Peng, Y., Liu, X.-M., Plummer, R.E., Lee, E.I., 2018. The Neoproterozoic Hüttenberg $\delta^{13}\text{C}$ anomaly: genesis and global implications. *Precamb. Res.* 313, 242–262.
- Denezine, M., Adôrno, R.R., Do Carmo, D.A., Guimarães, E.M., Walde, D.H.G., De Alvarenga, C.J.S., Germs, G., Antonietto, L.S., Valdivia Rodríguez, C.G., Nunes Junior, O.D.O., 2022. Methodological Development of a Combined Preparation for Micropaleontological and Sedimentological Studies of Samples From the Proterozoic Record. *Front. Earth Sci.* 10.
- Derry, L. A., 2010, A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly: *Earth and Planetary Science Letters.* 294, 152–162.
- Des Marais, D.J., 1997. Isotopic evolution of the biogeochemical carbon cycle during the Proterozoic Eon. *Org. Geochem.* 27, 185–193.
- Epstein, S., H. A. Buchbaum and H. A. Lowenstam, Revised carbonate-water isotopic temperature scale, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64, 1315-1326, 1953.
- Fike, D.A., Grotzinger, J.P., Pratt, L.M., Summons, R.E., 2006. Oxidation of the Ediacaran ocean. *Nature* 444, 744–747.
- Frimmel, H.E., 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Res.* 182, 239–253.
- Grotzinger, J.P., Fike, D.A., Fischer, W.W., 2011. Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history. *Nat. Geosci.* 4, 285–292.

- Grotzinger, J.P., James, N.P., 2000. Precambrian Carbonates: Evolution of Understanding. Carbonate Sediment. Diagenes. Evol. Precambrian World 3–20.
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N., 2005. Towards a Neoproterozoic composite carbon isotope record. Geological Society of America, Bulletin 117, 1181–1207
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M., 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. Precamb. Res. 182, 337–350
- Hayes, J. M., Popp, B. N., Takigiku, R. and Johnson, M. W. (1989) An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 2961±2972
- Hayes, J. M., Strauss, H., Kaufman, A.J., 1999. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma, *Chem. Geol.* 161, 103-125.
- Hayes, J.M., 1993. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. *Marine Geology.* 113, 111–125.
- Hoefs J. 2018. Stable isotope geochemistry. 8th eds. Springer, 61p.
- Hoffman, P., F., Kaufman, A., J., Halverson, G., P. 1998a. Comings and Goings of Global Glaciations on a Neoproterozoic Tropical Platform in Namibia. *GSA Today.* 8, 1–9.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998b. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science.* 281, 1342–1346.
- Jaffrés, J.B.D., Shields, G.A., Wallman, K., 2007. The oxygen isotope evolution of seawater: a critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years. *Earth-Sci. Rev.* 83, 83–122.
- Kah, L.C., Sherman, A.G., Narbonne, G.M., Knoll, A.H., Kaufman, A.J., 1999. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations. *Can. J. Earth Sci.* 36, 313–332.

Kaufman, A.J., 2018. The Ediacaran-Cambrian Transition: A Resource-Based Hypothesis for the Rise and Fall of the Ediacara Biota. *Chemostratigraphy Across Major Chronol. Boundaries* 115–142.

Kaufman, A.J., Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotope composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research* 73, 27–49

Knauth, L.P., Lowe, D.R., 2003. High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa. *GSA Bull.* 115, 566–580.

Knoll, A.H., 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Res.* 100, 3–20.

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

Knoll, A.H., Walter, M.R., Narbonne, G.M., Christie-Blick, N., 2004. A new period for the geologic time scale. *Science* (80-.). 305, 621–622.

Knoll, A.H., Walter, M.R., Narbonne, G.M., Christie-Blick, N., 2006. The Ediacaran period: A new addition to the geologic time scale. *Lethaia* 39, 13–30.

Macdonald, F.A., Strauss, J. V., Sperling, E.A., Halverson, G.P., Narbonne, G.M., Johnston, D.T., Kunzmann, M., Schrag, D.P., Higgins, J.A., 2013. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. *Chem. Geol.* 362, 250–272.

Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for ‘blind dating’. *Terra Nova.* 13, 1-11.

Misi, A., Kaufman, A.J., Azmy, K., Dardenne, M.A., Sial, A.N., de Oliveira, T.F., 2011. Neoproterozoic successions of the São Francisco Craton, Brazil: The Bambuí, Una, Vazante and Vaza Barris/Miaba groups and their glaciogenic deposits. *Geol. Soc. Mem.* 36, 509–522.

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. *Chem. Geol.* 237, 143–167.

Narbonne, G.M., Xiao, S., Shields, G.A., Gehling, J.G., 2012. The ediacaran period. *Geol. Time Scale* 2012 413–435.

Quadros, L., Melo, J., 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos do pré-Mesozoico (Practical method of palynological preparation of pre-Mesozoic sediments). *Bol. Geociências - Petrobras* 7, 205–214.

Robert, F., Chaussidon, M., 2006. A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts. *Nature* 443, 969–972.

Rosman JR, Taylor PD (1998) Isotopic compositions of the elements (technical report): commission on atomic weights and isotopic abundances. *Pure Appl Chem* 70:217–235

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

Shackleton, N. J. and N. D. Opdyke, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of an equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year time scale, *Quat. Res.*, 3, 39-55, 1973.

Sharp Z. Principles of Stable Isotope Geochemistry. Pearson, Upper Saddle River, NJ, 2007

Shields, G.A., Brasier, M.D., Stille, P., Dorjnamjaa, D. iin, 2002. Factors contributing to high $\delta^{13}\text{C}$ values in Cryogenian limestones of western Mongolia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 99–111.

Shields, G.A., Veizer, J., 2002. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3.

Urey, H. C., The thermodynamics of isotopic substances, *J. Chem. Soc.*, 1947, 562-581, 1947.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G.,

Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.* 161, 59–88.

Vidal, G., 1988. A palynological preparation method. *Palynology* 12, 215-220.

Xiao, S., Narbonne, G.M., Zhou, C., Laflamme, M., Grazhdankin, D. V., Moczydlowska-Vidal, M., Cui, H., 2016. Towards an ediacaran time scale: Problems, protocols, and prospects. *Episodes* 39, 540–555.

Zeebe R. & Wolf-Gladrow D. - *CO₂ in seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Elsevier Oceanography Series n. 65, Gulf Professional Publishing, 2001.

3. ARTIGO CIENTÍFICO

Quimioestratigrafia isotópica da Formação Sete Lagoas e suas implicações na escala regional e global

(A ser submetido na revista Precambrian Research).

Resumo

A Formação Sete Lagoas é a unidade basal do Grupo Bambuí, predominantemente carbonática. Apresenta características de carbonato de capa na base e atinge valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ elevados, acima de + 12‰ no topo. Muitos estudos têm sido realizados para determinar sua cronoestratigrafia, porém a divergência de dados paleontológicos e geocronológicos dificultam. Nesse contexto, nós investigamos a Formação Sete Lagoas a partir do ponto de vista sedimentológico e quimioestratigráfico para determinar a origem de suas variações isotópicas e correlacioná-la com outras seções ediacaranas. Assim, duas diferentes seções da Formação Sete Lagoas foram estudadas detalhadamente na porção central e sul da Bacia do São Francisco. A Seção PSB-14 ocorre na região central da bacia, ao sul de Januária, e representa a porção intermediária e superior da Formação Sete Lagoas. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variam, respectivamente, de + 0,01‰ a + 12,27‰ e - 27,54‰ a - 19,31‰. A Seção Gruta Rei do Mato ocorre na região sul da bacia, na cidade de Sete Lagoas (MG). Esta seção representa o topo da unidade e contém valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ acima de + 9‰ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ com média de - 16‰. A Formação Sete Lagoas, quando comparadas diversas seções da unidade, apresenta uma divisão de seis intervalos quimioestratigráficos de $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$: SL-1, SL-2, SL-3, SL-4, SL-5 e SL-6. Estes intervalos ocorrem com boa precisão em toda a bacia e independem da variação de litofácies. Isto significa que a curva isotópica composta da Formação Sete Lagoas apresenta um registro primário. Juntamente com dados geocronológicos e bioestratigráficos, a curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas pode ser correlacionada com a curva global do Ediacarano inferior.

Palavras-chave: Formação Sete Lagoas, quimioestratigrafia, isótopos, Ediacarano.

Abstract

The Sete Lagoas Formation is the basal unit of the Bambuí Group, predominantly carbonatic. It presents similarity to cap carbonate at the base unit and reaches $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ above + 12‰ at the top. Many studies have been carried out to determine its chronostratigraphy, but the divergence of paleontological and geochronological data makes it difficult. In this context, we investigated the Sete Lagoas Formation from the sedimentological and chemostratigraphic features to determine the origin of its isotopic variations and correlate it with other Ediacaran sections. Thus, two different sections of the Sete Lagoas Formation were studied in detail in the central and southern portions of the São Francisco Basin. Section PSB-14 located in the central region of the basin, south of Januária, and represents the middle and upper portion of the Sete Lagoas Formation. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values fluctuate, respectively, from + 0.01‰ to + 12.27‰ and - 27.54‰ to - 19.31‰. The Gruta Rei do Mato Section located in the southern region of the basin, in the Sete Lagoas (MG). This section represents the top of the unit and contains $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values above + 9‰ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ averaging -16‰. The Sete Lagoas Formation, when compared several sections of the unit, presents a division of six $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ chemostratigraphic intervals: SL-1, SL-2, SL-3, SL-4, SL-5 and SL-6. These intervals occur with good accuracy throughout the basin and are independent of lithofacies variation. This means that the composite curve of the Sete Lagoas Formation presents a primary record. Together with geochronological and biostratigraphic data, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ curve of the Sete Lagoas Formation can be correlated with the global curve of the Lower Ediacaran.

Keywords: *Sete Lagoas Formation, chemostratigraphic, isotopes, Ediacaran.*

3.1. Introdução

As sequências sedimentares do Neoproterozoico contêm informações importantes do passado do Planeta Terra. Devido à escassez de fósseis, estas sequências sedimentares são muito estudadas do ponto de vista quimioestratigráfico. Muitos estudos revelam que as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ durante a Era Neoproterozoica registram enormes oscilações, que indicam grandes perturbações no ciclo do carbono (p.e Kaufman & Knoll, 1995; Halverson et al., 2005; Halverson et al., 2010; Swanson-Hysell et al., 2010; Grotzinger et al., 2011; Bold et al., 2016). Assim, em unidades carbonáticas neoproterozoicas é possível realizar estudos quimioestratigráficos por meio do $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato e matéria orgânica coexistentes, para compreender melhor o ciclo do carbono (p.e Knoll et al., 1986; Iyer et al., 1995; Shields et al., 2002; Fike et al., 2006; Cui et al., 2018). As anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$ mostram relações com eventos extremos de glaciação (*snowball Earth*) (Hoffman et al., 1998b; Fike et al., 2006; Grotzinger et al., 2011). Por outro lado, as anomalias positivas de $\delta^{13}\text{C}$ são reportadas como intervalos de maior duração, que ocorrem nos períodos interglaciais (Knoll et al., 1986; Cui et al., 2018). O final do Neoproterozoico corresponde ao Período Ediacarano, que registra alguns eventos importantes. Uma anomalia negativa de $\delta^{13}\text{C}$ ocorre em diversas sucessões acima de depósitos glaciais Marinoanos. Além disso, a glaciação de Gaskier e a anomalia negativa *Shuram* podem ser observadas em muitas sequências sedimentares (Macdonald et al., 2012; Narbonne et al., 2012; Xiao et al., 2016). Por fim, organismos complexos surgem no final deste período, como os primeiros seres biomineralizados, que revelam mudanças nas condições de vida no planeta terra (Grotzinger et al., 1995; Amthor et al., 2003).

Apesar do $\delta^{13}\text{C}$ ser bastante utilizado como ferramenta de correlações globais em diferentes seções neoproterozoicas, o seu uso ainda é discutível. A possibilidade de alterações diagenéticas serem a causa de algumas anomalias de $\delta^{13}\text{C}$ ainda é objeto de debate (Derry, 2010; Grotzinger et al., 2011). Além disso, os diferentes constituintes da rocha carbonática e suas respectivas respostas a processos diagenéticos podem registrar o $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de maneira distinta da rocha total e do sinal primário (Huck et al., 2017). Outra questão importante a ser considerada no sinal isotópico do carbono é que as plataformas carbonáticas do pré-Cambriano comumente mostram diferentes associações de fácies ao longo da mesma seção, que devem ser levadas em consideração sobre o sinal isotópico de C (Kaufman & Knoll, 1995). Alguns trabalhos apontam para um possível gradiente de $\delta^{13}\text{C}$ na coluna d'água ser um fator de variação do sinal isotópico, que

complicaria correlações entre porções rasas e profundas da bacia (p.e Calver, 2000; Shen et al., 2005; Jiang et al., 2007). É fundamental, portanto, a utilização de parâmetros litológicos juntamente com a quimioestratigrafia, nas sequências Neoproterozoicas, para desvendar a origem do sinal de $\delta^{13}\text{C}$ (p.e Shields et al., 2002; Fike et al., 2006; Cui et al., 2018).

No Grupo Bambuí, situado na região central do Brasil, ocorre uma excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ que se inicia no topo da Formação Sete Lagoas, a qual é sobreposta pelas rochas siliciclásticas da Formação Serra de Santa Helena. Esta unidade oculta vários metros da curva de $\delta^{13}\text{C}$, que somente volta a ser registrada na unidade carbonática na Formação Lagoa do Jacaré. Nas últimas décadas, muitos estudos quimioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$ foram realizados nas rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas (p.e. Santos et al., 2000; Santos et al., 2004; Vieira et al., 2007b; Alvarenga et al., 2012, 2014; Caetano-Filho et al., 2019; Okubo et al., 2022). Estes estudos formam uma boa base de dados para a curva de $\delta^{13}\text{C}$ dos sedimentos da Formação Sete Lagoas e mostram uma boa correlação em diferentes seções dentro da bacia. No entanto, poucos trabalhos utilizaram o sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica coexistente (p.e Iyer et al., 1995; Cui et al., 2020; Caetano-Filho et al., 2021).

Uma das motivações do presente estudo é que na região da Bacia do São Francisco a Formação Sete Lagoas aflora em diferentes localidades com associações de fácies distintas e apresenta um sinal isotópico extremamente elevado no topo da unidade. De maneira geral, na base da unidade a Formação Sete Lagoas cobre diamictitos de origem glacial e contém carbonatos de capa com valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos, de até - 5‰ (p.e Vieira et al., 2007b; Babinski et al., 2007; Vieira et al., 2015; Caxito et al., 2021). Na porção intermediária da unidade, ocorrem valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de 0‰ e no topo aumentam significativamente para mais de + 10‰ e localmente podem atingir até + 16‰ (p.e Iyer et al., 1995; Santos et al., 2000; Santos et al., 2004; Vieira et al., 2007b; Alvarenga et al., 2012, 2014; Caetano-Filho et al., 2019; Okubo et al., 2022). No presente estudo, nós apresentamos a quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em duas diferentes regiões da bacia, no intervalo de excursão positiva do topo da Formação Sete Lagoas. As diferenças litológicas e de ambiente deposicional indicam que porções distintas da bacia passaram por extremos eventos que afetaram o ciclo do carbono regionalmente. Assim, é possível a identificação de um padrão regional de $\delta^{13}\text{C}$ de toda a bacia, a partir da

comparação com outras seções anteriormente estudadas, além de um melhor entendimento em relação a correlação global.

3.2. Contexto Geológico

Bacia do São Francisco

A Bacia do São Francisco é uma bacia intracratônica e policíclica, de idade Proterozoica. Cobre a região sul do Cráton do São Francisco e se estende por grande parte do território do centro-leste brasileiro (Fig. 1). Apresenta um amplo desenvolvimento na direção norte-sul e abrange regiões dos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia. É limitada por faixas orogênicas a norte, leste e oeste, que são respectivamente as faixas Rio Preto, Araçuaí e Brasília (Martins-Neto et al., 2001; Zalán & Romeiro-Silva, 2007; Alkmin & Martins-Neto, 2012; Uhlein, 2013; Reis & Suss, 2016).

O embasamento possui idade Arqueano-Paleoproterozoico (>1,8 Ga), enquanto as unidades da cobertura sedimentar são prevalentemente do Paleo- ao Neoproterozoico (Alkmin & Martins-Neto, 2012). Durante o seu desenvolvimento a bacia passou por diferentes estágios, assim suas unidades foram depositadas em contextos tectônicos e deposicionais distintos. O término do preenchimento se deu durante o Éon Fanerozoico com a deposição de sedimentos continentais mais recentes e fossilíferos, o qual recebe o nome de Bacia Sanfranciscana (Campos & Dardenne, 1997a, b).

Cada uma das unidades da Bacia do São Francisco é separada por discordâncias com longos intervalos de tempo. Estas sequências contêm registros paleoambientais e paleogeográficos importantes, principalmente do Éon Proterozoico. Martins-Neto (2009) divide as coberturas Proterozoicas em quatro Megassequências, chamadas também de sequências de primeira ordem. As principais Megassequências individualizadas são: (i) Espinhaço, (ii) Canastra–Paranoá–Vazante, (iii) Macaúbas e (iv) Bambuí.

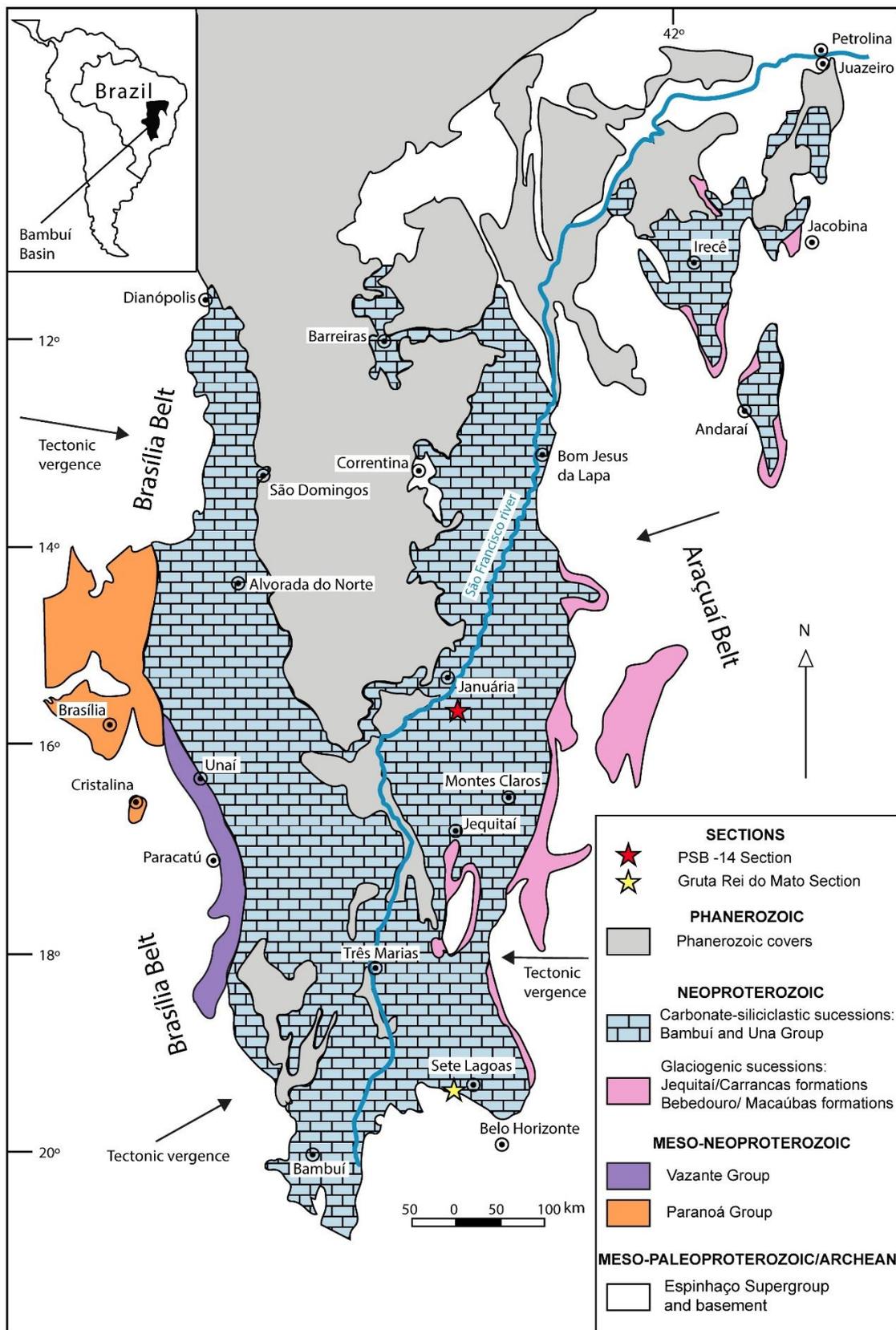


Figura 1: Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco. Localização das seções de estudo (estrelas), Faixas de dobramentos, principais cidades e coberturas sedimentares (modificado de Santos et al., 2000).

Cada uma destas sequências de primeira ordem ocorre de maneira mais ou menos expressiva a depender da região da bacia, prolongando-se ao longo das faixas Brasília e Araçuaí. (i) O Grupo Espinhaço constitui uma sequência metassedimentar siliciclástica de idade Paleo/Mesoproterozoica (1.73-1.50 Ga), com depósitos aluviais, eólicos e marinhos rasos de estágio rifte (Martins-Neto, 2000). (ii) A sequência Canastra-Paranoá-Vazante representa unidades do Mesoproterozoico Superior/Neoproterozoico Inferior, constituídas por sequências pelito-carbonatadas representando depósitos de rifte e margem passiva, ocorrendo principalmente na Faixa Brasília (Pimentel et al., 2011, Campos et al., 2013). (iii) A sequência Macaúbas constitui depósitos de origem possivelmente glacio-continental e glacio-marinha de idade em torno de 900 Ma (Uhlein et al., 1999; Babinsk et al., 2012). (iv) Por fim, a sequência foco do presente estudo é o Grupo Bambuí, última sequência pré-Cambriana de primeira ordem a ser depositada na bacia, de idade Ediacarana/Cambriana (Warren et al., 2014; Paula Santos et al., 2015; Moreira et al., 2020; Tavares et al., 2020; Caxito et al., 2021). É composta por unidades pelito-carbonatadas e considerada frequentemente como uma bacia Intracratônica/Antepaís ou *Foreland* (Zalan & Romeiro-Silva, 2007; Uhlein et al., 2017).

O Grupo Bambuí é a principal unidade estratigráfica em termos de extensão e espessura, na Bacia do São Francisco e a última unidade do pré-Cambriano, contendo registros importantes do final da era Neoproterozoica e potencialmente da transição Ediacarana/Cambriano. No centro da bacia as suas unidades são pouco deformadas, com camadas horizontais a sub-horizontais. Por outro lado, na borda oeste da bacia ocorre maior deformação por influência da Faixa Brasília, onde o Grupo Bambuí se apresenta em contato tectônico com a sequência Canastra-Paranoá-Vazante e pode aflorar com a estratigrafia invertida devido às falhas reversas/empurrão (p.e Alvarenga & Dardenne, 1978; Pimentel et al., 2011; Alvarenga et al., 2012).

A sequência sedimentar do Grupo Bambuí apresenta uma espessura variável ao longo da bacia, sendo mais espessa a oeste, próximo à Faixa Brasília. Dados de sísmica indicam um formato de cunha típico de Bacia de Antepaís, na qual o Grupo Bambuí atinge espessuras maiores à oeste, por conta de deformação e repetição de camadas, de até 4000m, e 800m à leste (Martins-Neto, 2009; Zalan & Romeiro-Silva, 2007). Acima da sequência Bambuí ocorrem unidades muito mais recentes, na região central da bacia, com idades que se estendem do Permiano ao Cretáceo, como o Grupo Santa Fé de origem

glacial, Grupo Areado e Urucuaia de origem continental/desértica e Grupo Mata da Corda de origem vulcânica (Campos & Dardenne, 1997a, b).

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é uma das unidades mais estudadas quando se refere ao Neoproterozoico do Brasil (Fig. 2). Começou a ser estudado a partir do século XIX e XX (p.e Derby, 1880; Rimann, 1917). Em meados do século XX surgem algumas definições e subdivisões litoestratigráficas que até hoje são utilizadas (p.e Costa & Branco, 1961; Dardenne, 1978). A classificação realizada por Dardenne (1978) subdivide o Grupo Bambuí em seis formações, que são respectivamente da base para o topo:

(a) Formação Jequitáí - constituída por paraconglomerados com matriz esverdeada. Ocorrem seixos de calcário, dolomito, quartzito, gnaiss e micaxisto. Representam depósitos de origem possivelmente glacial e recobrem unidades mais antigas como o Grupo Paranoá, Araí, Espinhaço e rochas do embasamento.

(b) Formação Sete Lagoas - unidade predominantemente carbonática, clástica e bioconstruída, composta por calcários e dolomitos, com lentes ou intervalos pelíticos e margosos. Podem ocorrer estromatólitos colunares na parte superior.

(c) Formação Serra de Santa Helena - unidade predominantemente composta por siltitos e folhelhos verdes. Em menor quantidade ocorrem arenitos e lentes de carbonato.

(d) Formação Lagoa do Jacaré - unidade composta principalmente por calcários cristalinos escuros com alternância de camadas oolíticas e pisolíticas, além de lentes pelíticas e margosas.

(e) Formação Serra da Saudade – unidade pelítica composta por folhelhos e siltitos esverdeados, que passam a ser feldspáticos na parte superior.

(f) Formação Três Marias - unidade composta por siltitos e arenitos arcoseanos, que se sobrepõem de forma gradacional a unidade anterior.

Dardenne (1978) ainda enfatiza sobre a variação existente entre as unidades descritas a depender da localização da bacia. Além disso, dentro do Grupo Bambuí ocorrem também outras unidades que não fazem parte da subdivisão clássica mencionada anteriormente. À sudoeste do Cráton do São Francisco, próximo à Faixa Brasília, afloram unidades predominantemente conglomeráticas. São representadas pela Formação Samburá e

Formação Lagoa Formosa e têm idades contemporâneas ao Grupo Bambuí (Uhlein et al., 2017). A Formação ou Membro Jaíba é uma outra unidade carbonática de ~40m de espessura, que ocorre à nordeste da bacia, na transição entre a Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias (p.e Caxito et al., 2016, Uhlein et al., 2019).

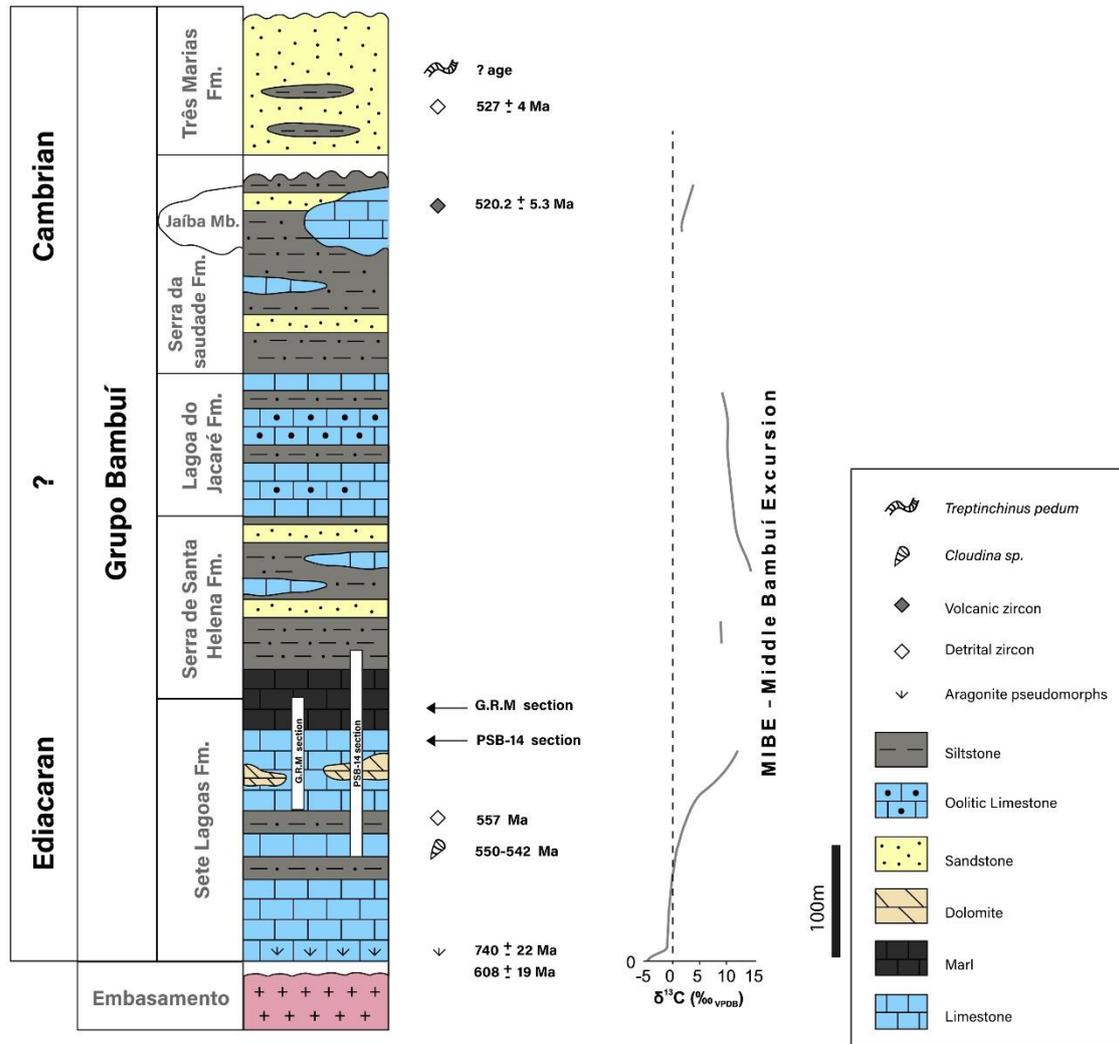


Figura 2: Estratigrafia do Grupo Bambuí (modificado de Dardenne, 1978) com determinações das idades e curva isotópica de $\delta^{13}C$. As duas seções de estudo encontram-se no topo da Formação Sete Lagoas (setas): G.R.M section - Seção Gruta Rei do Mato; PSB-14 section - Furo de sondagem 1-PSB-14-MG. Notar os altos valores de $\delta^{13}C$ da porção intermediária do Grupo Bambuí (de acordo com Uhlein et al., 2019). Referências geocronológicas: método Pb-Pb em carbonato 1) Caxito et al. (2018) e 2) Babinski et al. (2007); 3) Fósseis de *Cloudina* sp. (Warren et al., 2014); grãos de zircão detrítico 4) Paula-Santos et al. (2015) e 6) Tavares et al. (2020); 5) grãos de zircão vulcânico (Moreira et al., 2020); 7) icnofóssil de *Treptinichinus pedum* (Sanches et al., 2021).

Idade do Grupo Bambuí

Nas últimas décadas, o Grupo Bambuí foi objeto de diversos estudos no que diz respeito à definição da idade de deposição. O fato de serem unidades muito extensas lateralmente e pobres em fósseis dificulta as correlações entre regiões diferentes da própria bacia e conseqüentemente a uma datação geral. Dados geocronológicos, bioestratigráficos e quimioestratigráficos foram utilizados para determinar sua posição estratigráfica e assim correlacionar com outras regiões do Brasil e do mundo.

Os carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas apresentam dados geocronológicos contrastantes. Foram realizados estudos de datação em carbonatos na rocha total, por método de isócronas Pb-Pb, para diferentes áreas da bacia, que resultaram em idades de 740 ± 22 Ma (Babinski et al., 2007), 608 ± 19 e 615 ± 5.9 Ma (Caxito et al., 2018, 2021). Portanto, estes resultados são interpretados como idade de deposição para a base da unidade. Alvarenga et al., (2014) por meio de quimioestratigrafia de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\delta^{13}\text{C}$ argumentam que o sinal isotópico da Formação Sete Lagoas é mais semelhante a carbonatos pós-Marinoanos.

Warren et al. (2014) e Perrella Jr. et al. (2017) relatam a presença de fragmentos de fósseis de metazoários como *Cloudina sp.* e *Corumbella weneri*, na porção intermediária da Formação Sete Lagoas na região de Januária, MG. Estes organismos são considerados fósseis guias do final do Período Ediacarano e indicam idade em torno de 549-541 Ma. Entretanto, ainda faltam informações suficientes para uma caracterização sistemática desses organismos. Camadas vulcanoclásticas situadas dentro da Formação Serra da Saudade revelam idade de 520.2 ± 5.3 Ma, pelo método U-Pb em grãos de zircão vulcânicos (Moreira et al., 2020). Além disso, grãos de zircão detríticos do topo da Formação Três Marias revelam idade máxima de deposição de 527 ± 4 Ma (Tavares et al., 2020). Estes trabalhos apontam que o limite geocronológico Ediacarano/Cambriano ocorre possivelmente dentro da sequência do Grupo Bambuí, nas Formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré ou Serra da Saudade.

Litoestratigrafia e quimioestratigrafia da Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas é uma unidade essencialmente carbonática da base do Grupo Bambuí. Vários estudos foram realizados para determinar suas características litológicas e quimioestratigráficas. Seu contato basal ocorre acima de diferentes unidades, indicando um contato diacrônico. Na porção sul da bacia, esta unidade pode ocorrer acima dos diamictitos da Formação Carrancas ou em contato direto com o embasamento (p.e

Schöll, 1976; Babinski et al., 2007; Vieira et al., 2007a,b; Paula-Santos et al., 2017; Guacaneme et al., 2017). Na porção oeste da bacia, seu contato basal ocorre com o Grupo Paranoá (p.e Alvarenga et al., 2012, 2014) e à leste/sudeste com o Grupo Espinhaço ou Macaúbas (Santos et al., 2004).

A base da Formação Sete Lagoas é reconhecida como carbonato de capa, composta por dolomitos com características singulares, como coloração rosada, ocorrência de pseudomorfos de aragonita e valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (p.e Vieira et al., 2007a,b; Babinski et al., 2007; Vieira et al., 2015). Vieira et al., (2007a) descrevem a Formação Sete Lagoas em sua área tipo, onde são subdivididas sete associações de fácies (AF) em um modelo de rampa carbonática. Da base para o topo as associações de fácies são: (AF2) rampa com sedimentação química, reconhecida como carbonato de capa; (AF3) rampa média dominada por tempestades; (AF4) rampa interna dominada por maré; (AF5) rampa externa mista carbonato-siliciclástica; (AF6) rampa externa estromatolítica influenciada por ondas e (AF7) rampa carbonática externa inclinada. A AF1 representa o conglomerado Carrancas e as AF8 e AF9 são referentes à porção basal da Formação Serra de Santa Helena. A Formação Sete Lagoas também foi descrita em outras regiões da bacia, nas quais registram diferenças litológicas. Em algumas regiões podem ocorrer dolomitos na porção intermediária/superior da unidade (p.e Kuchenbecker 2011; Alvarenga et al., 2012, 2014; Reis & Suss, 2016; Caetano-Filho et al., 2019). Também é comum a variação no aporte siliciclástico ao longo da estratigrafia ou variações de espessuras na unidade.

Paula-Santos et al., (2017) dividem três intervalos quimioestratigráficos (CI) para a base do Grupo Bambuí, por meio de dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O intervalo CI-1 compreende os carbonatos de capa da Fm. Sete Lagoas, que apresentam valores negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ seguido por uma excursão positiva de isótopos de C e Sr ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de -5 a 0% e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7074 a 0.7082). O intervalo CI-2 compreende a porção intermediária da Formação Sete Lagoas, com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de 0% e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7082$. O intervalo CI-3 marca um contato quimioestratigráfico abrupto, no qual os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ registram anomalias positivas, de até $+16\%$ localmente (p.e Iyer et al., 1995) e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diminui para 0.7075 . Estas mesmas características quimioestratigráficas também ocorrem em diversas seções da Formação Sete Lagoas (p.e Santos et al., 2000, 2004; Vieira et al., 2007b; Kuchenbecker 2011; Alvarenga et al., 2012, 2014; Caetano-Filho et al., 2019; Baptista et al., 2020).

De acordo com Uhlein et al., (2019) este último intervalo quimioestratigráfico com altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ foi denominado de MIBE (*Middle Bambuí Positive Excursion*). Compreende a parte superior da Formação Sete Lagoas, além da Formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e a porção inferior da Formação Serra da Saudade. Esta excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ termina na parte superior do Grupo Bambuí, como registrado no Membro Jaíba (p.e Caxito et al., 2016, Uhlein et al., 2019, 2021) e Formação Lagoa Formosa (Uhlein et al., 2017). Dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, embora menos estudados, mostram uma variação similar aos dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, apresentando uma curva crescente para o topo (p.e Iyer et al., 1995; Caetano-Filho et al., 2021). Uma exceção são os carbonatos de capa que registram um comportamento invertido de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Caetano-Filho et al., 2021). Valores invertidos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ também são encontrados em carbonatos de capa de outras regiões do mundo, acima de depósitos glaciais (p.e Sansjofre et al., 2011).

3.3. Metodologia

Seções de estudo

As duas seções de estudo ficam localizadas em diferentes porções da Bacia do São Francisco, no estado de Minas Gerais, e abrangem a parte superior da Formação Sete Lagoas. A seção PSB-14 encontra-se na porção central da bacia e a Seção Gruta Rei do Mato na porção sul, com distância de 400 km entre si.

A Seção PBS-14 encontra-se localizada ao sul da região de Januária (MG) e à leste do Rio São Francisco. É proveniente do furo de sondagem 1-PSB-14-MG, do Projeto de Sondagem do Bambuí da CPRM (Brandalise et al., 1980). Os testemunhos estão guardados atualmente na litoteca da CPRM, localizada no Município de Caeté (MG). No total foram descritos 210m de estratigrafia (de 430m a 220m), que abrange o topo da Formação Sete Lagoas e a base da Formação Serra de Santa Helena. Foram coletadas 121 amostras em intervalos que variam de 0,5 a 5m, com maior resolução nas amostras mais propensas a conter matéria orgânica, para realização de análises de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

A Seção Gruta Rei do Mato fica localizada no extremo sul da bacia, na Cidade de Sete Lagoas (MG), dentro no Monumento Natural Estadual Gruta Rei do Mato. Corresponde a uma Unidade de Conservação, onde os afloramentos são formados por morros de calcário. No total foram descritos 130m da parte superior da Formação Sete Lagoas até o contato com a Formação Serra de Santa Helena. Ao todo foram coletadas 105 amostras, com resolução de 1 a 2m.

Sedimentologia e Petrografia

As principais características observadas em campo foram a composição, a textura e as estruturas sedimentares. Após a descrição de campo e coleta de amostras, algumas foram escolhidas para confecção de lâminas delgadas e polidas. No total foram confeccionadas 27 lâminas petrográficas da Seção PSB-14 e 17 lâminas da Seção Gruta Rei do Mato. Uma descrição mais detalhada foi realizada no Microscópio Petrográfico *Zeiss*, da Universidade de Brasília, com a finalidade de observar as características microscópicas e definir melhor as fácies sedimentares. Para a nomenclatura das rochas carbonáticas utilizou-se a classificação de Dunham (1962). Alguns termos de outros autores foram usados para complementar a descrição, como *calcimudstones* (Wright, 1992) e *microsparita* (Flügel, 2004). O termo *packstone* e *grainstone* foi utilizado para

carbonatos com intraclastos menores que 2mm, enquanto “brecha intraclástica” foi usado para intraclastos visíveis a olho nu (>2mm).

Análises de $\delta^{13}C_{carb}$ e $\delta^{18}O_{carb}$

Para realizar as análises de $\delta^{13}C_{carb}$ e $\delta^{18}O_{carb}$, as amostras frescas foram primeiramente pulverizadas com o uso de uma furadeira com broca de 3mm de diâmetro. Fraturas, veios e outras feições pós-deposicionais foram evitadas para não interferir no sinal primário do carbonato. Após a pulverização, o pó das amostras foi pesado cerca de 0,3mg nas amostras de calcário puro e 0,4-0,6mg para as amostras de margas. As amostras pulverizadas foram colocadas em tubos de vidro a uma temperatura de 72°C, onde os gases atmosféricos foram removidos para a injeção de gás hélio. Em seguida as amostras foram reagidas com ácido fosfórico por 1h e o CO₂ liberado foi carregado para o espectrômetro de massa. A análise foi realizada por meio do *Thermo® Gasbench II* conectado ao espectrômetro de massa *Thermo® Delta V Plus* do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e os resultados foram calibrados com o padrão internacional NBS 19 ($\delta^{13}C_{carb} = 1.95\text{‰}$ e $\delta^{18}O_{carb} = -2.2\text{‰}$) e o padrão interno REI ($\delta^{13}C_{carb} = -7,85\text{‰}$ e $\delta^{18}O_{carb} = -7.9\text{‰}$). Os valores isotópicos foram denotados em por mil (‰) em função do padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) utilizando a notação convencional delta (δ). A precisão obtida é de $\pm 0,1\text{‰}$ e $\pm 0,14\text{‰}$ para o $\delta^{13}C_{carb}$ e $\delta^{18}O_{carb}$ respectivamente.

Análises de $\delta^{13}C_{org}$

Para a extração do material orgânico, as amostras foram primeiramente fragmentadas em tamanhos <3mm e depois pesadas, cerca de 30g de material. Todas as amostras foram colocadas em béqueres de polipropileno para posterior ataque ácido e remoção dos carbonatos e silicatos. Cada amostra foi reagida com HCL 36% por 6-12h, em seguida foram realizadas cerca de 3 lavagens com água deionizada, até atingir um pH neutro. Após isso, as amostras mais silicáticas necessitaram de reação com HF 48% por 48h e em seguida foram lavadas cerca de 6 vezes com água deionizada, até atingir um pH neutro. Os fragmentos que não reagiram aos ácidos foram separados do material orgânico. Um último ataque de HCL foi realizado no material orgânico para dissolver qualquer carbonato restante. O material orgânico recuperado de cada amostra foi colocado para secar em estufas com temperatura de 60°C.

Após a secagem, foi pesado 0,2 a 0,7mg de material orgânico, para depois colocá-los em cadinhos de alumínio. A partir da combustão (1020°C) do resíduo descarbonatado, foi obtido CO₂ e analisado com o equipamento *Elementar Flash EA (1112series)* conectado ao espectrômetro de massa *Thermo® Delta V Plus* do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Os resultados foram calibrados com os padrões internacionais USGS 24 grafita ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -16,025\text{‰}$) e Sucrose NIST8542 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -10,56\text{‰}$). Os valores isotópicos foram denotados em por mil (‰) em função do padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) utilizando a notação convencional delta (δ). A precisão obtida para o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ foi de $\pm 0,1\text{‰}$.

3.4. Resultados

3.4.1. Litoestratigrafia da Seção PSB-14

A Seção PSB-14 possui uma espessura de 210m e é constituída por uma sucessão mista carbonática-siliciclástica. Compreende 165m da porção intermediária e superior da Formação Sete Lagoas, composta, da base para o topo, por calcários com níveis pelíticos, calcários puros, dolomitos e margas. No topo da seção ocorrem 45m da Formação Serra de Santa Helena, que é composta por folhelhos calcíferos pretos seguidos por pelitos de coloração verde e vermelho escuro.

Na base da seção, entre 430m e 395m, ocorrem *calcimudstones* de coloração cinza intercalados com níveis pelíticos-margosos escuros (Fig. 3 A-D). Observa-se níveis decimétricos de brechas com intraclastos micríticos, milimétricos a centimétricos, irregulares e as vezes alongados e matriz argilosa mais escura, que configuram brechas lamelares (Fig. 3 A, fácies P1). Ao longo deste intervalo observa-se bastante a presença de estruturas de compactação como estilólitos (paralelos a anastomosados, de amplitude milimétrica a centimétrica) e *seams* de dissolução, com concentração de material carbonoso/argiloso (Fig. 3 D). Além disso, ocorre de forma localizada calcário com laminação cruzada tabular (427m) e laminações paralelas (389m) de intercalações de pelito escuro e *calcimudstones* cinza (fácies P2) (Fig. 3 B). Ao microscópio observa-se micrita com argila escura (Fig. 3C) e eventuais estruturas *chicken-wire* (Fig. 3 C).

Subindo a estratigrafia os níveis decimétricos de brechas e intercalações pelíticas do intervalo anterior ficam menos frequentes e desaparecem. Entre 395m e 375m há uma mudança gradativa, da base para o topo, de *calcimudstones* para *grainstones* (Fig. E-G). Os *calcimudstones* são laminados, com laminações planas a onduladas (fácies P3) (Fig. 3 E). Mais ao topo do intervalo ocorrem *packstone* e *grainstone* maciços (fácies P4). Ao microscópio essas litologias apresentam-se parcialmente recristalizadas, mas é possível distinguir intraclastos submilimétricos bem arredondados e com baixa esfericidade, as vezes com um pouco de micrita entre os grãos (Fig. 3 G e I).

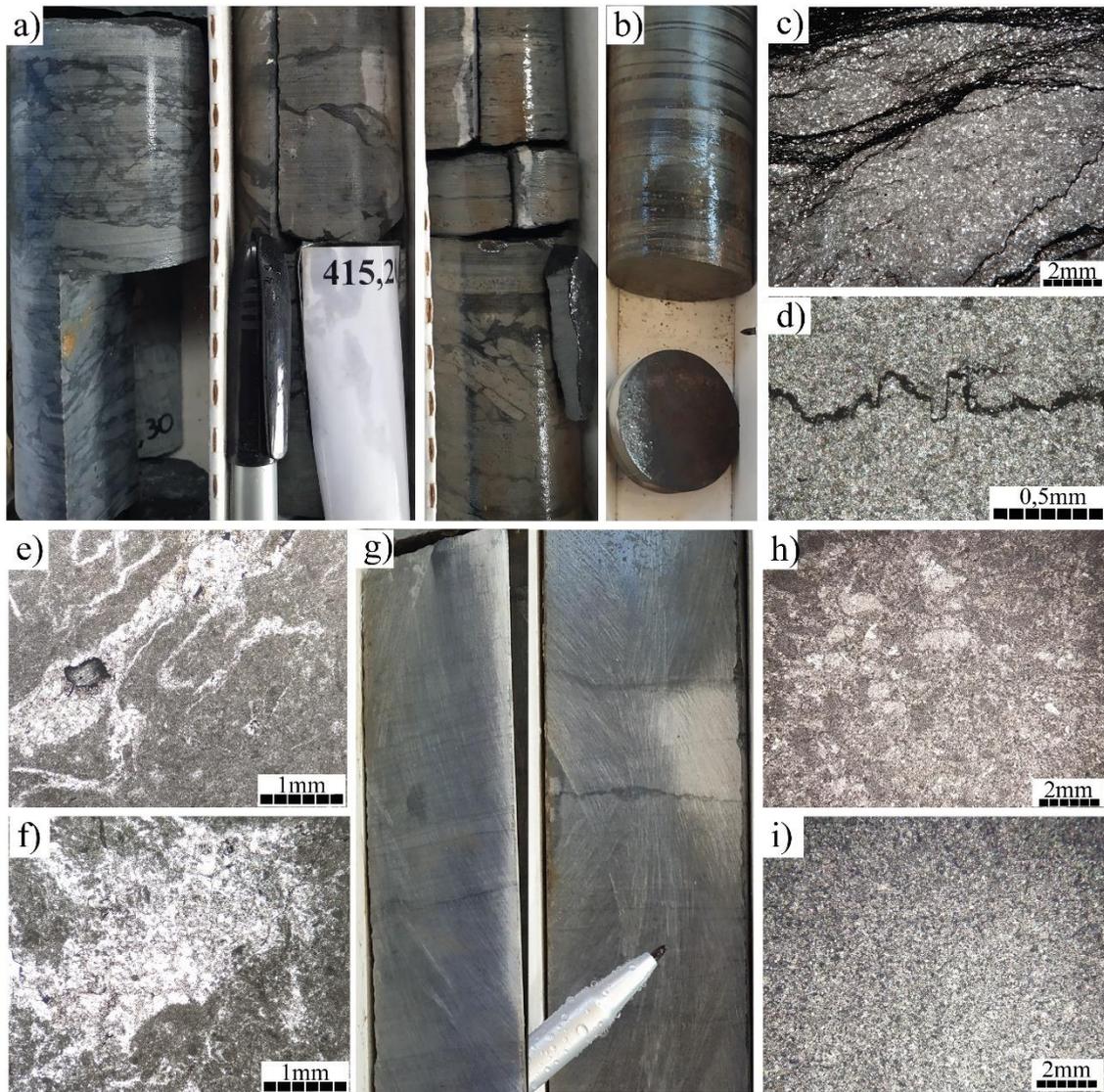


Figura 3: Litofácies da base da seção PSB-14: (a-f) Calcário com níveis pelíticos, de 430 a 395m. a) Brechas de ressecamento com matriz escura argilosa-carbonosa e intraclastos micríticos; b) alternância de *calcimudstone* e níveis argilo-carbonosos; c) seção delgada de *calcimudstone* com níveis argilosos escuros (amostra PSB14-421,9, PP); d) seção delgada de *calcimudstone* com estilólito (amostra PSB14-417,1, PX); (e-f) seção delgada de *calcimudstone* com argila e estrutura *chicken-wire* (amostra PSB14-421,9, PP). (g-i) intervalo de calcário puro, de 395 a 375m. g) *calcimudstone* cinza laminado; h) seção delgada de *packstone* intraclástico recristalizado (amostra PSB14-379,2, PP); i) seção delgada de *calcimudstone* (amostra PSB14-387,5, PP)

Entre 375m e 344m ocorre um intervalo dolomítico e heterogêneo (Fig. 4 A-F). Inicia-se na base com níveis de dolomito branco cristalino e poroso (Fig. 4 D). Também ocorre calcário dolomítico de coloração cinza, com grandes estruturas de dissolução. Nessas estruturas o espaço é preenchido por material argiloso/micrítico de coloração rosada e as vezes por sílica (Fig. 4 A). É difícil observar as feições primárias da rocha, pois são muito modificadas pela dolomitização e diagênese (fácies P5). Quando

observada ao microscópio, esta litofácies mostra textura cristalina (idiotópica), com cristais grossos e euédricos de dolomita e porosidade intercrystalina de tamanho milimétrico a submilimétrico (373,1m). Ocorrem também estruturas arredondadas com preenchimento de sílica diagenética, além de minerais opacos (Fig. 4 E e F). Mais para cima, abrangendo a maior parte do intervalo dolomítico, ocorrem brechas com intraclastos de *dolomudstone* cinza (368m a 344m) (Fig. 4 B). Os intraclastos são muito angulosos, centimétricos, apresentam textura similar à matriz e não possuem orientação. Ocorrem também bandamentos de compactação e estilólitos de amplitudes centimétricas (fácies P6). Ao topo deste intervalo ocorre dolomito de coloração branca com laminações cruzadas (fácies P7). Próximo ao contato superior dos dolomitos com a litofácies sobreposta ocorre concentração de minerais metálicos, como cristais de esfalerita amarela identificados por Brandalise et al., (1980) nos níveis 345,20m; 348,65m; 348,90m; 350,10m; 350,75m e 351,15m. Minerais como galena, barita e fluorita são também identificados por outros trabalhos neste intervalo da Formação Sete Lagoas (p.e Nobre-Lopes, 2002; Misi et al., 2005)

O intervalo que abrange o nível 344m ao 320m compreende intercalações de *dolomudstone*, marga e filmes argilosos de coloração cinza escuro (Fig. 4 G-K). As camadas são centimétricas a subcentimétricas, onduladas, com alternância de cor cinza claro/escuro (dolomito/marga). A alternância rítmica das camadas gradua ocasionalmente para níveis de brechas com matriz escura mais argilosa, que suportam o arcabouço (Fig. 4 G e H). Os intraclastos são micríticos, milimétricos a centimétricos, alongados a esféricos e prevalentemente paralelos ao acamamento (Fig. 4 K). Observa-se feições de escorregamento de camadas, *slumps* e estruturas de sobrecarga (Fig. 4 I). A partir do nível 320 até 281 aumenta a presença de argilas e diminui a fração carbonática. É comum a presença de minerais opacos e piritas framboidais em todo este intervalo (fácies P8).

Em 281m a 240m, há um intervalo com o predomínio de materiais terrígenos, que foi considerado como a base da Formação Serra de Santa Helena neste estudo (Fig. 4 L-O). Na base da unidade ocorrem camadas de argilito, siltito e arenito de coloração esverdeada com intercalação de margas e folhelhos negros calcíferos. Nos níveis de siltito esverdeado, foram identificados minerais como feldspatos, quartzo, micas, sericita e porções de cloritização (Fig. 4 L e N). Também é comum a presença de minerais opacos e piritas framboidais a euédricas (nível 275,75). Em seção delgada observa-se laminação suavemente ondulada por vezes descontínuas, com intercalações de maior ou menor

contribuição de argila. Além disso são observadas porções de intraclastos de argilitos em meio ao siltito, devido a compactação da rocha inconsolidada (fácies P9).

No intervalo de 233,7m a 220m há o aparecimento gradual de siltito avermelhado, que predominam para o topo da seção (Fig. 4 M e O). São classificados como siltitos argilosos laminados e não reagem a HCL. Ocorrem estruturas sin a pós-deposicionais como microdobras e estruturas de desabamento de camadas. Ao microscópio observa-se laminação por variação granulométrica e composicional, como lâminas avermelhadas ricas em óxidos de ferro e argilas (cor avermelhada) e lâminas de textura mais grossa (granulometria silte) compostas por grãos de quartzo, feldspatos e micas (fácies P10).

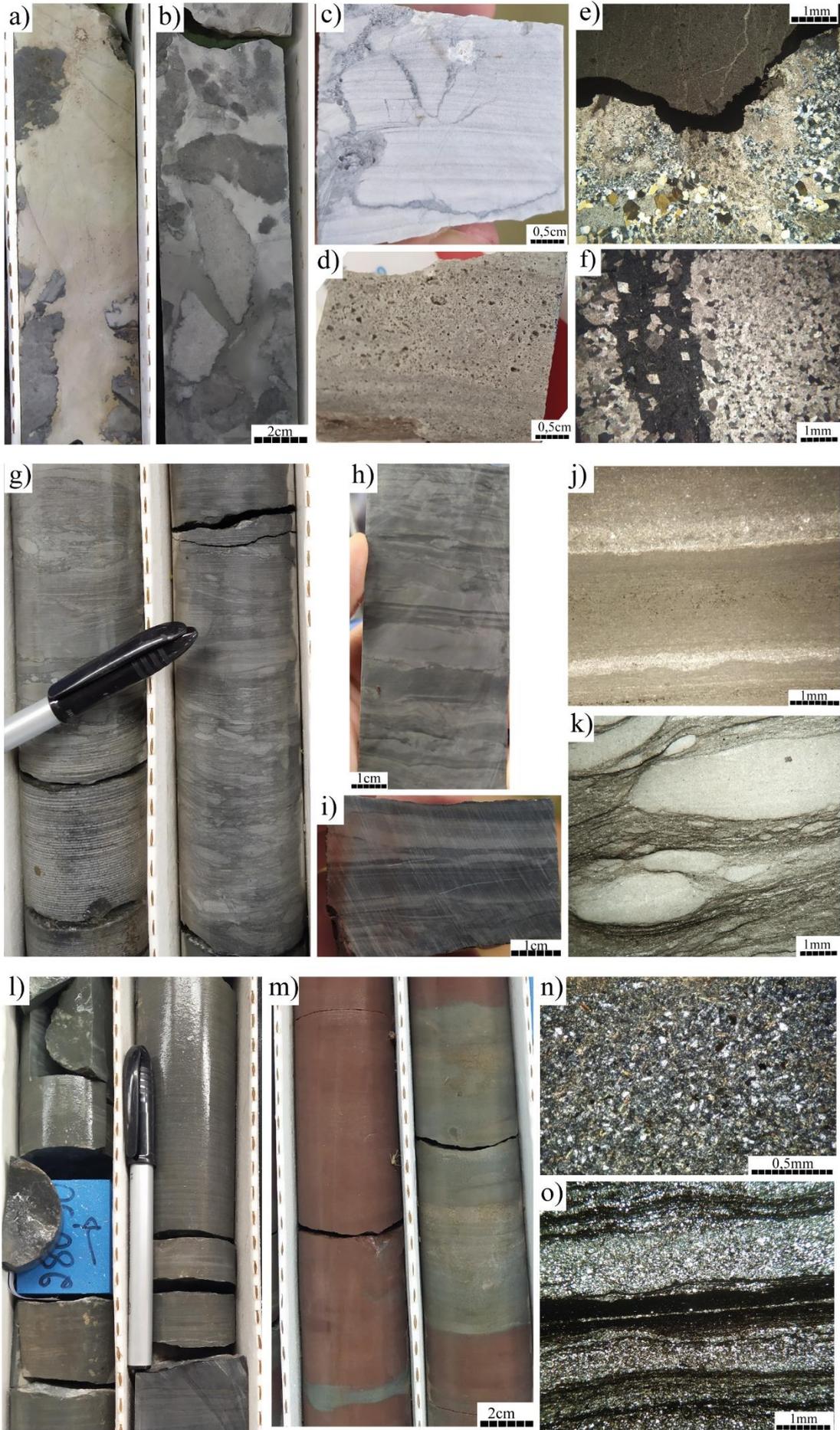


Figura 4: Litofácies da porção intermediária e superior da seção PSB-14. (a-f) Intervalo dolomítico, de 375m a 344m. a) Dolomito com estruturas de paleocarstificação?; b) brecha dolomítica com intraclastos angulosos; c) *dolomudstone* laminado; d) dolomito cristalino com porosidade; e) seção delgada em dolomito cristalino com sílica diagenética (amostra PSB14-371,8, PX); f) seção delgada em dolomito cristalino (amostra PSB14-371,4, PX). (g-k) Intervalo com alternância de dolomito/marga, 344m a 281m. g) brecha intraclástica em marga dolomítica. H) camadas onduladas com alternância de marga/*dolomudstone*; i) estruturas de deslizamento de camadas e *slumps*; j) seção delgada em marga dolomítica com granodecrescência ascendente (amostra PSB14-325,5, PP); k) seção delgada em marga dolomítica com intraclastos micríticos imersos em uma matriz argilosa escura (amostra PSB14-303,1, PP). (l-o) Intervalo pelítico, de 281m a <220m. l) siltito verde laminado; m) alternância de siltito verde/vermelho; n) seção delgada em siltito verde argiloso (amostra PSB14-251, PX); o) seção delgada em siltito vermelho laminado. As laminações são onduladas e ocorre intercalação de óxido de ferro e minerais terrígenos (amostra PSB14-221,6 PP).

3.4.2. Litoestratigrafia da Seção Gruta Rei do Mato

A Seção Gruta Rei do Mato apresenta espessura de 130m e corresponde à porção superior da Formação Sete Lagoas, em sua área tipo, no sul da Bacia do São Francisco. A seção é composta por calcários puros sem intervalos pelíticos ou dolomíticos. Apresenta a mesma associação de fácies ao longo de quase toda a estratigrafia, com exceção do topo, em que estromatólitos colunares são sobrepostos por margas e siltitos da Formação Serra de Santa Helena.

Ao longo de quase toda a Seção Gruta Rei do Mato, no intervalo entre 0m a 115m, observa-se comumente calcarenitos com estratificações cruzadas *hummocky/swaley* com amplitudes que atingem até 1,5m. (Fig. 5 B e C). Apresentam coloração variável, de cinza claro a preto, e intensa recristalização. Localmente ocorrem níveis com estruturas pós-deposicionais como *slumps* e estruturas de sobrecarga (Fig. 5 D) (fácies G1). Entre 90m e 96m ocorrem calcários com laminações plano-paralelas (fácies G3). Também, de maneira mais comum, ocorrem calcários com estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e de baixo ângulo. Por vezes observa-se decrescência ascendente na escala milimétrica, com oóides e microbrechas lamelares na base da camada (fácies G2). Vale ressaltar que na porção inferior da seção (de 0 a 41m) há um predomínio de calcários cristalinos pretos. Nesta porção ocorre um pouco de deformação tectônica representada por dobras suaves, falhas e fraturas, que dificultam a observação de estruturas sedimentares.

No topo da Seção Gruta Rei do Mato, há ocorrência de estromatólitos e laminação cruzada cavalgante (Fig. 5 F e G). Esse intervalo compreende menos de 10m na estratigrafia, onde ocorre estromatólitos do tipo colunares. Cada coluna apresenta cerca de 5cm de largura, 20cm de altura e algumas são ramificadas (fácies G5). O nível estromatolítico não apresenta continuidade lateral e é comum a ocorrência de *climbing ripples* associados lateralmente (fácies G4).

Acima do intervalo com estromatólitos ocorre predominância de sedimentos siliciclásticos, marcando a transição com a Formação Serra de Santa Helena. Esta transição é gradual e representada por alternância de margam e siltito, em camadas em torno de 1cm (fácies G5) (Fig. 5F). Essa litologia ocorre por cerca de 5m de espessura e, no entanto, não há boas exposições de afloramento. Acima deste intervalo ocorre a predominância de siltitos laminados atribuídos à Formação Serra de Santa Helena (fácies G7).

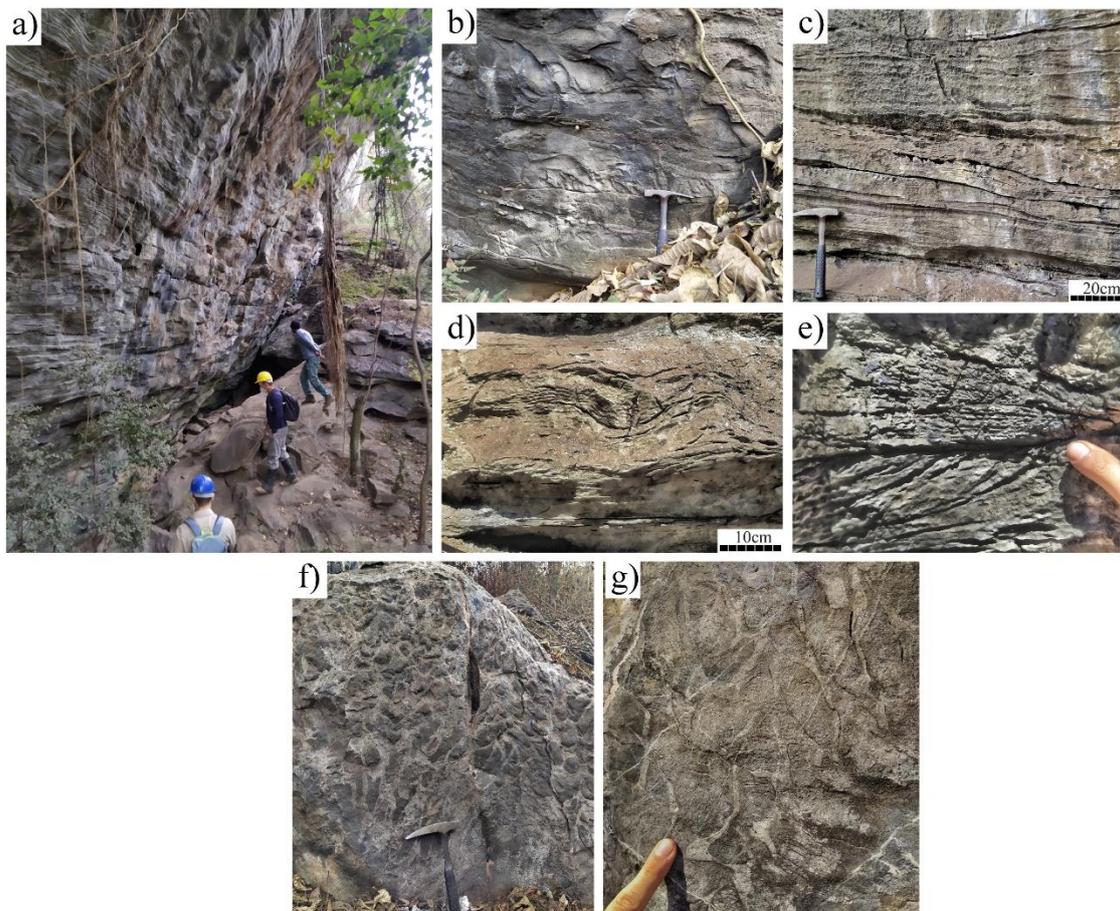


Figura 5: Litofácies da Seção Gruta Rei do Mato. a) vista do afloramento de calcários estratificados situado no Monumento Natural Estadual Gruta Rei do Mato; b) estratificação cruzada *hummocky/swaley* de amplitude de 1,5m; c) calcário estratificado com truncamentos de ondas de tempestade; d) estrutura de

sobrecarga em calcário laminado; e) calcário com estratificações cruzadas truncadas; f) estromatólito colunar e g) escala em detalhe das laminações colunares.

Em escala microscópica as amostras de calcário da Formação Sete Lagoas nesta seção apresentam intensa recristalização. No presente trabalho os calcários de granulação fina, que apresentam uma textura microespática foram classificados como *calcimudstones*, pois eram originalmente compostos por micrita (Flügel, 2004). Em poucas amostras foi possível determinar componentes primários, como os níveis de oóides e intraclastos fantasmas em alguns intervalos da seção (Fig. 6B, D, G e H). Estas amostras foram classificadas, portanto, como *wackstones*, *packstones* ou *grainstones*. Em amostras muito recristalizadas com granulação mais grossa, que não foi possível a determinação da textura primária, foram classificadas como calcários cristalinos.

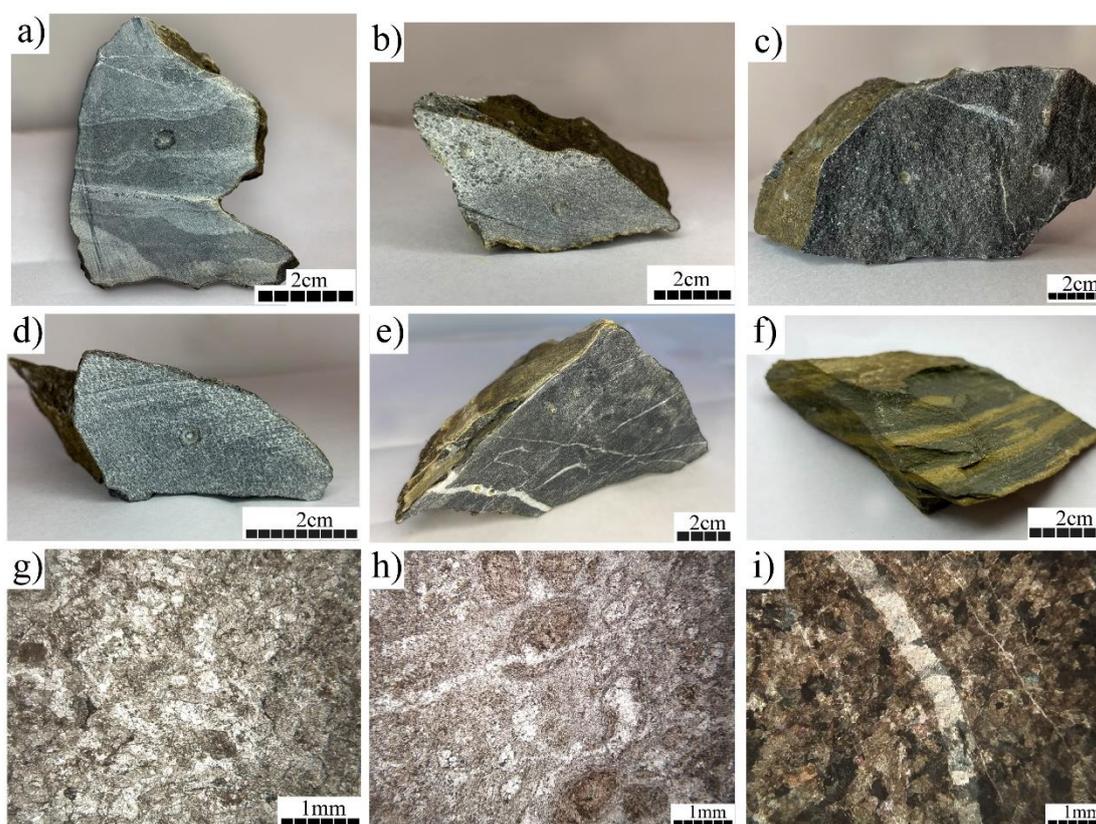


Figura 6: Amostras da Seção Gruta Rei do Mato. a) calcário laminado com bandamentos de compactação; b) calcário oolítico; c) calcário cristalino preto; d) calcário com intraclastos; e) calcário cristalino preto com veios de calcita com mesma composição isotópica; f) ritmo de marga/siltito na porção superior da seção; g) seção delgada de *grainstone* intraclástico recristalizado (amostra mp-5090, PP); h) seção delgada de *packstone* oolítico (amostra mp-5114, PP); i) seção delgada de calcário cristalino (amostra mp-5100, PX).

3.4.3. Químioestratigrafia

Químioestratigrafia da Seção PSB-14

O intervalo de estudo da Seção PSB-14 conta com 75 análises de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ anteriormente realizadas por Baptista (2020). No presente estudo, 37 novas análises foram produzidas em intervalos específicos, a fim de preencher espaços vazios e obter uma maior resolução estratigráfica. Além disso, foram realizadas 25 novas análises de isótopos de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), na porção basal e superior da seção (Fig. 7).

A Seção PSB-14 registra uma variação total de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, de + 0,01‰ a + 12,27‰ (Tab. 1). Na base da seção ocorre valores mais constantes, entre + 0,01‰ a + 1,38‰. No intervalo com dolomitos cristalino e porosos ocorre um salto nos valores, atingindo até + 5,90‰. Um outro aumento abrupto ocorre acima dos dolomitos, onde os valores atingem + 12,27‰, próximo a transição com a Formação Serra de Santa Helena.

A variação total do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, de +0,01‰ a +12,27‰, é acompanhada por mudança nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, com tendências semelhantes, variando de - 27,54‰ na base para - 19,31‰ no topo. No entanto, esta mudança crescente é menos marcada na matéria orgânica, que apresenta um aumento de + 8,23‰ em comparação ao carbonato que aumenta + 12,26‰. Isto se reflete nos valores de $\Delta^{13}\text{C}$, que apresenta média de + 26,39‰ na base e + 30,45‰ no topo, após o intervalo dolomítico. Não têm dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ no intervalo dolomítico, pois não foi recuperado material orgânico suficiente para análises.

Assim como o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, o $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresenta mudanças significativas, que varia entre - 13,26‰ até valores próximos a - 1‰. Na base o $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresenta uma tendência decrescente, de - 7,38‰ a - 13,26‰ (430m a 376m). No intervalo dolomítico esses valores se tornam crescentes e atingem - 1,68‰ (376m a 330m). No topo da Formação Sete Lagoas (330m a 300m) os valores tornam-se mais negativos novamente, entre - 8‰ e - 3‰. Na transição com a Formação Serra de Santa Helena o $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ se torna mais disperso.

Tabela 1: Análises isotópicas do carbonato e matéria orgânica da Seção PSB-14, na Formação Sete Lagoas (430m a 275m) e Formação Serra de Santa Helena (275m a 220m), Grupo Bambuí, Brasil.

Sample (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)	Sample (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)
225,4	-7,54	-0,16			358,85	-7,97	1,05		
228,4	-7,89	-0,85			359,35	-3,29	5,37		
231,35	-12,92	3,39			360,35	-4,22	2,88		
234,45	-13,24	3,54			361,35	-4,63	4,80		
234,75	-6,50	6,76			362,3	-8,96	4,89		
243,05	-12,92	6,09			362,35	-7,09	3,70		
245,7	-12,84	8,26			363,35	-7,38	3,00		
267,75	-12,17	11,18			364,35	-7,15	2,52		
270,75	-12,67	12,16			365,4	-5,45	6,78		
275,8			-19,31	27,98	367,2	-4,01	5,90		

Sample (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)	Sample (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)
277,9	-6,79	8,67			367,4	-6,83	4,04		
286,45	-7,82	8,98			368,4	-6,49	4,87		
291,1	-8,99	-0,93			369,8	-7,82	3,89		
297,1	-7,67	11,98			370,8	-6,18	5,37		
298,1	-8,04	11,74			371,8	-3,95	4,43		
304,5	-6,40	9,79			372,6	-8,97	3,91		
305,6	-5,48	9,38	-20,42	29,38	372,8	-9,89	3,77		
308,1	-6,69	8,71	-20,87	29,59	373,6	-10,57	2,18		
309,6	-3,71	11,01			373,6	-12,61	1,12		
310,6	-3,25	8,78	-21,92	30,7	373,6	-10,57	2,18		
312,4			-19,68	31,95	374,6	-12,33	0,99		
312,6	-7,53	12,27			375,6	-10,79	2,04		
313,3	-5,32	10,63			375,6	-11,55	0,90	-27,04	27,94
314,3			-20,12	30,74	376,1	-13,26	0,82		
316,4			-19,8	30	376,6	-11,85	1,13		
315,5	-8,11	11,84			377,6	-11,21	0,92		
317,4	-8,05	10,20			377,8	-10,92	1,17		
318,5			-21,86	32,06	378,6	-11,05	1,38		
319,6	-8,02	11,70			378,7	-10,85	1,32		
320,4	-7,52	9,48			379,6	-11,29	0,52		
321,7	-7,55	9,80	-20,77	30,56	380,6	-10,70	0,79		
322,5	-6,59	9,41			381,6			-27,04	27,93
322,7	-6,22	10,32			381,6	-10,79	0,89		
323,5	-3,77	10,21			382,75	-11,17	0,47		
324,7	-4,22	9,45	-20,98	30,43	383,75	-11,15	1,01		
325,7	-3,53	9,88			385			-25,69	26,67
326,5	-6,44	-3,00			385,5	-11,23	0,98		
327,5	-11,08	-2,30			386			-24,94	25,74
328,55	-6,01	-2,70			386,55	-10,80	0,80		
328,6	-9,29	-3,77			387,25	-10,80	0,59		
330,4	-1,68	7,69			387,95	-11,12	0,23		
331,8			-21,26	28,95	388,6			-25,95	26,79
332,9	-2,51	7,27			388,65	-10,32	0,84		
335			-23,88	31,12	389			-27,54	28,36
336	-1,95	7,24			389,35	-10,03	0,82		
336,5	-2,13	7,15			390,15	-7,05	1,21		
338			-21,64	27,96	390,2			-20,08	21,29
338,6	-2,99	6,31			396,25	-4,23	2,30		
338,75	-2,05	8,23			397,2			-24,35	25,25
339,75	-1,84	7,85			397,25	-9,36	0,90		
340,6	-2,20	7,86	-24,91	32,77	398,25	-9,29	0,76		
341,5	-2,17	7,98			399,25	-9,03	0,52		
340,5			-25,5	32,28	400,9	-9,05	1,16		
342,5	-3,37	6,78			403,9	-9,05	0,27		
343,5	-4,43	4,20			404			-26,55	26,82
344	-4,89	3,75			407,2			-26,74	27,12
345	-4,75	3,26			407,2	-8,43	0,38		
346	-4,56	3,69			410,1	-8,86	0,67		
346	-4,40	3,97			412,7	-8,92	0,01		
347	-3,99	4,18			415,3	-8,11	0,57		
348	-4,97	2,09			418,1	-7,75	0,81		
349	-4,64	3,65			421,1	-7,66	1,25		
349,7	-3,74	5,01			423,85	-7,54	1,61		
350,7	-3,16	4,03			426,55	-7,84	0,81		
354	-4,12	3,25			429,55	-7,38	0,94		

Químioestratigrafia da Seção Gruta Rei do Mato

Na Seção Gruta Rei do Mato foram realizadas 62 análises de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ e 68 análises de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, distribuídas ao longo da sucessão (Fig. 9). A seção registra apenas

valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} > + 9\text{‰}$ e variando de $+ 9,02\text{‰}$ na base a $+ 11,19\text{‰}$ no topo, com poucas exceções que foram consideradas de alteração (Tab. 2; Fig. 9). Por outro lado, os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ apresentam uma grande dispersão, com a maior parte dos pontos entre $- 20\text{‰}$ a $- 13\text{‰}$ e média de $- 16,16\text{‰}$. O $\Delta^{13}\text{C}$ também apresenta uma grande variação, devido ao comportamento irregular do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e à constância do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, apresentando média de $+ 25,78\text{‰}$. O $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresenta valores entre $- 12\text{‰}$ a $- 7,17\text{‰}$. Na base são em torno de $- 10\text{‰}$ a $- 9\text{‰}$ (até 33m) acompanhado de um leve aumento para $- 7,17\text{‰}$ (35m a 65m). O intervalo 65m a 125m apresenta oscilações entre $- 10\text{‰}$ e $- 8\text{‰}$.

Tabela 2: Análises isotópicas do carbonato e matéria orgânica da Seção Gruta Rei do Mato, na Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Brasil.

Sample (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)	Sample (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)
0,3	-9,97	9,02	-20,13	29,15	60			-18,79	28,51
1			-16,31	25,32	61				
2			-20,70	29,71	62	-7,54	8,65	-23,22	31,87
3			-19,37	28,39	63			-14,90	24,31
4	-10,44	9,09	-19,92	29,00	64			-17,33	26,74
5			-16,06	25,14	65	-7,61	9,41	-14,13	23,54
6			-15,61	24,7	66	-8,55	9,39	-14,52	23,91
7	-9,65	9,21	-16,05	25,25	67	-8,89	9,21		
8			-15,74	24,95	68	-8,64	4,42	-14,49	18,92
9,2					69	-10,04	8,51	-23,00	31,51
10					70	-9,29	8,86	-15,28	24,15
11	-9,07	9,26	-15,57	24,83	71	-7,45	8,49		
12			-13,11	22,37	72	-7,11	9,30		
13			-14,13	23,38	73	-8,34	9,17	-15,62	24,80
14	-10,06	9,21	-15,39	24,60	74	-9,82	9,40		
15			-15,06	24,27	75	-9,41	9,13		
16			-15,66	24,87	76	-7,98	7,48	-14,67	22,14
17	-9,80	9,20	-14,94	24,13	77	-8,61	5,11		
18			-13,63	22,82	78	-7,81	9,40		
19,5			-12,73	21,92	79	-8,96	9,30	-18,66	27,96
21	-9,76	9,42	-16,35	25,78	80	-9,49	9,24		
23			-17,47	26,89	81	-9,29	9,87	-19,69	29,55
25			-13,05	22,48	82	-9,00	9,62	-18,49	28,11
26	-9,71	9,43			83	-8,91	10,07		
28			-16,02	25,44	84	-8,13	9,36		
30			-13,09	22,42	85	-9,06	9,82	-14,16	23,99
32	-9,04	9,76			86	-9,91	9,83	-14,16	24,00
33			-14,54	24,30	87	-8,03	9,18		
34	-9,51	9,63			89	-9,81	10,10		
35			-16,56	26,19	91	-9,61	9,61	-16,85	26,46
36			-13,49	23,12	93	-11,22	9,55		
37	-7,88	8,92	-16,01	24,93	95	-8,33	10,26	-18,86	29,12
38					97	-9,03	10,02		
39			-14,18	23,5	99	-10,00	9,70		
40	-8,35	9,33	-14,40	23,73	101	-7,44	8,78		
41			-19,70	29,03	103	-8,19	10,18	-17,95	28,13
42			-13,53	22,85	105	-9,22	10,29	-16,95	27,24
43	-7,55	9,49			107			-18,63	28,93
44			-13,57	23,06	109	-10,55	10,30	-17,45	27,75
45					111			-14,47	25,44
46	-7,32	9,94			113	-10,01	10,97		
46,7					114				
49			-13,65	23,11	115	-9,93	10,71	-16,09	26,80
50	-9,37	9,46			116			-13,78	24,5

Sample (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)	Sample (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)
52			-17,12	26,72	117			-14,83	25,54
53	-7,53	9,60			118	-9,63	11,26	-19,05	30,30
54			-23,81	33,44	119	-8,97	10,16	-10,61	
55			-13,36	22,96	120,1	-9,08	11,16		
56	-7,17	9,63			121	-8,43	10,49	-14,36	25,52
57					122,3	-8,72	10,65	-13,97	24,62
58			-20,62	30,34	123	-9,21	10,52	-15,72	26,24
59	-7,51	9,72			124	-9,74	11,19		
-	-	-	-	-	125	-12,08	11,19		

3.5. Discussão

3.5.1. Variação faciológica e isotópica na Formação Sete Lagoas

Dez fácies e sete associações de fácies foram identificadas na Seção PSB-14, que representam a porção intermediária e superior da Formação Sete Lagoas e a base da Formação Serra de Santa Helena. Na Seção Gruta Rei do Mato foram identificadas sete fácies e três associações, que representam a porção superior da Formação Sete Lagoas até o contato com a Formação Serra de Santa Helena (Tabs. 3 e 4). As associações de fácies são denominadas de rampa interna, média e externa (Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2004; Schlager, 2005), descritas em um contexto deposicional de rampa carbonática, como proposto em trabalhos anteriores a respeito da Formação Sete Lagoas (p.e Martins & Lemos, 2007; Vieira et al., 2007a, b; Reis & Suss et al., 2016; Perrella Júnior et al., 2017; Caetano-Filho et al., 2019).

Os dados isotópicos das seções PSB-14 e Gruta Rei do Mato foram diferenciados de acordo com as respectivas litofácies e associações (Figs. 8 e 10). Isto evidenciou que mudanças nos processos e no ambiente sedimentar são, muitas vezes, acompanhadas por mudanças de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Essas variações isotópicas controladas pelas litofácies interferem com o sinal isotópico do oceano global e, portanto, têm que ser atentamente avaliadas antes de fazer correlações quimioestratigráficas.

Tabela 3: Associação de fácies da Seção PSB-14.

Fácies	Descrição	Processos/Ambiente	Associação de Fácies
<i>Calcimudstone</i> com brecha lamelar (P1)	Níveis decimétricos de brechas lamelares com matriz escura (argilosa/carbonosa). Os intraclastos de <i>calcimudstone</i> são milimétricos a centimétricos, irregulares e as vezes alongados. Observa-se estrutura <i>chicken-wire</i> em escala microscópica.	Intraclastos gerados por ressecamento durante exposição subaérea e, em seguida, levemente retrabalhados por correntes ou ondas.	Rampa interna: plataforma carbonática rasa e restrita.
<i>Calcimudstone</i> e argila escura intercalados (P2)	Intercalação de <i>calcimudstone</i> cinza claro e argila escura. Observa-se laminação plano-paralela e níveis de laminação cruzada de escala centimétricas.	Deposição de argila e micrita por decantação, com episódios de tração por fluxo unidirecional.	
<i>Calcimudstone</i> laminado (P3) <i>Packstone/Grainstone</i> (P4)	<i>Calcimudstone</i> cinza com laminações planas a onduladas milimétricas <i>Packstone</i> e <i>grainstone</i> intraclásticos, maciços	Decantação de micrita em ambiente de baixa energia Retrabalhamento de lama e intraclastos carbonáticos por ondas e correntes.	Rampa interna profunda
Dolomito cristalino (P5)	Dolomito e calcário dolomítico cristalinos. Apresentam feições de	Possível decantação ou retrabalhamento em plataforma carbonática rasa	Rampa interna aberta

Fácies	Descrição	Processos/Ambiente	Associação de fácies
Brecha dolomítica (P6)	dissolução, paleocarstificação. Brechas intraclásticas de dolomito cinza. Os intraclastos são muito angulosos, centimétricos e não possuem orientação	possivelmente Deslizamento gravitacional	
Dolomito laminado (P7)	Dolomito branco com laminações cruzadas	Retrabalhamento de carbonato por fluxo de regime inferior	
<i>Dolomudstone</i> e marga intraclásticos (P8)	<i>Dolomudstone</i> e marga de coloração cinza em camadas centimétricas a subcentimétricas, onduladas. Observa-se níveis de brechas com matriz escura mais argilosa suportando o arcabouço. Intraclastos alongados, arredondados e por vezes orientados paralelamente ao acamamento. São comuns estruturas de deslizamento tipo <i>slumps</i> e estruturas de sobrecarga, de tamanho milimétrico a centimétrico. Frambóides de piratas são comuns.	Decantação de micrita junto a lama siliciclástica, com episódios de retrabalhamento por correntes e deslizamento gravitacional.	Rampa média
Siltito com marga, esverdeado (P9)	Siltito de coloração esverdeada com intercalação de margas e folhelhos negros calcíferos. São maciços a laminados. Ricos em sulfetos e piratas framboidais e euédricas. Estruturas de deslizamento gravitacional e <i>slumps</i> são comuns.	Decantação de lama siliciclástica com baixa contribuição de micrita	Rampa externa
Siltito avermelhado (P10)	Siltito de coloração avermelhada, maciço a laminado. Ausência de carbonato, rico em óxidos de ferro. As lâminas são comumente onduladas na escala milimétrica e descontínuas	Decantação de lama siliciclástica em condições bem oxigenadas	

Tabela 4: Associação de fácies da Seção Gruta Rei do Mato.

Fácies	Descrição	Processos	Associação de fácies
Calcário com estratificação <i>hummocky/swaley</i> (G1)	Calcário com estratificação cruzada <i>hummocky/swaley</i> e com estruturas de sobrecarga e <i>slumps</i> , subordinadas	Retrabalhamento de sedimento carbonático abaixo do nível de base de ondas de tempo bom, com alta taxa de acúmulo	Rampa média profunda
Calcário com estratificações cruzadas (G2)	Lâminas centimétricas (5-10cm) com granodecrescência ascendente. Camadas oolíticas na base, as vezes ocorre microbrechas lamelares. É comum a presença de <i>packstones</i> e <i>grainstones</i> oolíticos e intraclásticos.	Sedimento carbonático retrabalhado por ondas e correntes, com ocorrência de fluxos de grãos	

Fácies	Descrição	Processos	Associação de fácies
	Estão associadas a laminações cruzadas tabulares, acanaladas e de baixo ângulo.		
Calcário laminado (G3)	Calcário laminado, com laminações plano-paralelas.	Decantação de micrita	
Calcário com <i>climbing ripples</i> (G4)	Calcário com laminação cruzada cavalgante (<i>Climbing ripples</i>). Ocorre abaixo e lateralmente aos níveis estromatolíticos.	Fluxo unidirecional, possivelmente associado à ação de ondas ou marés.	Rampa média rasa
Calcário estromatolítico (G5)	Os estromatólitos são colunares e cada coluna apresenta cerca de 5cm de largura, 20cm de altura e algumas apresentam ramificações. Não apresentam continuidade lateral.	Bioindução de micrita por microrganismos	
Marga e siltito alternados (G6)	Camadas alternadas de siltito e calcário/marga. As camadas são de poucos milímetros a um centímetro.	Decantação de lama carbonática e siliciclástica.	Rampa externa
Siltito (G7)	Siltito arenoso de coloração bege quando alterados, laminado a maciço.	Decantação de lama siliciclástica com menor retrabalhamento por correntes.	

3.5.2. Interpretação da Seção PSB-14

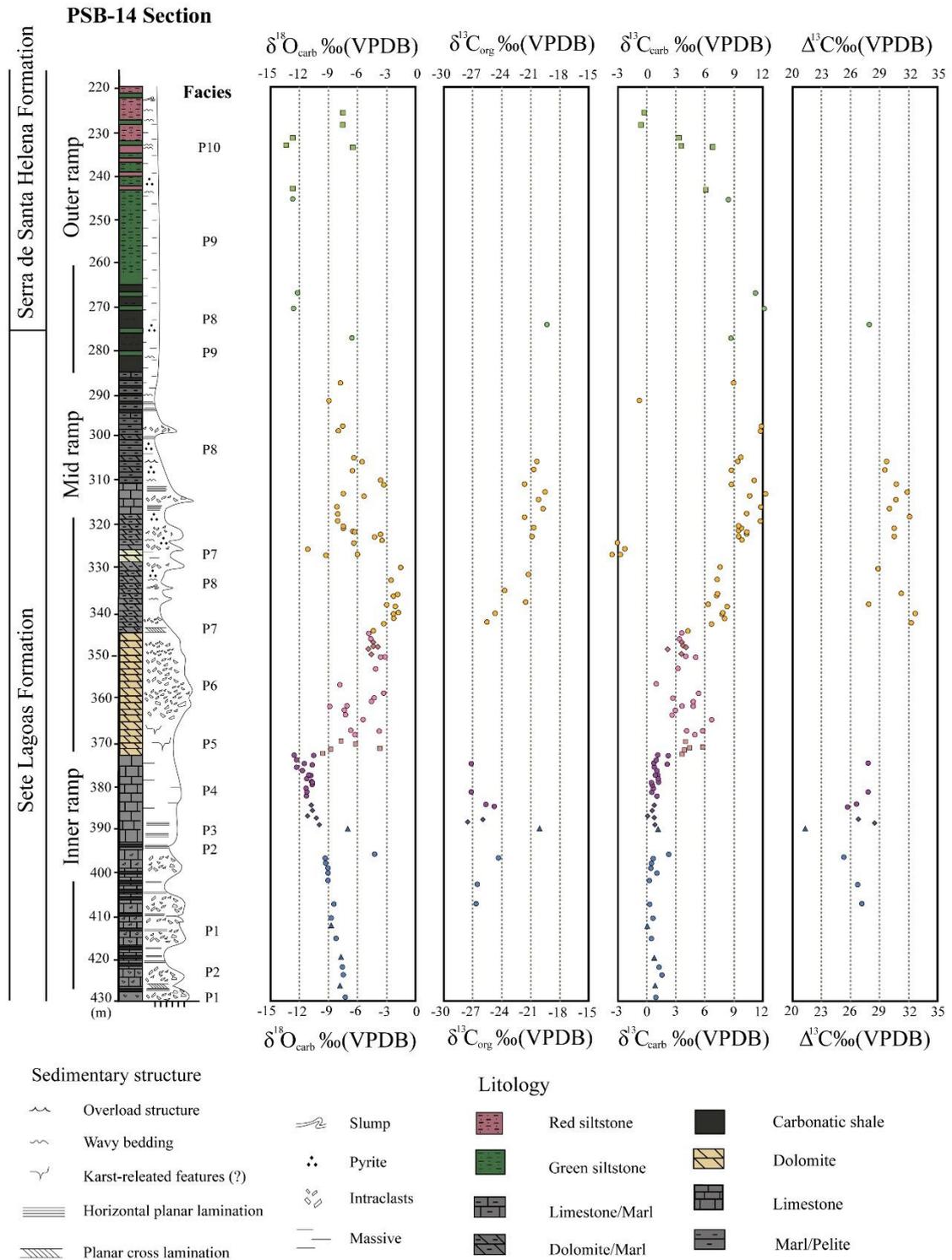


Figura 7: Coluna litoestratigráfica da Seção PSB-14 com as estruturas sedimentares, fácies, associações de fácies, unidades litoestratigráficas e dados isotópicos. Os dados isotópicos foram diferenciados em função das litofácies.

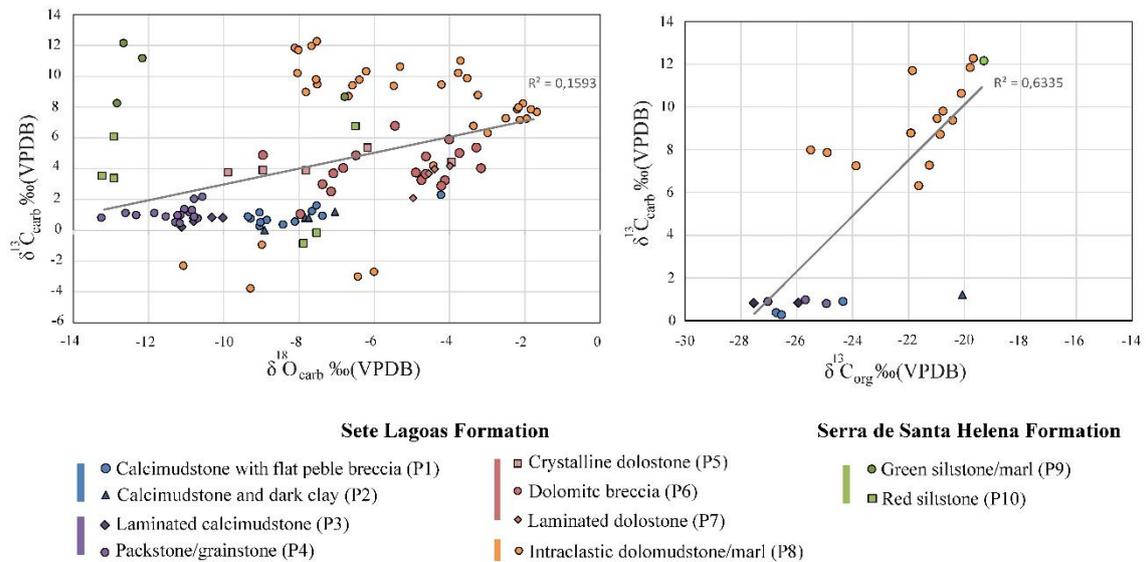


Figura 8: Cross plots dos dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ da Seção PSB-14. Os símbolos referem-se às litofácies e as cores referem-se às associações de fácies.

Rampa interna rasa (Fácies P1, P2) e rampa interna profunda (Fácies P3 e P4) – Formação Sete Lagoas

Ocorrem intercalações de *calcimudstones* com níveis argilosos escuros (P2) e brechas lamelares (P1), que correspondem à porção intermediária da Formação Sete Lagoas. Esta associação de fácies indica um ambiente de rampa carbonática interna com deposição de micrita/argila e influência de correntes de tração, que ocasionaram a formação de laminações cruzadas (Tucker & Wright, 1990; Tucker, 2003). As brechas lamelares são interpretadas como brechas de ressecamento, devido às características irregulares dos intraclastos com pouca evidência de retrabalhamento (p.e Caetano-Filho et al., 2019; Perrella Jr et al., 2017; Okubo et al., 2020). Os *calcimudstones* com estruturas *chicken-wire* juntamente com as brechas lamelares corroboram a ideia de um ambiente marinho raso, possivelmente restrito, com eventuais exposições do substrato e intenso ressecamento. Contudo, a origem dos níveis de brechas lamelares na Formação Sete Lagoas ainda é incerta. Okubo et al., (2020) argumentam sobre diversas possibilidades, como ligadas a episódios de evaporação, atividade sísmica ou eventos de tempestades ou tsunamis em regiões mais rasas da bacia.

Acima deste intervalo ocorrem *calcimudstones* laminados (fácies P3), além de *packstones* e *grainstones* maciços (fácies P4) sem ocorrência de argilas e brechas lamelares. Esta associação de fácies foi interpretada como devida a uma transgressão marinha com aumento gradual de energia para o topo da sucessão. Indica um ambiente

marinho aberto de rampa interna profunda, possivelmente influenciado por ondas (Tucker & Wright, 1990; Tucker, 2003; Flügel, 2004).

Estas duas associações de fácies basais apresentam dados isotópicos de carbono muito similares entre si. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ encontram-se respectivamente em torno de 0‰ a + 2‰ e - 27‰ a - 24‰. No entanto, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ficam menores na fácies P3 e P4 em relação à P1 e P2. Considerando que esta variação no $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ é gradual, com os pontos muito pouco dispersos, pode-se interpretar como uma mudança progressiva da taxa de evaporação, passando de um ambiente mais raso e restrito para um ambiente relativamente mais profundo e aberto, (Jaffrés et al., 2007; White, 2013).

Rampa interna (fácies P5, P6 e P7) – Formação Sete Lagoas

Na base do intervalo dolomítico, a fácies P5 compreende estruturas de dissolução e porosidades por vezes preenchidas por sílica, que é interpretada como processos de exposição subaérea e carstificação (p.e Santana, 2011; Reis & Suss, 2016; Caetano-Filho et al., 2019; Baptista, 2020). Mais acima na estratigrafia ocorre brecha dolomítica de dololutito com intraclastos angulosos, na fácies P6. Esta brecha compreende um intervalo significativo, de cerca de 8m, e não apresenta características de retrabalhamento, sendo interpretada como brechas de colapso ocasionado pela dissolução dos níveis inferiores (p.e Kuchenbecker, 2011). Pode ter sido desencadeada, também, por processos sísmicos (ver discussão de Okubo et al., 2020). A fácies P7 compreende dolomitos com laminações cruzadas e são indicativas de fluxos unidirecionais em rampa interna aberta influenciadas por correntes (Tucker & Wright, 1990; Tucker, 2003). Alguns estudos apontam que o intervalo dolomítico está associado a um ambiente de rampa interna influenciada por maré em que podem ocorrer também estromatólitos colunares. Estruturas de exposição subaérea como paleosolos, *tepees* e carstificações podem ter apagado as estruturas primárias (p.e Kuchenbecker et al., 2016; Reis & Suss, 2016; Caetano-Filho et al., 2019; Okubo et al., 2020). Além disso, processos hidrotermais possivelmente influenciaram as características singulares deste intervalo e estão associados a ocorrência de minerais metálicos nos níveis mais propensos para percolação de fluidos (p.e Nobres-Lopes, 2002; Misi et al., 2005).

Os dados isotópicos indicam um aumento abrupto dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, bem como da dispersão dos pontos. Por outro lado, a preservação do material

orgânico neste intervalo não foi suficiente para analisar $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Os dados $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ deste intervalo foram considerados fortemente dependentes das litofácies, indicando influência da diagênese e processos pós-deposicionais. Além disso, as feições diagenéticas observadas ao microscópio são intensas a ponto de cobrir quase todas as características primárias da rocha em alguns níveis. Contudo, caso os dados isotópicos ainda sejam próximo do registro primário e o fracionamento relacionado a dolomitização tenha sido pequeno, o aumento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ pode ser indicativo de altas taxas de evaporação, que combina com ambiente proximal restrito (p.e Santana, 2011).

Na base e no topo do intervalo dolomítico ocorre uma variação abrupta de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, que indicam possíveis discordâncias por erosão. A hipótese de discordâncias erosivas também é suportada pelas estruturas de possível paleocarstificação na base deste intervalo (fácies P5), assim como estruturas de exposição subaérea em outras regiões da bacia (p.e Santana, 2011; Reis & Suss, 2016; Caetano-Filho et al., 2019; Baptista, 2020). Neste trabalho, essas discordâncias foram consideradas de curta duração, como será discutido no tópico 3.5.7. Além disso, ao longo do intervalo, possíveis emergências da rampa carbonática causaram uma deposição mais descontínua. Isso significa que poucos metros de registro sedimentar correspondem a maiores intervalos de tempo e conseqüentemente maiores mudanças isotópicas de um estrato para o outro, aumentando ainda mais a dispersão dos dados isotópicos.

Rampa média (fácies P8) – Formação Sete Lagoas

A fácies P8 corresponde ao topo da Formação Sete Lagoas e consiste em intercalações de *dolomudstone* e margas com níveis de intraclastos. Esta litofácies sugere uma rampa média, onde ocorre precipitação de micrita juntamente à decantação de lama siliciclástica com episódios de retrabalhamento por correntes. As brechas intraclásticas dessa porção são interpretadas como devidas a deslizamento gravitacional, em rampa inclinada. Isso é corroborado pela frequente ocorrência de estruturas como *slumps*, deslizamentos de camadas (falha sin-sedimentar) e estruturas de sobrecarga. A coloração escura dos carbonatos e a grande quantidade de frambóides de piritas sugerem condições subóxicas a anóxicas neste intervalo, nas quais ajudaram a preservar a matéria orgânica (Tucker, 2003).

Este intervalo coincide com o aumento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, onde apresentam valores em torno de + 8‰ e aumentam gradualmente até + 12‰ (p.e Santos et al., 2000, 2004;

Alvarenga et al., 2012, 2014, Caetano-Filho et al., 2019, 2021). Por outro lado, os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresentam oscilações em torno de - 3‰ a - 9‰, não correlacionadas com as de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Fig. 8). Por outro lado, o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ apresenta valores correlacionados com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Fig. 8). A mesma tendência de aumento nesses dois parâmetros indica um processo biogeoquímico que fracionou tanto o reservatório inorgânico quanto o orgânico (Hayes, 1993; Kaufman & Knoll, 1995; Hayes et al., 1999;). As relações entre os diferentes parâmetros isotópicos indicam uma assinatura prevalentemente primária nesse intervalo. Além disso, as características microscópicas das rochas não mostram feições de alteração pós-deposicional significativa.

Rampa externa (P9 e P10) – Formação Serra de Santa Helena

As fácies P9 e P10 correspondem aos primeiros 55m da base da Formação Serra de Santa Helena. Compreendem respectivamente siltito esverdeado com intercalação de margas e folhelhos e gradam para siltitos avermelhados mais ao topo. A transição entre o topo da Formação Sete Lagoas e a base da Formação Serra de Santa Helena, na seção PSB-14, aparenta ser gradual. As mudanças litológicas mostram um aumento no aporte de sedimentos terrígenos e diminuição de níveis carbonáticos. A ausência de estruturas sedimentares geradas por correntes de tração ou retrabalhamento sugerem um ambiente com baixa energia, de rampa média a externa. Isto pode ser interpretado como uma possível transgressão marinha associada ao surgimento de novas áreas fontes de sedimentos terrígenos ou até mesmo mudanças climáticas que inibiram as condições de produção dos sedimentos carbonáticos (p.e Vieira et al., 2007a; Reis & Suss, 2016; Caxito et al., 2021).

A base da Formação Serra de Santa Helena é acompanhada por mudanças nas condições de oxigenação. Minerais como pirritas comumente encontrados na fácies P8 e P9 desaparecem na fácies P10 e dão lugar a óxidos de ferro, indicando ambiente mais oxigenado. No Grupo Bambuí, proxies geoquímicos como baixo-sulfato, especiação do Fe, elementos traços e elementos terras raras apontam para um oceano predominantemente anóxico (p.e Paula- Santos et al., 2018; Hippertt et al., 2019; Caetano-Filho et al., 2021; Cui et al., 2020). No entanto, alguns trabalhos mostram que o final do Neoproterozoico é marcado por períodos anóxicos longos seguidos por pulsos de oxigenação (p.e Fike et al., 2006; Sahoo et al., 2016).

Poucas análises isotópicas foram realizadas no intervalo pelítico, devido à diminuição do teor de carbonato e matéria orgânica sedimentar. Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresentam um padrão aleatório, que varia entre - 13,24‰ e - 6,50‰. O $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ apresenta uma tendência decrescente, que diminui de + 12,16‰ para valores próximos a 0‰. A pouca quantidade de análises disponíveis e a baixa fração carbonática das amostras dificulta a interpretação quanto à origem primária ou secundária dos dados isotópicos. Nessas litofácies a fração carbonática ocorre na forma de micrita, que pode ter sedimentado junto à lama siliciclástica ou ter precipitado quimicamente durante a diagênese. Contudo, devido ao baixo teor de carbonato, é muito provável que a interação pós-deposicional com fluidos intersticiais tenha alterado a composição isotópica. Além disso apenas uma amostra de material orgânico foi analisada, cujo valor é $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -19,31\%$. Isso indica que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ continuam muito elevados na base da Formação Serra de Santa Helena. Ao topo da seção, entretanto, permanece uma incógnita sobre a tendência do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

3.5.3. Interpretação da Seção Gruta Rei do Mato

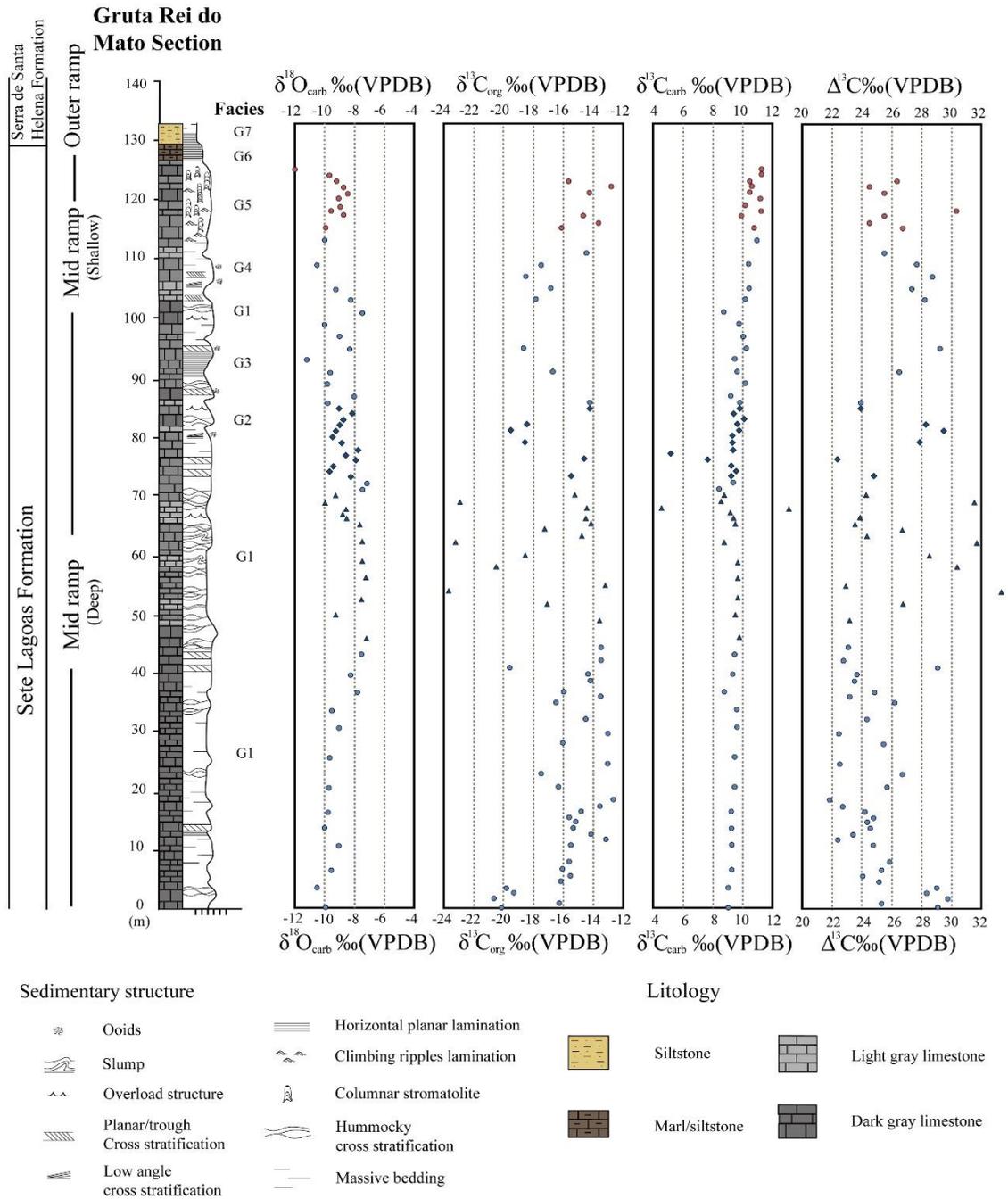


Figura 9: Coluna litoestratigráfica da Seção Gruta Rei do Mato com as estruturas sedimentares, fácies, associações de fácies, unidades litoestratigráficas e dados isotópicos. Os dados isotópicos foram diferenciados em função das litofácies.

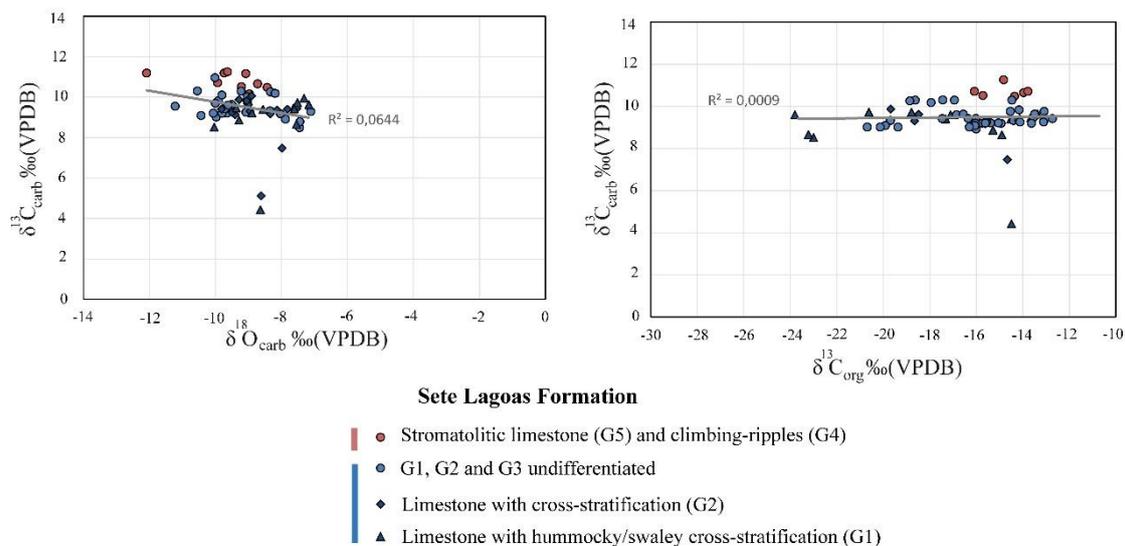


Figura 10: Cross plots dos dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ da Seção Gruta Rei do Mato. Os símbolos referem-se às diferentes litofácies e as cores referem-se às associações de fácies.

Rampa média profunda (G1, G2 e G3) e rampa média rasa (G4 e G5) – Formação Sete Lagoas e transição com a Formação Serra de Santa Helena

A Seção Gruta Rei do Mato corresponde à porção superior da Formação Sete Lagoas na região sul da Bacia do São Francisco. A maior parte da sucessão corresponde à uma rampa carbonática média profunda dominada por tempestades (p.e Vieira et al., 2007a, b; Reis & Suss, 2016). No topo, a associação de fácies muda para rampa carbonática média rasa dominada por correntes, com bioconstruções de estromatólitos. Diversos trabalhos nessa região dividem a Formação Sete Lagoas em dois membros, um inferior e outro superior, que são respectivamente o Membro Pedro Leopoldo e Membro Lagoa Santa (Schöll, 1976; Vieira et al., 2007a, b; Paula Santos et al., 2015; Caxito et al., 2021). No presente estudo, a Seção Gruta Rei do Mato é identificada como Membro Lagoa Santa (Fig. 9).

A seção é composta, na base, por calcários muito escuros e valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ acima de +9‰. Na maior parte da seção ocorrem estratificações *hummocky/swaley* (G1), que indicam ação de eventos de tempestades (Cheel & Leckie, 1993; Dumas & Arnott, 2006). Esta associação de fácies aponta para uma deposição em ambiente de rampa média profunda, com mudanças na profundidade da lâmina d'água, por vezes com ação de ondas de tempo bom e ondas de tempestade. A ocorrência de *slumps* e estruturas de sobrecarga subordinadas indicam uma alta taxa de deposição, que conseqüentemente deformam as

camadas inferiores ainda inconsolidadas, possivelmente em um substrato inclinado. As estratificações cruzadas (G2) indicam a atuação de fluxos unidirecionais em um ambiente mais raso, acima do nível de base de ondas de tempo bom, relacionados à ação de correntes ou marés. Os calcários laminados (G3) indicam momentos de menor energia no ambiente deposicional, com deposição de micrita (Tucker & Wright, 1990; Tucker, 2003; Dumas & Arnott, 2006; Tucker & Dias-Brito, 2017).

No topo da seção ocorrem estromatólitos colunares (G5) com *climbing ripples* subordinado lateralmente (G4). Estas litofácies sugerem um ambiente de deposição mais proximal, onde predominam organismos bioconstrutores, em uma rampa carbonática média rasa influenciada por fluxos unidirecionais, possivelmente de correntes de canais de maré (p.e Vieira et al., 2007a; Caxito et al., 2021).

Acima dos calcários com estromatólitos, ocorre um intervalo de <5m de ritmitos de calcário e siltito até os siltitos/arenitos laminados da Formação Serra de Santa Helena. Essa porção indica nas condições ambientais um aumento do aporte de sedimento terrígeno e pode ser devida a mudanças climáticas ou tectônicas na bacia. Pode estar relacionada com uma nova transgressão, porém a ausência de afloramentos preservados dificulta o entendimento do ambiente de deposição. Vieira et al., (2007a) relaciona os sedimentos finos da Formação Serra de Santa Helena a uma frente deltaica, ambiente de *offshore*. Quando comparada à Seção PSB-14, a Seção Gruta Rei do Mato apresenta uma transição mais abrupta entre a Formação Sete Lagoas e a Formação Serra de Santa Helena. Isso reflete uma variação da chegada dos sedimentos siliciclásticos e interrupção da fábrica carbonática em diferentes localidades da bacia.

Os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sugerem que os carbonatos da Seção Gruta Rei do Mato contêm um registro prevalentemente primário. Os dois parâmetros não apresentam variações dependentes das litofácies, nem correlação entre si,, concluindo que não houve alteração pós deposicional significativa (Fig. 10). O $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ apresenta um aumento contínuo da base até o topo da seção, de + 9,02‰ a + 11,19‰, independentemente das variações de fácies. O *cross plot* $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ não mostra nenhum alinhamento entre o carbonato e a matéria orgânica, devido principalmente à grande dispersão dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Apesar disso, os valores isotópicos tanto de carbono inorgânico quanto orgânico são muito elevados, com médias respectivamente de + 10‰ e - 16,16‰. A dispersão dos dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ pode ter sido causada por algum

fator como degradação da matéria orgânica durante a deposição ou contaminação das amostras nas etapas de extração do material orgânico.

Ambas as seções apresentadas contêm um intervalo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} > + 9\text{‰}$ e podem ser correlacionáveis, indicando uma variação isotópica regional. Este intervalo quimioestratigráfico, traçado por meio do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ é denominado de MIBE - *Middle Bambuí Excursion* (Uhlein et al., 2019; Caetano-Filho et al., 2021; Caxito et al., 2021; Cui et al., 2020). Ao longo da seção, o $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresenta valores bastante negativos que oscilam entre - 12‰ a - 7,17‰. Quando comparados com o topo da Seção PSB-14, no intervalo MIBE ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = > 9\text{‰}$), o $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ da Seção Gruta Rei do Mato apresenta valores mais negativos do que a Seção PSB-14. Aqui interpretamos a diferença dos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ das duas seções, por efeito de influências locais de evaporação. A Seção PSB-14 foi depositada, na maior parte, em ambiente mais raso e restrito, por isso sofreu mais com a evaporação.

3.5.4. Químioestratigrafia da Formação Sete Lagoas na Bacia Bambuí

A partir da análise dos dados isotópicos apresentada na seção anterior, é possível correlacionar as seções desse estudo com outras seções da Formação Sete Lagoas estudadas por outros autores (Fig. 11). Esta correlação permite integrar os vários dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e realizar uma curva composta a servir como referência químioestratigráfica para a Formação Sete Lagoas (Fig. 12). Com isto, é possível identificar um sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ regional da Formação Sete Lagoas além de sinais destoantes, devido à fatores deposicionais locais. Seis intervalos químioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (SL-) são definidos a partir da base até o topo da Formação Sete Lagoas: SL-1, SL-2, SL-3, SL-4, SL-5, SL-6, apresentados a seguir (Fig. 11).

Intervalo químioestratigráfico SL-1 e SL-2

Os intervalos químioestratigráficos SL-1 e SL-2 ocorrem na base da Formação Sete Lagoas e apresentam valores negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Fig. 11). Os valores diminuem de - 3‰ a - 5‰ no intervalo SL-1 e aumentam de - 3‰ a 0-1‰ no intervalo SL-2. Esses intervalos são bem registrados na seção 1-PSB-14-MG, localizada próxima ao município de Januária (MG), sugerindo que esse era o local do depocentro no início da sedimentação da Formação Sete Lagoas. A falta do intervalo SL-1 em algumas seções indica que esta porção foi possivelmente erodida ou não depositada nas regiões altas do embasamento, como ocorre no alto do embasamento de Sete Lagoas-MG (Caxito et al., 2012). Este intervalo químioestratigráfico apresenta característica de carbonatos de capa, é composto por calcário/dolomito com pseudomorfos de aragonita de rampa média a externa e contém valores negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Em algumas regiões no Cráton do São Francisco esse intervalo ocorre acima de diamictitos da Formação Jequitai (p.e Uhlein et al., 2016). O fim do intervalo SL-2 coincide a uma superfície de máxima inundação, que ocorre junto à deposição de folhelhos/argilitos de rampa carbonática externa (Reis & Suss, 2016; Kuchenbecker et al., 2016; Vieira et al., 2007a; Caetano-Filho et al., 2019).

Intervalo químioestratigráfico SL-3 e SL-4

O intervalo SL-3 é caracterizado por valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ relativamente constantes, em torno de 0-2‰, com pequeno aumento em direção ao topo. É o intervalo mais abrangente da Formação Sete Lagoas e aparece em todas as seções, embora variando de espessura. O intervalo SL-4 é caracterizado por um aumento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e valores em torno de + 4‰. Em algumas regiões a curva isotópica destes intervalos encontram-se

destoantes da média, sendo mais altos ou mais baixos de algumas unidades de *permil* (ver tópico 3.5.5.).

Os intervalos quimioestratigráficos SL-3 e SL-4 apresentam tendência de raseamento para o topo, onde fácies mais distais são sobrepostas por fácies mais proximais (p.e Martins & Lemos, 2007; Da Silva et al., 2022). A deposição do intervalo SL-3 ocorre em ambiente de rampa média e compreende calcários intercalados com pelitos e estratificações cruzadas *hummocky*. O intervalo SL-4 deposita-se em rampa carbonática interna com ocorrência de dolomitos de ambientes rasos e estruturas de ressecamento tipo *tepees* e estruturas de exposição subaérea como carstificações, além de discontinuidades litológicas e isotópicas (p.e Martins & Lemos et al., 2007; Santana, 2011; Alvarenga et al., 2012, 2014; Kuchenbecker et al., 2016; Carvalho, 2018; Caetano-Filho et al., 2019; Baptista, 2020). Alguns autores convergem para a ideia de uma discordância e dividem em Formação Sete Lagoas Inferior e Formação Sete Lagoas Superior (Alvarenga et al., 2012, 2014; Paula-Santos et al., 2018) ou Membro Leopoldo e Membro Lagoa Santa (Schöll, 1976; Vieira et al. 2007a, b; Caxito et al., 2018; 2021). No entanto, não há um consenso sobre esta discordância, se ela é de curta (milhares a centenas de milhares de anos) ou longa duração (milhões a dezenas de milhões de anos).

O topo do intervalo SL-3 e a parte do intervalo SL-4 não são presentes nas seções de Arcos e DF. Nas Seções PSB-14 e Ribeirão Caldeira ocorrem características de exposições subaéreas, porém com menores discordâncias e quebras isotópicas. Por outro lado, nas seções Sete Lagoas e Well 1, que representam porções mais profundas, não ocorrem dolomitos associados e a curva isotópica ocorre de maneira mais gradual e contínua (p.e Reis & Suss, 2016; Caetano-Filho et al., 2019). Na região de Sete Lagoas-MG ocorre uma quebra da curva isotópica que possivelmente está associada a um adelgaçamento dos estratos do intervalo SL-4 (p.e Caxito et al., 2021; Martins & Lemos, 2007; Caxito et al., 2012, quebras isotópicas e sísmicas). Caxito et al., (2021) sugerem um hiato deposicional, devido à falta de evidências de campo de exposição subaérea. Visto a proximidade desta seção com a Well-1, na qual o intervalo é expandido, esse hiato pode ser devido à ação de correntes intensas que impediram a sedimentação nessa localidade.

Em algumas seções onde ocorrem dolomitos cristalinos e possíveis discontinuidades é comum os dados isotópicos encontrarem-se mais dispersos, que sugerem alterações diagenéticas no intervalo SL-4 (p.e Seção Ribeirão Caldeira e 1-PSB-

14-MG intervalo SL-4). Entretanto, na seção Well 1 este intervalo ocorre com valores mais consistentes e associados a fácies calcáreas. Portanto, o intervalo SL-4 representa de forma geral um sinal primário, embora a diagênese tenha aumentado a dispersão dos valores em algumas seções. Nas demais seções (DF, Arcos e Sete Lagoas) este intervalo encontra-se erodido, não depositado ou muito condensado, indicando uma sedimentação muito descontínua dentro da bacia.

Intervalo quimioestratigráfico SL-5 e SL-6

No intervalo SL-5 ocorre uma mudança abrupta nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em todas as seções, que aumentam de + 4 a + 12‰ em poucos metros a algumas dezenas de metros de estratigrafia. O intervalo SL-6 é caracterizado pelos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ mais elevados da Formação Sete Lagoas, que podem alcançar de + 9‰ a + 14‰, dependendo da seção. A espessura desse intervalo varia de dezenas de metros a até mais de 100m, como na região Sete Lagoas-MG (p.e Vieira et al., 2007b; Caxito et al., 2021).

Os intervalos SL-5 e SL-6 compreendem calcários e margas de coloração escura que ocorrem geralmente em contato brusco com camadas silicificadas no topo dos dolomitos do intervalo anterior e coincidem com um brusco aumento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (p.e Alvarenga et al., 2012). Compreende o topo da Formação Sete Lagoas, sendo que nas seções descritas em detalhe no presente trabalho, Seção Gruta Rei do Mato e Seção PSB-14, se observa um grande aumento tanto nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ quanto de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, apesar das diferentes associações de fácies. A mesma assinatura foi observada nos dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em outras regiões da Bacia do São Francisco (Iyer et al., 1995; Caetano-Filho et al., 2021). Isto leva a interpretação de um sinal regional e primário, independente do ambiente de deposição. Alguns trabalhos atribuem o enriquecimento de ^{13}C devido ao aumento de produtividade primária juntamente a altas taxas de soterramento da matéria orgânica (Knoll et al., 1986). Outros trabalhos convergem para a ideia de um oceano restrito, relacionado à metanogênese de organismos anaeróbicos (Caetano-Filho et al., 2021). Há também estudos que sugerem relação com ambientes mais rasos, como salmouras de evaporação e influência de organismos bioconstrutores (Frimmel et al., 2010; Birgel et al., 2015). No entanto, vários destes processos podem ter ocorrido juntos, para causar valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ tão altos (Cui et al., 2021).

Na transição com a Formação Serra de Santa Helena várias seções mostram uma diminuição do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, porém a diminuição do teor de carbonato nas sequências torna

inviável de obter um registro estratigraficamente contínuo e confiável. Sendo que na Formação Serra de Santa Helena o carbonato ocorre prevalentemente em nódulos ou concreções, esse sinal é provavelmente diagenético.

3.5.5. Variabilidade na curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas

Os dados isotópicos entre algumas seções da Formação Sete Lagoas apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ com cerca de 4-5‰ de diferença no mesmo intervalo quimioestratigráfico (ver Fig. 11, 12). Como explicado anteriormente, a diagênese alterou muito limitadamente os registros de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, portanto, essa diferença pode ser atribuída a diferentes profundidades e condições de sedimentação dentro da bacia (p.e Seção Ribeirão Caldeira e Well 1). Alguns trabalhos apontam para uma diferença de sinal isotópico do carbono em litofácies coevas de plataformas rasas, profundas e limite *slope/basin* (p.e Calver, 2000; Shen et al., 2005; Jiang et al., 2007; Frimmel, 2010). Neste sentido, as Seções Well 1 e Ribeirão Caldeira são interpretadas respectivamente como extremos entre um ambiente mais profundo e raso, durante a deposição da Formação Sete Lagoas, principalmente nos intervalos quimioestratigráficos SL-2, SL-3 e SL-4. Tanto os dados faciológicos quanto os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ corroboram esta interpretação, indicando que litofácies contemporâneas registram $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ diferentes, sendo os valores menores em ambientes profundos e maiores em ambientes rasos. Delpomdor et al., (2020) também identificam características similares nas porções norte e sul da bacia, como uma variação de até ~2‰ entre o alto do embasamento de Januária e Sete Lagoas nos carbonatos de capa (p.e Caxito et al., 2012, 2018; Caetano-Filho et al., 2019).

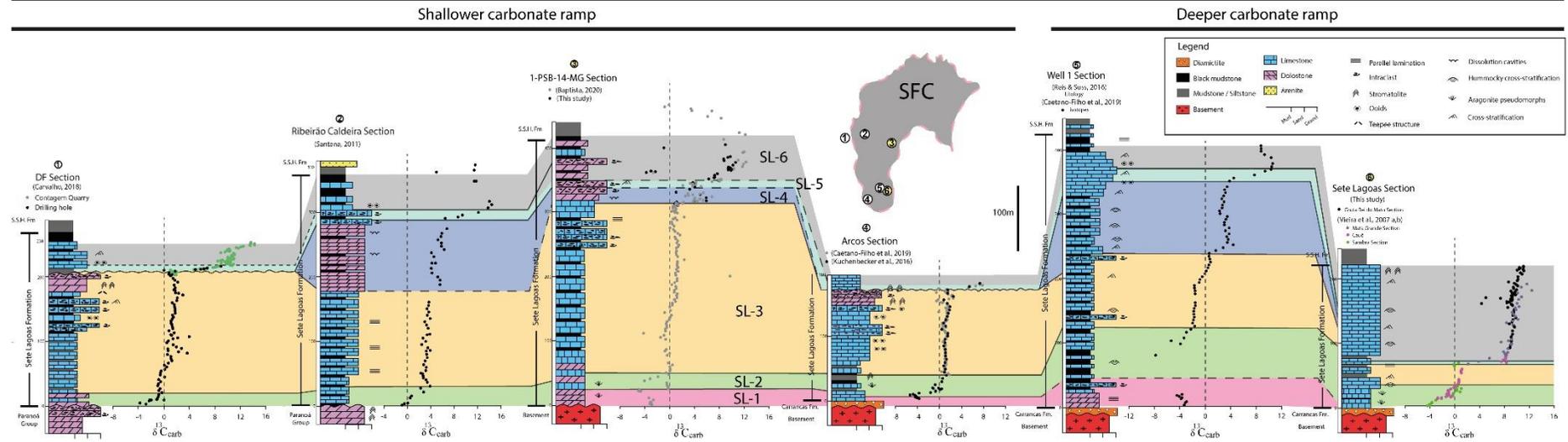


Figura 11: Correlação quimioestratigráfica de seções da Formação Sete Lagoas em diferentes regiões da bacia com base em dados de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonato desse e de outros estudos. Intervalos quimioestratigráficos: SL-1 em vermelho; SL-2 em verde; SL-3 em amarelo; SL-4 em azul escuro; SL-5 em azul claro; SL-6 em cinza. Linha contínua – contato definido; linha tracejada – contato indefinido; linha ondulada – discordância. Mapa indicando os limites do Cráton do São Francisco e a localidade de cada seção, em amarelo as seções de estudo.

3.5.6. Curva composta de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas

A curva composta de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas, apresentada aqui pela primeira vez, pode ser usada como referência para correlações dentro da Bacia Bambuí e permite também aprimorar a sua correlação inter-regional. Assim, é possível observar as variações isotópicas entre a curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de cada região da bacia (diferentes cores) e obter a média (linha preta) para cada intervalo da Formação Sete Lagoas (Fig. 12). Para fazer a correlação inter-regional é preciso amarrar a quimioestratigrafia com dados geocronológicos e bioestratigráficos do Grupo Bambuí com outras unidades-chave do Ediacarano. Apesar das várias incertezas, essa integração de dados da Formação Sete Lagoas permite correlacioná-la com a parte inferior do Ediacarano, discutido no tópico 3.5.7. (Fig. 13).

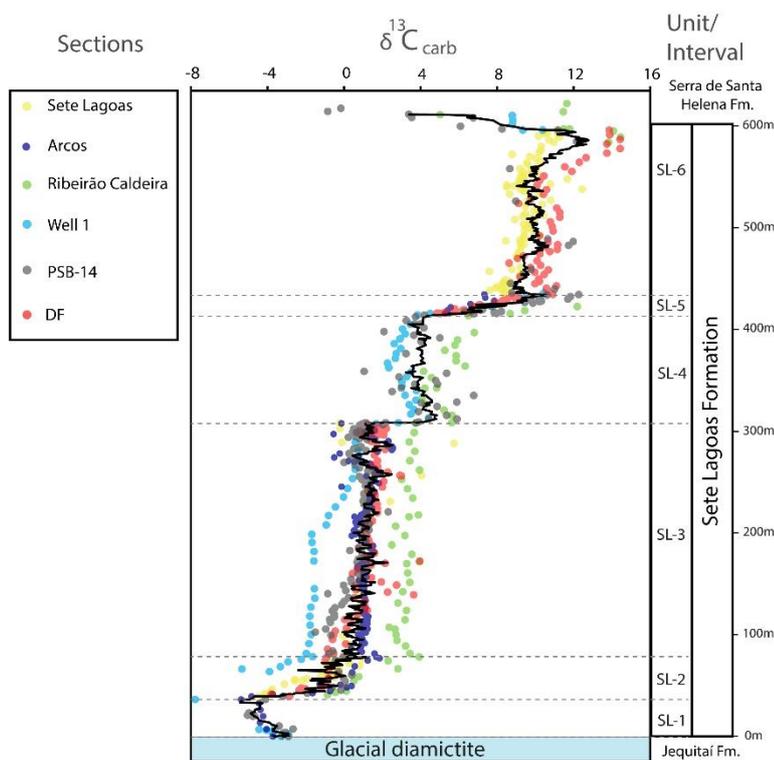


Figura 12: Compilação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de seções conhecidas da Formação Sete Lagoas. À direita são os intervalos quimioestratigráficos, unidades litoestratigráficas e espessura dos intervalos mais representativos. Dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em círculos: azul claro – Seção Well 1; azul escuro – Seção Arcos; cinza – Seção PSB-14; amarelo – Seção Sete Lagoas; Vermelho – Seção DF; verde – Seção Ribeirão Caldeira; a linha preta representa a média móvel de 7 pontos aplicada ao conjunto de dados. Os dados considerados de origem prevalentemente diagenética foram retirados.

3.5.7. Correlação global da Formação Sete Lagoas

A porção basal da Formação Sete Lagoas é composta por calcário/dolomito com pseudomorfos de aragonita e valores negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Vários trabalhos correlacionam a base da unidade com carbonatos de capa pós-glaciais, devido às suas características isotópicas e sedimentológicas (p.e Santos et al., 2000; Babinski et al., 2007; Vieira et al., 2007a, b; Caxito et al., 2012, 2021; Alvarenga et al., 2014; Paula-Santos et al., 2015; Da Silva et al., 2022). Um rápido derretimento das geleiras ocasionou aumento do nível dos oceanos e conseqüentemente a deposição de carbonatos, que são mundialmente reconhecidos como carbonatos de capa e ocorrem em diversas regiões do mundo em cima de depósitos glaciais (Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag, 2002; Halverson et al., 2005). No entanto, há uma divergência de dados geocronológicos sobre a idade dos carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas. Alguns autores correlacionam-nos com o final da glaciação Sturtiana (mid-Cryogenian) e outros com o final da glaciação Marinoana (end-Cryogenian). Babinski et al., (2007) reportaram idades de 740 ± 22 Ma e 681 ± 50 Ma (Pb-Pb direct dating) para a base da unidade, na região de Sete Lagoas (MG), no intervalo interpretado como SL-2 no presente estudo. Estes dados contrastam com a idade obtida por Caxito et al., (2021) de 608.1 ± 5.1 Ma e 615.4 ± 5.9 Ma (U-Pb direct dating) no mesmo intervalo quimioestratigráficos e região de estudo. Uhlein et al., (2017) encontram idades ediacaranas para as unidades conglomeráticas síncronas à Formação Sete Lagoas, na porção sudoeste da bacia, com zircões detríticos de até 630 Ma na Formação Samburá. Crockford et al. (2018) sugerem idades pós-Marinoanas de 630 Ma para os carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas, baseado em dados de isótopos de oxigênio (Triple Oxygen ($\Delta 17\text{O}$) Isotopes) e enxofre, analisados em camadas de barita. Além disso, as características geológicas e os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ apontam para idades pós-Marinoanas para estes carbonatos de capa (Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014). Apesar dos dados contrastantes de Babinski et al., (2007), a maior parte dos trabalhos convergem para idades do Ediacarano Inferior durante o início da deposição da Formação Sete Lagoas (Fig. 13).

Um platô na curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em torno de 0 a + 2‰ ocorre na porção intermediária da Formação Sete Lagoas e idades de 569.4 ± 7.4 Ma e 573.0 ± 11 Ma são reportadas por Caxito et al., (2021), no intervalo SL-3 de acordo com este trabalho. Estes mesmos valores isotópicos são observados em diversas unidades ediacaranas após a deposição dos carbonatos de capa e concordam com uma idade do Ediacarano Inferior. Em

contrapartida, possíveis fósseis de *Cloudina* sp. são considerados por Warren et al., (2014) na porção intermediária da Formação Sete Lagoas, onde o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ encontra-se em torno de + 0,06‰ a + 0,67‰, correspondente ao intervalo SL-3 da Formação Sete Lagoas neste estudo. Estes fósseis indicariam uma idade do final do período Ediacarano, em torno de 550 a 542 Ma (p.e Grotzinger et al., 1995; Amthor et al., 2003), que, portanto, contrastam com as pós-Marinoanas atribuídas para os carbonatos de capa da base da unidade. Contudo, nesse intervalo não há evidências de grandes discordâncias estratigráficas, que pudessem explicar uma grande diferença de idade entre a porção inferior e intermediária da unidade. Além disso, um estudo bioestratigráfico baseado em assembleias de microfósseis orgânicos suporta uma idade do Ediacarano Inferior (Denezine, 2018).

Nos intervalos superiores da Formação Sete Lagoas (Intervalo SL-4 e SL-5) é frequente a ocorrência de descontinuidades estratigráficas, observáveis tanto nas litofácies quanto nas curvas isotópicas (p.e Alvarenga et al., 2012, 2014; Uhlein et al., 2017; Caxito et al., 2018, 2021). No entanto, trata-se de descontinuidades menores, pois não são observadas variações de fácies ou de valores isotópicos que justifiquem a falta de intervalos de tempo na escala de milhões de anos. Além disso, os dados geocronológicos de Caxito et al., (2021), também, não mostram idades muito diferentes em relação a porção intermediária e superior da unidade, que indicam idades respectivamente de 573.0 ± 11 Ma no intervalo SL-3 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = \sim 0\%$) e 566 ± 15 no intervalo SL-6 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = \sim 12\%$), no topo da Formação Sete Lagoas. Nesse mesmo contexto, isótopos de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ não mostram variações significativas. Tendo em vista que a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ muda apenas em grandes intervalos de tempo, devido ao seu longo tempo de residência do oceano (Halverson et al., 2007), os valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré geralmente são inferiores a 0.7080 e correlacionam melhor com o Ediacarano Inferior e início do Ediacarano Superior (p.e Babinski et al., 2007; p.e Caxito et al., 2012; Kuchenbecker et al., 2016; Iyer et al., 1995; Alvarenga et al., 2012, 2014; Paula-Santos et al., 2015; Guacaneme et al., 2017, 2021). Essa assinatura difere das unidades pertencentes ao final do Ediacarano, que atingem até 0.7090 (Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2007, 2010; Xiao et al., 2016).

No intervalo SL-6, no topo da Formação Sete Lagoas, ocorre uma excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ que atinge valores maiores que + 12‰ a até + 16‰ em alguns locais. Estes valores são compatíveis com outras unidades do Ediacarano Inferior e primeira

parte do Ediacarano Superior. Alguns exemplos são a Formação Huttenberg na Namíbia e a Formação Doushantuo na China, que ocorrem após depósitos glaciais marinoanos e abrangem principalmente o Ediacarano Inferior, com excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de + 8 a + 12‰ (p.e Halverson et al., 2005; Cui et al., 2018; Xiao et al., 2016; Yang et al., 2021). Desta maneira, a assinatura de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas pode ser explicada por uma combinação de fatores locais e globais. O intenso fracionamento de C devido a processos locais, como metanogênese ou exportação de matéria orgânica, ocorreu a partir de um reservatório de carbono inorgânico dissolvido já enriquecido em ^{13}C , aumentando assim os valores já elevados do oceano do Eoediacarano. Isso contrasta com algumas hipóteses que propõem a deposição da Formação Sete Lagoas próxima do limite com o Cambriano, em um oceano restrito e desconectado de outras regiões, para explicar seus altos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (p.e Paula-Santos et al., 2015, 2017; Uhlein et al., 2017; Caxito et al., 2018; Caetano-Filho et al., 2021). Como é observado, unidades típicas do limite Ediacarano/Cambriano não contêm anomalias positivas de tal magnitude, como a Formação Tamengo no Brasil, o Grupo Ara em Oman ou o Grupo Arroyo del Soldado no Uruguai. Nestas unidades, o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ encontra-se em torno de 0 a + 6‰ e comumente contêm boa representatividade de fósseis da assembleia de *Nama*, como os gêneros de *Cloudina* e *Corumbella* (p.e Boggiani et al., 2010; Adorno et al., 2017; Yang et al., 2021; Ramos et al., 2022).

As unidades acima da Formação Sete Lagoas também apresentam dados que auxiliam na correlação do Grupo Bambuí. Possíveis fósseis da assembleia de *White Sea*, recentemente encontrados na base da Formação Lagoa do Jacaré, restringem esta unidade em <560 Ma (Baptista, 2020). Toda a Formação Lagoa do Jacaré também registra valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ acima de + 12‰, tão altos quanto a Formação Sete Lagoas. No entanto, no topo do Grupo Bambuí, ocorrem valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ mais baixos, indicando que há possivelmente uma diminuição mais ao topo. O Membro Jaíba, por exemplo, apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de + 1 a + 3,4‰ e ocorre estratigraficamente no topo da Formação Serra da Saudade (p.e Caxito et al., 2016, Uhlein et al., 2019). Em mesma posição estratigráfica, no oeste da bacia, a Formação Lagoa Formosa apresenta valores de + 2.7 a + 3.4‰ e zircões detríticos de 560 Ma, que indicam uma idade mais próxima do limite Ediacarano/Cambriano nesta unidade (Uhlein et al., 2017). No topo da Formação Três Marias ocorrem grãos de zircão detríticos de 527 ± 4 Ma (Tavares et al., 2020), que

indicam uma idade Cambriana. Estes dados são corroborados pela presença de icnofósseis de *Treptichnus pedum*, que ocorrem do Cambriano ao Ordoviciano (Sanchez et al., 2021).

Como o Grupo Bambuí contém duas unidades pelíticas, o uso do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ para correlação fica limitado. Isso gera dúvidas sobre a permanência do platô positivo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, pois, possivelmente pode haver excursões negativas, nas formações Serra de Santa Helena e Serra da Saudade. Portanto, essas unidades podem potencialmente incluir alguns dos marcos de referência do Ediacarano, como a anomalia negativa relacionada a Glaciação de *Gaskier* e a excursão negativa *Shuram* que não foram observadas no Grupo Bambuí. No entanto, as características destes marcos são pouco compreendidas, pois a magnitude, duração e utilização para correlações ainda são controversas (p.e Xiao et al., 2016; Yang et al., 2021). Embora a presença de possíveis fósseis mineralizados mantenha o debate aberto, a maioria das evidências disponíveis sugerem que a Formação Sete Lagoas seja inteiramente do Ediacarano Inferior.

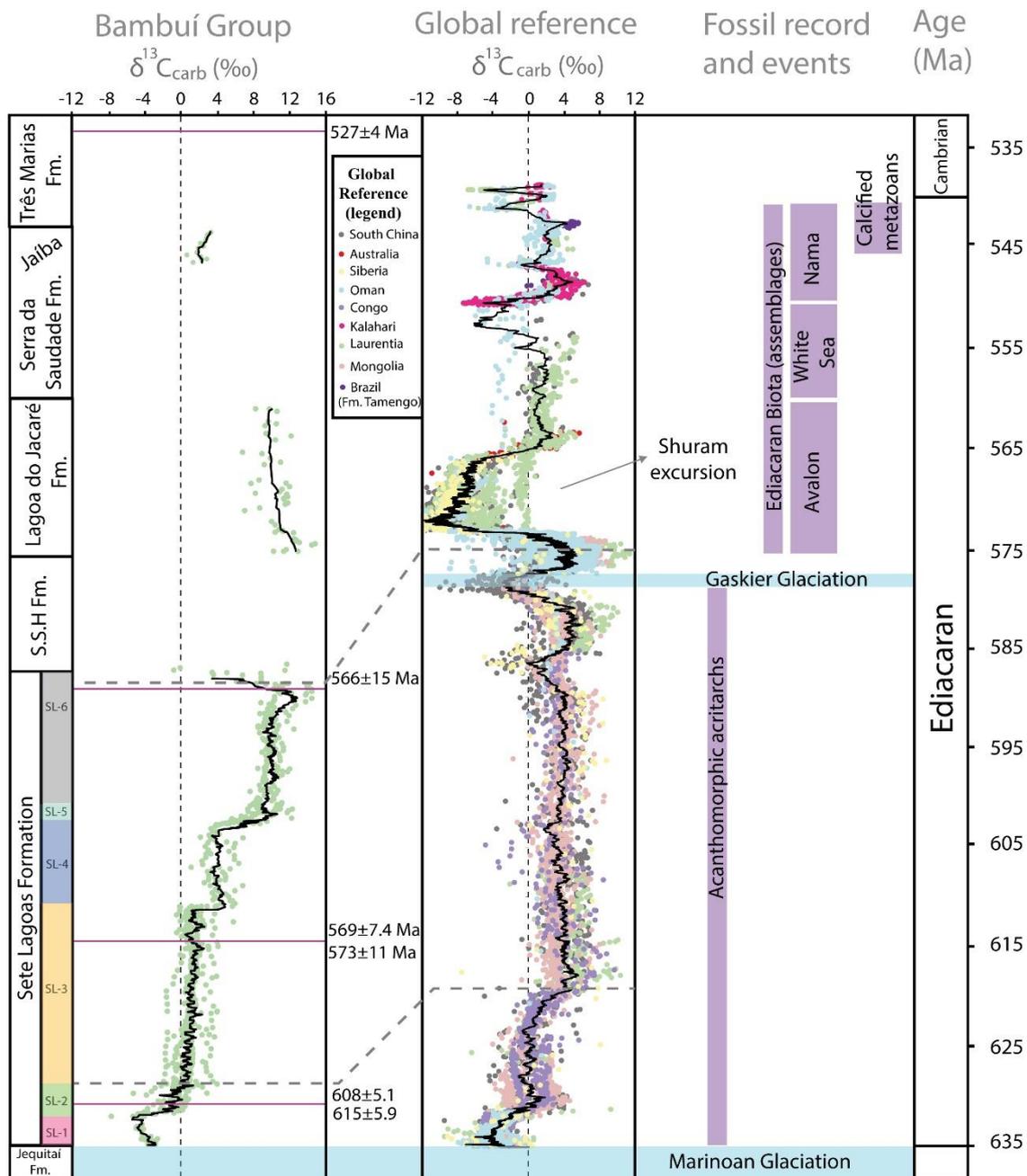


Figura 13: Correlação global do Grupo Bambuí com outras unidades ediacaranas por meio de dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, geocronológicos e bioestratigráficos. Os dados isotópicos do Grupo Bambuí estão em cor verde: curva composta da Formação Sete Lagoas (Carvalho, 2018; Santana, 2011; Baptista, 2020; Caetano-Filho et al., 2019; Kuchenbecker et al., 2016; Reis & Suss, 2016; Vieira et al., 2007b); Formação Lagoa do Jacaré (Santana, 2011; Alvarenga et al., 2012; Baptista, 2020, Uhlein et al., 2019) e Membro Jaíba (Uhlein et al., 2019). Dados isotópicos de unidades-chave do Ediacarano em diferentes cores e respectivas localidades (Yang et al., 2021 e referências contidas nele). Dados do Grupo Bambuí: geocronológicos (Caxito et al., 2021; Tavares et al., 2020) e bioestratigráficos considerados (Denezine, 2018; Baptista, 2020; Sanches et al., 2021), de acordo com conteúdo de fósseis do Ediacarano (Narbonne et al., 2012; Xiao et al., 2016).

3.6. Conclusão

A quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ é uma ótima ferramenta para ser utilizada na Formação Sete Lagoas. A escassez de fósseis juntamente com os poucos e contraditórios dados geocronológicos são um dos aspectos que dificultam o posicionamento cronoestratigráfico desta unidade. O estudo em detalhe das duas seções apresentadas nesse trabalho, Gruta Rei do Mato e PSB-14, ajuda a esclarecer a natureza primária ou secundária, assim como local ou regional do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas. Assim, a curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, quando comparada com outras regiões da bacia, pode ser utilizada para correlações regionais e globais.

As duas seções de estudo mostram características litológicas e deposicionais distintas. A Seção PSB-14 representa a porção intermediária e superior da Formação Sete Lagoas e registra uma sedimentação mista, carbonática-siliciclástica, com bastante variações isotópicas e sedimentológicas. A tendência da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ permite identificar que os valores são primários, pois ocorrem mudanças similares nos dois parâmetros, atingindo respectivamente de + 0,01‰ a + 12,27‰ e - 27,54‰ a - 19,31‰. A maior parte da sua sedimentação ocorre em ambiente deposicional raso, de rampa carbonática interna. As variações isotópicas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em alguns intervalos correspondem às variações das litofácies, entretanto, de forma geral o sinal mostra andamento correlacionável com outras seções. Por outro lado, a sedimentação do topo da Formação Sete Lagoas, na Seção Gruta Rei do Mato, ocorre em ambiente mais profundo, em rampa carbonática média. Além disso, apresenta mínima contribuição siliciclástica. O $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ são bastante elevados, atingindo respectivamente média de + 10‰ e - 16‰. Mesmo com as diferenças de ambiente deposicional em relação a seção PSB-14, os dados isotópicos correlacionam com o topo da Formação Sete Lagoas da Seção PSB-14, pelo intervalo quimioestratigráfico SL-6.

A identificação das duas seções de estudo como registro isotópico prevalentemente primário e independente das litofácies permite a utilização delas para estudos quimioestratigráficos regionais e inter-regionais. A correlação quimioestratigráfica por meio de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ com outras seções da Formação Sete Lagoas apresenta uma divisão de seis intervalos quimioestratigráficos: SL-1, SL-2, SL-3, SL-4, SL-5 e SL-6. Os intervalos SL-1 e SL-2 estão relacionados aos carbonatos de capa com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ respectivamente decrescentes e crescentes. O intervalo SL-3 apresenta uma espessura considerável com valores em torno de 0-2‰. Os intervalos

SL-4 coincide com valores entre + 4‰ e coincide com ambiente deposicional raso e discordâncias bem marcadas em algumas seções. No intervalo SL-5 e SL-6 ocorrem valores extremamente elevados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ que variam de + 9 a + 14‰. A Formação Sete Lagoas apresenta algumas diferenças isotópicas em determinadas regiões da bacia. É possível observar que nos mesmos intervalos quimioestratigráficos ocorrem valores mais elevados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em ambiente deposicional raso e valores menores em ambiente deposicional profundo. Isto é observado principalmente nos intervalos mais basais, SL-1, SL-2, SL-3 e SL-4, das seções Ribeirão Caldeira e Well 1 e podem estar relacionados a um gradiente de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da coluna d'água.

A junção dos dados de $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ das diversas seções permitem a confecção de uma curva composta da Formação Sete Lagoas que pode ser utilizada para correlações regionais e globais. Quando associada aos dados geocronológicos e bioestratigráficos disponíveis no Grupo Bambuí, a Formação Sete Lagoas se correlaciona melhor com o Ediacarano Inferior até o início do Ediacarano Superior. A base da Formação Sete Lagoas (intervalo SL-1 e SL-2) correlaciona-se com carbonatos pós-marinoanos de outras unidades. A porção intermediária até o topo da unidade (intervalos SL-3, SL-4, SL-5 e SL-6) correlaciona bem com o Ediacarano Inferior até o início do Ediacarano Superior. Assim, a excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ do topo da Formação Sete Lagoas possivelmente é um reflexo de valores isotópicos altos no oceano global, pois unidades coevas de outras regiões também apresentam sinais de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ elevados. A dificuldade de correlações da Formação Sete Lagoas está relacionada a escassa definição estratigráfica do Ediacarano Inferior de maneira geral. Porém, a curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Sete Lagoas integrada com outras unidades ediacaranas auxilia no entendimento e nas variações isotópicas globais.

3.7. Referências

Adorno, R.R., do Carmo, D.A., Germs, G., Walde, D.H.G., Denezine, M., Boggiani, P.C., Sousa e Silva, S.C., Vasconcelos, J.R., Tobias, T.C., Guimarães, E.M., Vieira, L.C., Figueiredo, M.F., Moraes, R., Caminha, S.A., Suarez, P.A.Z., Rodrigues, C. V., Caixeta, G.M., Pinho, D., Schneider, G., Muyamba, R., 2017. *Cloudina luciano* (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. *Precambrian Res.* 301, 19–35.

Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 33 (1), 127–139.

Alvarenga, C. J. S.; Dardenne, M. A. Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá, na Serra de São Domingos, MG., 1978. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, v. 2, 546-556.

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.

Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Vieira, L.C., Martinho, C.T., Guimarães, E.M., Santos, R.V., Santana, R.O., 2012. Stratigraphy of Western edge of the São Francisco Basin. *Bol. Geociênc. Petrob.* 20, 145–164.

Amthor, J.E., Grotzinger, J.P., Schröder, S., Bowring, S.A., Ramezani, J., Martin, M.W., Matter, A., 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology* 31, 431–434.

Babinski, M., Pedrosa-Soares, A. C., Trindade, R. I.F., Martins, M., Noce, C. M., Liu, D., 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, v. 21, 451–465.

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, n. 6, 401–406.

Baptista, M.C., 2020. Fósseis do Grupo Bambuí (Ediacariano) no norte de Minas Gerais e suas implicações bioestratigráficas e geocronológicas. PhD dissertation. Universidade de Brasília, Brazil, pp. 154.

Baptista, M.C., 2020. Fósseis do Grupo Bambuí (Ediacariano) no norte de Minas Gerais e suas implicações bioestratigráficas e geocronológicas. a [Ph.d. thesis]: Brasilia, University of Brasilia, 154 p.

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 ^{13}C enrichment in stromatolites of Lagoa Salgada, Brazil: A modern analogue for Palaeo-/Neoproterozoic stromatolites? *Geobiology* 13, 245–266.

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 Res.* 182, 382–401.

Bold, U., Smith, E.F., Rooney, A.D., Bowring, S.A., Buchwaldt, R., Dudás, F.O., Ramezani, J., Crowley, J.L., Schrag, D.P., Macdonald, F.A., 2016. Neoproterozoic stratigraphy of the zavkhan terrane of Mongolia: The backbone for cryogenian and early ediacaran chemostratigraphic records. *Am. J. Sci.* 315, 1–63.

Caetano-Filho, S., Paula-Santos, G.M., Guacaneme, C., Babinski, M., Bedoya-Rueda, C., Peloso, M., Amorim, K., Afonso, J., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Trindade, R.I.F., 2019. Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambuí Group, Brazil). *Precambrian Res.* 331, 105365.

Caetano-Filho, S., Sansjofre, P., Ader, M., Paula-Santos, G.M., Guacaneme, C., Babinski, M., Bedoya-Rueda, C., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Trindade, R.I.F., 2021. A large epeiric methanogenic Bambuí sea in the core of Gondwana supercontinent? *Geosci. Front.* 12, 203–218.

Calver, C.R., 2000. Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification. *Precambrian Res.* 100, 121–150.

- Campos, J.E.G, Dardenne, M.A., Freitas-silva, F.H., Martins-Ferreira, M. A. C., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. v. 43, n. 3, 461–476.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., 1997a. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev. Bras. Geociênc.* 21 (3), 269-282.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., 1997b. Origem e Evolução da Bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geociênc.* 27 (3), 283-294.
- Carvalho, M.G., 2018. Geologia e quimioestratigrafia dos grupos Bambuí e Paranoá no Distrito Federal 101. MSc dissertation. Universidade de Brasília, Brazil. pp. 101.
- Caxito, F. de A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Gonçalves Dias, T., Uhlein, G.J., 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Res.* 200–203, 38–58.
- Caxito, F., Lana, C., Frei, R., Uhlein, G.J., Sial, A.N., Dantas, E.L., Pinto, A.G., Campos, F.C., Galvão, P., Warren, L. V., Okubo, J., Ganade, C.E., 2021. Goldilocks at the dawn of complex life: mountains might have damaged Ediacaran–Cambrian ecosystems and prompted an early Cambrian greenhouse world. *Sci. Rep.* 11, 1–15.
- Caxito, F.A., Frei, R., Uhlein, G.J., Dias, T.G., Ártig, T.B., Uhlein, A., 2018. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic Oxygenation Event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. *Chem. Geol.* 481, 119–132.
- Caxito, F.A., Uhlein, G.J., Sial, A.N., Uhlein, A., 2016. Estratigrafia isotópica de carbono e oxigênio da Formação Jaíba, Grupo Bambuí Superior, Ediacarano da bacia do São Francisco. In: *Anais, 48 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Porto Alegre, Brazil.*
- Cheel R.J., and Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sed. Review*, 1: 103-122.
- Costa, M.T.; Branco, J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: *Congresso Brasileiro De Geologia, 14, 1961. Trabalho completo, Brasília, 9–62.*

- Crockford, P.W., Hodgskiss, M.S.W., Uhlein, G.J., Caxito, F., Hayles, J.A., Halverson, G.P., 2018. Linking paleocontinents through triple oxygen isotope anomalies. *Geology* 46, 179–182.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Pamirir Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region, eastern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 78 (1), 151–173.
- Cui, H., Kaufman, A.J., Peng, Y., Liu, X.M., Plummer, R.E., Lee, E.I., 2018. The Neoproterozoic Hüttenberg $\delta^{13}\text{C}$ anomaly: Genesis and global implications. *Precambrian Res.* 313, 242–262.
- Cui, H., Warren, L.V., Uhlein, G.J., Okubo, J., Liu, X.M., Plummer, R.E., Baele, J.M., Goderis, S., Claeys, P., Li, F., 2020. Global or regional? Constraining the origins of the middle Bambuí carbon cycle anomaly in Brazil. *Precambrian Res.* 348, 105861.
- Cukrov, N., Alvarenga, C.J.S., Uhlein, A., 2005. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do Cráton do São Francisco: exemplos de Jequitaí, MG e Cristalina, GO. *Rev. Brasil. Geociênc.* 35, 69–76.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Trabalho completo, Recife, 597–610.
- DaSilva, L.G., Pufahl, P.K., James, N.P., Guimaraes, E.M., Reis, C., 2022. Sequence stratigraphy and paleoenvironmental significance of the Neoproterozoic Bambuí Group, Central Brazil. *Precambrian Res.* 379, 106710.
- Delpomdor, F.R.A., Ilambwetsi, A.M., Caxito, F.A., Pedrosa-Soares, A.C., 2020. New interpretation of the basal Bambuí Group, Sete Lagoas high (Minas Gerais, E Brazil) by sedimentological studies and regional implications for the aftermath of the Marinoan glaciation: Correlations across Brazil and Central Africa. *Geol. Belgica* 23, 1–17.
- Denezine, M., 2018. Microfósseis orgânicos da Formação Sete Lagoas, Município de Januária, Estado de Minas Gerais, Brasil: taxonomia e análise bioestratigráfica. MSc Dissertation. Universidade de Brasília, Brazil, pp. 80.

Derby, O.A. 1880. Contribuições para o estudo da geologia do vale do São Francisco. Rio de Janeiro. *Archivos do Museu Nacional*, 4:87-119.

Derry, L.A., 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 152–162.

Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geol. Soc. Am.* 34, 1073–1076.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 108–121.

Flügel, E. (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976.

Flügel, Erik (Ed.), 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer Berlin Heidelberg, New York.

Frimmel, H.E., 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Res.* 182, 239–253.

Grotzinger, J.P., Bowring, S.A., Saylor, B.Z., Kaufman, A.J., 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science* 270, 598–604.

Guacaneme, C., Babinski, M., Bedoya-Rueda, C., Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Trindade, R.I.F., 2021. Tectonically-induced strontium isotope changes in ancient restricted seas: The case of the Ediacaran-Cambrian Bambuí foreland basin system, east Brazil. *Gondwana Res.* 93, 275–290.

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 J. Geol.* 47, 521–543.

Halverson, G.P., Dudás, F.O., Maloof, A.C., Bowring, S.A., 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 256, 103–129.

Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N., 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Bull. Geol. Soc. Am.* 117, 1181–1207.

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

Hayes, J. M., Strauss, H., Kaufman, A.J., 1999. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma, *Chem. Geol.* 161, 103-125.

Hayes, J.M., 1993. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. *Marine Geology.* 113, 111–125.

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 Res.* 330, 101–120.

Hoffman, P.F., and Schrag, D.P., 2002, The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change: *Terra Nova*, v. 14, p. 129–155.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A neoproterozoic snowball earth. *Science* 281, 1342–1346.

Huck, S., Wohlwend, S., Coimbra, R., Christ, N., Weissert, H., 2017. Disentangling shallow-water bulk carbonate carbon isotope archives with evidence for multi-stage diagenesis: An in-depth component-specific petrographic and geochemical study from Oman (mid-Cretaceous). *Depos. Rec.* 3, 233–257.

Iyer, S.S., Babinski, M., Krouse, H.L., Chemale, F., 1995. Highly ^{13}C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Res.* 73, 271–282.

Jaffrés, J.B.D., Shields, G.A., Wallmann, K., 2007. The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years. *Earth-Science Rev.* 83, 83–122.

Jiang, G., Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature* 426, 822–826.

Kaufman, A.J., Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotope composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research* 73, 27–49.

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

Kuchenbecker, M., 2011. Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bmabuí em Arcos (MG). MSs dissertation. Universidade Federal de Minas Gerais, Brazil, pp. 105.

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

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

Macdonald, F.A., Strauss, J. V., Sperling, E.A., Halverson, G.P., Narbonne, G.M., Johnston, D.T., Kunzmann, M., Schrag, D.P., Higgins, J.A., 2013. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. *Chem. Geol.* 362, 250–272.

Martins, M., Lemos, V.B., 2007. Análise estratigráfica das sequências neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências* 37, 156–167.

- 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.
- Martins-Neto, M.A., 2000. Tectonics and sedimentation in a Paleoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research* 103, 147–173.
- Martins-Neto, M.A., 2009. Sequence Stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 26, 163-176.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for ‘blind dating’. *Terra Nova* 13, 1–11.
- Misi, A., Iyer, S.S.S., Coelho, C.E.S., Tassinari, C.C.G., Franca-Rocha, W.J.S., de Abreu Cunha, I., Rocha Gomes, A.S., de Oliveira, T.F., Teixeira, J.B.G., Filho, V.M.C., 2005. Sediment hosted lead-zinc deposits of the Neoproterozoic Bambuí Group and correlative sequences, São Francisco Craton, Brazil: A review and a possible metallogenic evolution model. *Ore Geol. Rev.* 26, 263–304.
- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B., Sanches, A.L., Iyer, S.S., 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology* 237, 143–167.
- Moreira, D.S., Uhlein, A., Dussin, I.A., Uhlein, G.J., Misuzaki, A.M.P., 2020. A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *J. S. Am. Earth Sci.* 99, 102503.
- Narbonne, G.M., Xiao, S., Shields, G.A., Gehling, J.G., 2012. The ediacaran period. *Geol. Time Scale* 413–435.
- Nobre-Lopes, J., 2002. Diagenesis of the Dolomites Hosting Zn/Ag Mineral Deposits in the Bambuí Group at Januária Region (MG). Unpublished dissertation, University of Campinas, Campinas-SP, Brazil, pp. 229p.
- Okubo, J., Kaufman, A.J., Warren, L. V., Evans, M.N., Marroquín, S., Varni, M.A., Misi, A., Bahniuk, A.M., Xiao, S., 2022. The sulfur isotopic consequence of seawater sulfate

distillation preserved in the Neoproterozoic Sete Lagoas post-glacial carbonate, eastern Brazil. *J. Geol. Soc. London.* 179.

Okubo, J., Warren, L. V., Luvizotto, G.L., Varejão, F.G., Quaglio, F., Uhlein, G.J., Assine, M.L., 2020. Evidences of seismic events during the sedimentation of Sete Lagoas Formation (Bambuú Group – Ediacaran, Brazil). *J. South Am. Earth Sci.* 98, 102461.

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 Res.* 28, 702–720.

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 Res.* 305, 327–340.

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

Perrella Júnior, P., Uhlein, A., Uhlein, G.J., Sial, A.N., Pedrosa-Soares, A.C., Lima, O.N.B.D., 2017. Facies analysis, sequence stratigraphy and chemostratigraphy of the Sete Lagoas Formation (Bambuú Group), northern Minas Gerais State, Brazil: evidence of a cap carbonate deposited on the Januária basement high. *Braz. J. Geol.* 47, 59–77.

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

Pu, J.P., Bowring, S.A., Ramezani, J., Myrow, P., Raub, T.D., Landing, E., Mills, A., Hodgin, E., Macdonald, F.A., 2016. Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. *Geology* 44, 955–958.

- Ramos, M.E.A.F., Giorgioni, M., Walde, D.H.G., do Carmo, D.A., Fazio, G., Vieira, L.C., Denezine, M., V. Santos, R., R. Adôrno, R., Lage Guida, L., 2022. New Facies Model and Carbon Isotope Stratigraphy for an Ediacaran Carbonate Platform From South America (Tamengo Formation—Corumbá Group, SW Brazil). *Front. Earth Sci.* 10, 1–24.
- Reis, H.L.S., Suss, J.F., 2016. Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: an example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco basin, Brazil. *Sediment. Geol.* 339, 83–103.
- Rimann, E.T. 1917. A kimberlita no Brasil. Ouro Preto, Anais da Escola de Minas Gerais, 15:27-32.
- Sahoo, S.K., Planavsky, N.J., Jiang, G., Kendall, B., Owens, J.D., Wang, X., Shi, X., Anbar, A.D., Lyons, T.W., 2016. Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean. *Geobiology* 14, 457–468.
- Sansjofre, P., Ader, M., Trindade, R.I.F., Elie, M., Lyons, J., Cartigny, P., Nogueira, A.C.R., 2011. A carbon isotope challenge to the snowball Earth. *Nature* 478, 93–96.
- Santana, R.O., 2011. Estratigrafia, geoquímica e isótopos de C, O e Sr do Grupo Bambuí a leste da falha de São Domingos. MSc dissertation. Universidade de Brasília, Brazil, pp. 99.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Babinski M., Ramos M.L.S, Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A., Noce C.M., 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:27-39.
- Santos, R.V., Alvarenga C.J.S., Dardenne, M.A., Sial, M.A., Ferreira, V., 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Res.* 104, 107–122.
- Schlager, Wolfgang, 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. Copyright 2005 by SEPM (Society for Sedimentary Geology). *Concepts in Sedimentology and Paleontology* No. 8.

- Schöll W.U. 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Anais, p. 207-231.
- Shen, Y., Zhang, T., Chu, X., 2005. C-isotopic stratification in a Neoproterozoic postglacial ocean. *Precambrian Res.* 137, 243–251.
- Spencer, C.J., 2020. Continuous continental growth as constrained by the sedimentary record. *Am. J. Sci.* 320 (4), 373–401.
- Spencer, C.J., Kirkland, C.L., Taylor, R.J.M., 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geosci. Front.* 7 (4), 581–589.
- Swanson-Hysell, N.L., Rose, C.V., Calmet, C.C., Halverson, G.P., Hurtgen, M.T., Maloof, A.C., 2010. Cryogenian glaciation and the onset of carbon-isotope decoupling. *Science* 328, 608–611.
- Tavares, T.D., Martins, M.D.S., Alkmim, F.F., Lana, C., 2020. Detrital zircons from the Upper Três Marias Formation, São Francisco basin, SE Brazil: Record of foreland deposition during the Cambrian? *J. S. Am. Earth Sci.* 97, 102395.
- Tucker, M. E., and Dias-Brito, D. (2017). *Petrologia Sedimentar Carbonática: Iniciação Com Base No Registro Geológico Do Brasil*, 3. Rio Claro, Obra: UNESP-IGCE-Unispetro, 208.
- Tucker, M. R., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*. Third Edition. John Wiley & Sons Ltd.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford.
- Uhlein, A., 2013. Coberturas cratônicas proterozoicas do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 21(1), 9–13.
- Uhlein, A., Trompette, R. R., Alvarenga, C. J. S., 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitai-Macaubas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, n. 5, 435–451.

Uhlein, G.J., Uhlein, A., Halverson, G.P., Stevenson, R., Caxito, F.A., Cox, G.M., Carvalho, J.F.M.G., 2016. The Carrancas Formation, Bambuí Group: A record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 71, 1–16.

Uhlein, G.J., Uhlein, A., Pereira, E., Caxito, F.A., Okubo, J., Warren, L.V., Sial, A.N., 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 517, 39–51.

Uhlein, G.J., Uhlein, A., Stevenson, R., Halverson, G.P., Caxito, F.A., Cox, G.M., 2017. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Res.* 299, 101–116.

Uhlein, G. J., Caxito, F. A., Frei, R., Uhlein, A., Sial, A. N., & Dantas, E. L., 2021. Microbially induced chromium isotope fractionation and trace elements behavior in lower Cambrian microbialites from the Jaíba Member, Bambuí Basin, Brazil. *Geobiology*, 19(2), 125–146.

Vieira, L.C., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Nogueira, A.C.R., Janikian, L., 2007a. A Formação Sete Lagoas em sua área tipo: Fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Rev. Bras. Geociên.* 37 (4), 1–14.

Vieira, L.C., Nédélec, A., Fabre, S., Trindade, R.I.F., De Almeida, R.P., 2015. Aragonite crystal fans in Neoproterozoic cap carbonates: A case study from Brazil and implications for the post-snowball earth coastal environment. *J. Sediment. Res.* 85, 285–300.

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. Geosci.* 339, 240–258.

Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., Strikis, P.C., 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology* 42, 391–394.

White W. M., 2013. *Geochemistry*. John Wiley & Sons Ltd.

Wright, V. P. (1992). A Revised Classification of Limestones. *Sediment. Geol.* 76, 177–185.

Xiao, S., Narbonne, G.M., Zhou, C., Laflamme, M., Grazhdankin, D. V., Moczydlowska-Vidal, M., Cui, H., 2016. Towards an ediacaran time scale: Problems, protocols, and prospects. *Episodes* 39, 540–555.

Yang, C., Rooney, A.D., Condon, D.J., Li, X.H., Grazhdankin, D. V., Bowyer, F.T., Hu, C., Macdonald, F.A., Zhu, M., 2021. The tempo of Ediacaran evolution. *Sci. Adv.* 7, 1–11.

Zalán, P. V.; Romeiro-Silva, P. C, 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, 561-571.