

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DE C,  
O E Sr DE SEÇÕES CARBONÁTICAS DO  
GRUPO BAMBUÍ, NA REGIÃO DE SANTA  
MARIA DA VITÓRIA (BA)**

MARILIA DA ROCHA PELOSO

Orientadora: Dr<sup>a</sup>. Marly Babinski

Coorientador: Dr. Gustavo Macedo Paula Santos

Trabalho de Formatura

São Paulo  
2018

## **RESUMO**

A Bacia do São Francisco é um importante registro sedimentar neoproterozoico depositado sobre o cráton homônimo. O Grupo Bambuí, é uma sucessão sedimentar desta bacia constituída por unidades pelítico-carbonáticas depositada nesta bacia no limite Ediacarano-Cambriano. Tais unidades têm sido alvos de estudo de quimioestratigrafia isotópica, uma ferramenta de fundamental importância para correlação de sucessões carbonáticas neoproterozoicas, já que essas rochas expõem anomalias isotópicas marcantes (C, O e Sr) e seu registro fossilífero é escasso.

Visando ampliar os conhecimentos quimioestratigráficos das unidades basais do Grupo Bambuí, foram coletadas duas seções geológicas na região de Santa Maria da Vitória, BA. As seções foram amostradas com resolução vertical de 1 m, para análise petrográfica e isotópica. A seção basal PIT localiza-se a Sul da cidade na Pedreira Irmãos Teixeira, e possui cerca de 20 m de espessura. Outra seção, Pedreira Terracon (PT) de aproximadamente 26 m de espessura, é localizada em uma pedreira à nordeste da cidade.

Estas seções carbonáticas do Grupo Bambuí foram analisadas quanto à petrologia, fácies, estruturas sedimentares e quimioestratigrafia isotópica de C, O e Sr. A seção Pedreira Irmãos Teixeira (PIT), mapeada como Formação Sete Lagoas, apresentou dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  entre 0,25 a 1,13 ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  entre -5,61 e -7,16 ‰ e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7075 e 0,7079. Esses valores isotópicos de C permitem sua correlação com o intervalo quimioestratigráfico CI-2 proposto para o Grupo Bambuí, mas as razões isotópicas de Sr são menos radioquímicas que as reportadas para a unidade. Isto sugere necessidade de revisão dos dados apresentados na literatura. Referente à seção Pedreira Terracon (PT), os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram entre 11,17 a 13,58 ‰, o  $\delta^{18}\text{O}$  varia de -3,67 a -6,41 ‰ e as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  estão entre 0,7074 e 0,7080. Os dados isotópicos desta seção (PT), mapeada como Formação Lagoa do Jacaré, condizem com o intervalo CI-3 do Grupo Bambuí e confirma a relação entre os padrões isotópicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) para ele.

## ABSTRACT

The São Francisco basin is an important sedimentary record of neoproterozoic deposited on the homonymous Craton. The Bambuí Group is a succession of this basin formed by pellitic-carbonatic sedimentary units deposited in the basin on Ediacarano-Cambriano limit. These units have been targets of quimioestratigrafia isotopic study, a tool of fundamental importance for correlation of neoproterozoic carbonatic successions, since these rocks exhibit remarkable isotopic anomalies (C, and Sr) and your registration fossiliferous is scarce.

Aiming to broaden the chemostratigraphy knowledge of the Bambuí Group basal units, were collected two geological sections in the region of Santa Maria da Vitória, BA. The sections were sampled with vertical resolution of 1 m, for isotopic and petrographic analysis. The basal section PIT is located to the south of the city in the quarry Irmãos Teixeira (PIT), and has about 20 m thick. Another section, Pedreira Terracon (PT) of approximately 26 m thick, is located in a quarry to the northeast of the city.

These sections of the Bambuí Group were analyzed for petrology, sedimentary facies, structures and isotopic chemostratigraphy of C, O and Sr. The section Pedreira Irmãos Teixeira (PIT), mapped as Sete Lagoas Formation, presented isotopic data of  $\delta^{13}\text{C}$  between 0.25 to 1.13 ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  between -5,61 and - 7.16 ‰ and reasons  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  between 0.7075 and 0.7079. These isotope values of C allow their correlation with the chemostratigraphy range CI-2 proposed for the Bambuí Group, but the isotopic ratios of Sr are less radiogenics that reported for the unit. This suggests a need for review of the data presented in the literature. Referring to the section pedreira Terracon (PT), the values of  $\delta^{13}\text{C}$  vary between 11.17 to 13.58 ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  varies from -3,67 to -6,41 ‰ and the reasons  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  are between 0.7074 and 0.7080. The isotopic data in this section (PT), mapped as Lagoa do Jacaré Formation, are consistent with the interval CI-3 of the Bambuí Group and confirms the relationship between the isotopic patterns ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  And  $\delta^{13}\text{C}$ ) for it.

## **Conteúdo**

RESUMO .....	1
ABSTRACT .....	2
1. INTRODUÇÃO .....	4
1.1. Localização e contexto geológico das seções estudadas .....	5
2. METAS E OBJETIVOS .....	8
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	8
3.1. Geologia Regional .....	8
3.1.1. Cráton São Francisco .....	8
3.1.2. Bacia do São Francisco e Grupo Bambuí .....	11
3.1.3. Químicoestratigrafia na Formação Sete Lagoas .....	15
3.2. Químicoestratigrafia .....	16
3.2.1. Isótopos de C .....	18
3.2.2. Isótopos de O .....	19
3.2.3. Isótopos de Sr .....	20
4. MATERIAIS E MÉTODOS .....	23
4.1. Descrição sedimentar e petrográfica .....	24
4.2. Análise isotópica de C e O .....	25
4.3. Análise isotópica de Sr .....	26
4.3.1. Lixiviação com HCl 0,1 mol/L .....	26
4.3.2. Purificação de Sr .....	28
4.3.3. Medidas Espectrométricas .....	28
5. RESULTADOS OBTIDOS .....	29
5.1. Caracterização petrográfica e sedimentar das amostras .....	29
5.1.1. Seção Pedreira Irmãos Teixeira (PIT) .....	29
5.1.2. Seção Pedreira Terracon (PT) .....	34
5.2. Análises isotópicas .....	38
5.2.1. Seção Pedreira Irmãos Teixeira (PIT) .....	38
5.2.2. Seção Pedreira Terracon (PT) .....	40
6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	42
6.1. Originalidade dos dados químicoestratigráficos .....	42
6.2. Discussão químicoestratigráfica das seções .....	44
7. CONCLUSÕES .....	47
Referências Bibliográficas .....	48

## 1. INTRODUÇÃO

A Bacia do São Francisco é um importante registro sedimentar neoproterozoico depositado sobre o Cráton do São Francisco, um terreno arqueano a mesoproterozoico rodeado por orógenos resultantes da aglutinação de massas continentais (Cordani et al., 2000). O Grupo Bambuí, depositado no contexto geotectônico desta bacia, é uma unidade pelítico-carbonática relacionada ao limite Ediacarano-Cambriano (Paula Santos et al., 2015). A Formação Sete Lagoas é a unidade basal deste grupo e possui uma capa carbonática pós-glacial de idade controversa, sendo atribuída à idade Sturtiana (Babinski et al., 2007) ou Marinoana (~635 Ma; Caxito et al., 2012). Entretanto, há registros mais jovens descritos nesta formação, como o fóssil guia *Cloudina* sp. (intervalo de vida 550-542 Ma) e zircões detriticos de 560 Ma (Paula Santos et al., 2015), indicando que a unidade foi depositada próximo ao limite Ediacarano-Cambriano. Dados, estes, que colocaram a unidade como alvo de estudos para o entendimento deste limite e da explosão de vida Cambriana.

A químioestratigrafia isotópica é uma ferramenta de fundamental importância para correlação de sucessões carbonáticas neoproterozoicas no globo, já que essas rochas expõem composições isotópicas (C, O e Sr) que são estudadas quanto à suas variações no globo e ao longo do tempo geológico. E também, por apresentarem escassez de registro fossilífero e de populações de zircões detriticos. As razões isotópicas registradas nessas rochas carbonáticas podem refletir a composição da água do mar no momento da precipitação, sendo assim dados importantes para interpretações paleoambientais.

As seções analisadas neste projeto pertencem às formações da base do Grupo Bambuí, mais especificamente Formação Sete Lagoas e Formação Lagoa do Jacaré. Essas unidades são majoritariamente carbonáticas e por isso os dados químioestratigráficos relativos ao Grupo Bambuí se concentram nessas formações. Estudos químioestratigráficos recentes dividem o Grupo Bambuí em três estágios de deposição, com base nos perfis isotópicos por Paula Santos et al. (2017): (i) CI-1 – estágio de deposição da capa carbonática e transgressão da bacia, marcado por excursões de C e Sr,  $\delta^{13}\text{C}$  de -5 a 0‰ e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.7074 a 0.7082, que indicam a passagem de um ambiente restrito a conectado; (ii) CI-2 – estágio

conectado com diversas bacias epicontinentais gondwânicas, com valores de  $\delta^{13}\text{C}$  por volta de 0 ‰ e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em cerca de 0.7082, valor observado em diversas sucessões carbonáticas no mundo todo para o Ediacarano tardio; (iii) CI-3 – período de restrição causada pelo soerguimento dos orógenos marginais ao cráton do São Francisco, indicado pela excursão positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  até +16 ‰ e a diminuição das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para 0.7075, valor abaixo do esperado para o limite Ediacarano-Cambriano.

Para realização das análises deste trabalho de Formatura foram coletadas duas seções geológicas, pertencentes à base do Grupo Bambuí, na região de Santa Maria da Vitória, no estado da Bahia (Figura 1) afim de contribuir para os conhecimentos químicoestratigráficos desta Unidade. Nestas seções foi realizado um estudo de químicoestratigrafia isotópica de C, O e Sr e de fácies sedimentares apresentado neste trabalho de formatura.

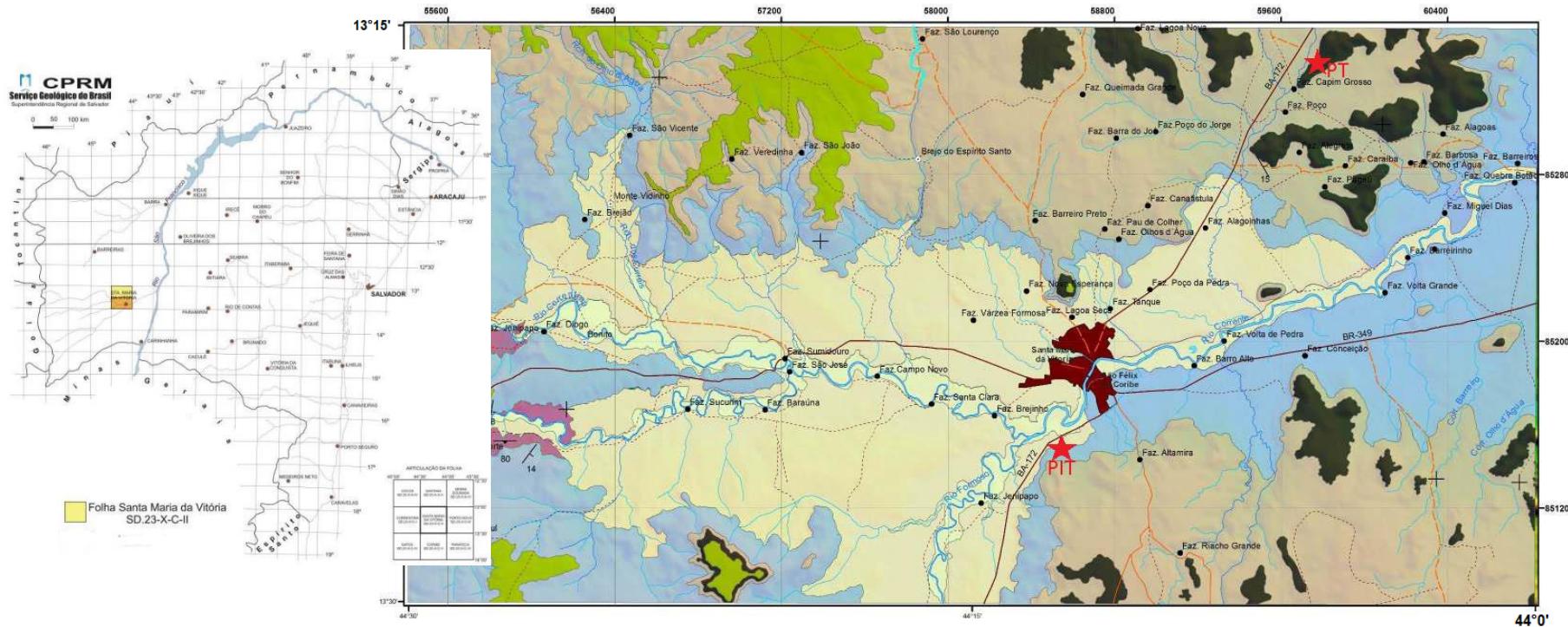
### **1.1. Localização e contexto geológico das seções estudadas**

As seções estudadas se encontram no município de Santa Maria da Vitória, na mesorregião do Extremo Oeste da Bahia (Figura 1). A seção Pedreira Irmãos Teixeira -PIT foi descrita em uma pedreira ao sul do município com localização 13° 25' 56,04"S, 44° 12' 43,26"W e possui aproximadamente 20 metros de espessura. A outra seção, Pedreira Terracon (PT), foi coletada a norte do município com cerca de 26 m de espessura e localização Latitude 13° 15' 49,75"S Longitude 44° 5' 52,69"W (Figura 1).

A região de Santa Maria da Vitória se encontra sobre a área do cráton São Francisco. Afloram na região granitoides, sienitoides e rochas migmatíticas pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico Correntina e à Suíte Intrusiva Correntina (Moraes Filho, 1997), representantes do embasamento do cráton. Este embasamento encontra-se recoberto predominantemente pelas rochas sedimentares (pelitos, calcários e margas) da base do grupo Bambuí. Na região, a Formação Sete Lagoas apresenta rochas carbonáticas variando entre calcilutito e calcarenitos, cinza claro a preto e rosado, com estruturas plano paralelas, cruzadas, marcas onduladas, hummocky e brechas intraclásticas (Reis, 2013). Segundo a mesma autora, geralmente esta formação é sobreposta pela Formação Serra de Santa Helena, representada por calcários oolíticos, folhelhos, argilitos e siltitos. A Formação Lagoa do Jacaré sobrepõe tanto a Formação Serra de Santa Helena quanto a Formação

Sete Lagoas na região de estudo e apresenta calcários com maior aporte de material siliciclástico.

Arenitos eólicos do Cretáceo, do Grupo Urucuia, também recobrem localmente a área juntamente com os sedimentos cenozoicos da Formação Chapadão (Reis, 2013).



## Legenda

**Supergrupo São Francisco**  
**Grupo Bambuí**

## Bacia Sanfranciscana

Formação Chapadão

- Coberturas aluvionares
- Coberturas coluvionares

Grupo Urucuia

## Embasamento

Suite Intrusiva Correntina  
Complexo Gnáissico-Migmatítico Correntina

## **Convenções Cartográficas**

- Caminho
  - Estrada pavimentada
  - Estrada sem pavimentação tráfego periódico
  - Estrada sem pavimentação tráfego permanente
  - Rio intermitente
  - Rio perene
  - Fazenda/Propriedade Rural
  - ◎ Povoado/Vilarejo



3 1,5 0 3 Km

Figura 1: Mapa geológico da região de Santa Maria da Vitória (BA), com destaque do município e da localização das seções PT e PIT estudadas neste trabalho. (Modificado de Reis, 2013).

## **2. METAS E OBJETIVOS**

O objetivo deste trabalho foi caracterizar os padrões sedimentares e isotópicos de C, O e Sr em seções carbonáticas do Grupo Bambuí, com enfoque na Formação Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, coletadas no município de Santa Maria da Vitória, BA. A partir dos dados produzidos, as seções estudadas foram comparadas com outras descritas na literatura, no que concerne às informações sobre fácies sedimentares e composições isotópicas. Afim de estudar e posicionar as seções quimioestratigráficamente em relação a deposição do Grupo Bambuí e contribuir para o entendimento quimioestratigráfico deste grupo e das condições climáticas tectônicas atuantes.

As seções estudadas encontram-se em uma área caracterizada pela ocorrência de rochas carbonáticas da base do Grupo Bambuí, Formação Sete Lagoas, Lagoa do Jacaré e Serra de Santa Helena. Esse grupo é concebido como uma unidade pós-glacial do Neoproterozoico (Vieira et al., 2007), e por isso é importante para correlação com demais sucessões carbonáticas dispersas pelo globo. Os dados geocronológicos e isotópicos dessa unidade são discutidos em relação aos seus sistemas deposicionais e condições paleoambientais do ambiente marinho. Este trabalho intenciona colaborar com esses estudos através de um refinamento e inserção de dados quimioestratigráficos da unidade, contribuindo para o entendimento da história do Neoproterozoico e início do Cambriano na Bacia do São Francisco, das curvas globais e intervalos quimioestratigráficos das sequências sedimentares.

## **3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **3.1. Geologia Regional**

#### **3.1.1. Cráton São Francisco**

O Cráton São Francisco, escudo cristalino que hoje é parte do Escudo Atlântico, foi embasamento para deposição da Bacia do São Francisco, compartimento tectônico em que se encontra a área de estudo. Esse cráton foi a parte interna de uma das placas amalgamadas na formação do Gondwana (Figura 2) e que permaneceu estável desde o Neoproterozoico (Campos-Neto et al., 2000), se partindo durante a

abertura do Atlântico no Cretáceo, originando o Cráton do São Francisco e Cráton do Congo (Almeida et al., 1977; Alkmim et al., 2006).

O Cráton do São Francisco é formado, em geral, por associações do tipo granito-greenstone arqueanos e cinturões de rochas supracrustais Paleoproterozoicas (Almeida et al., 1977). Essas associações foram recobertas por unidades supracrustais no Meso e Neoproterozoico (Alkmim e Martins Neto, 2012). A área do cráton permaneceu tectonicamente estável em relação ao ciclo Brasiliense e o amalgamento do Gondwana ocidental que afetou essas supracrustais originando as Faixas nas bordas do Cráton São Francisco (Cordani, 2000). O embasamento do cráton, de idade Arqueana a Paleoproterozoica, está exposto a sul no chamado Cinturão Mineiro e a NE em blocos de orógenos acrecionários, como blocos Gavião, Jequié e Serrinha (Teixeira, 2000). As rochas mais antigas são encontradas no domínio centro norte do cráton São Francisco e se formaram há mais de 3.4 Ga (Nutman & Cordani, 1993). Essas exposições do embasamento registram a geração e colagem da crosta continental precursora ao paleocontinente Gondwana durante o Arqueano-Paleoproterozoico.

O cráton é limitado a leste pela Faixa Araçuaí e pela Faixa Brasília a oeste, a noroeste faz contato com a Faixa Rio Preto, a nordeste seu limite é marcado pela Faixa Sergipana e a norte pela Faixa Riacho do Pontal (Figura 2). Entretanto, a maior parte do cráton está recoberta por unidades morfotectônicas posteriores, como a Bacia do São Francisco, Aulacógeno do Paramirim e parte do Rift Recôncavo-Tucano-Jatobá (Alkmim et al., 2006).

As sucessões sedimentares que recobrem o cráton e parte das faixas móveis são agrupadas em quatro sequências de primeira ordem por Alkmim e Martins-Neto (2012): Sequência Minas-Itacolomi (paleoproterozoica), Espinhaço (paleomesoproterozoica), Macaúbas (neoproterozoica) e Bambuí (neoproterozoica). Estas sequências possuem unidades correlatas na contraparte africana, visto que os crátons do Congo e do São Francisco permaneceram ligados durante esse período (Alkmim e Martins-Neto, 2012).

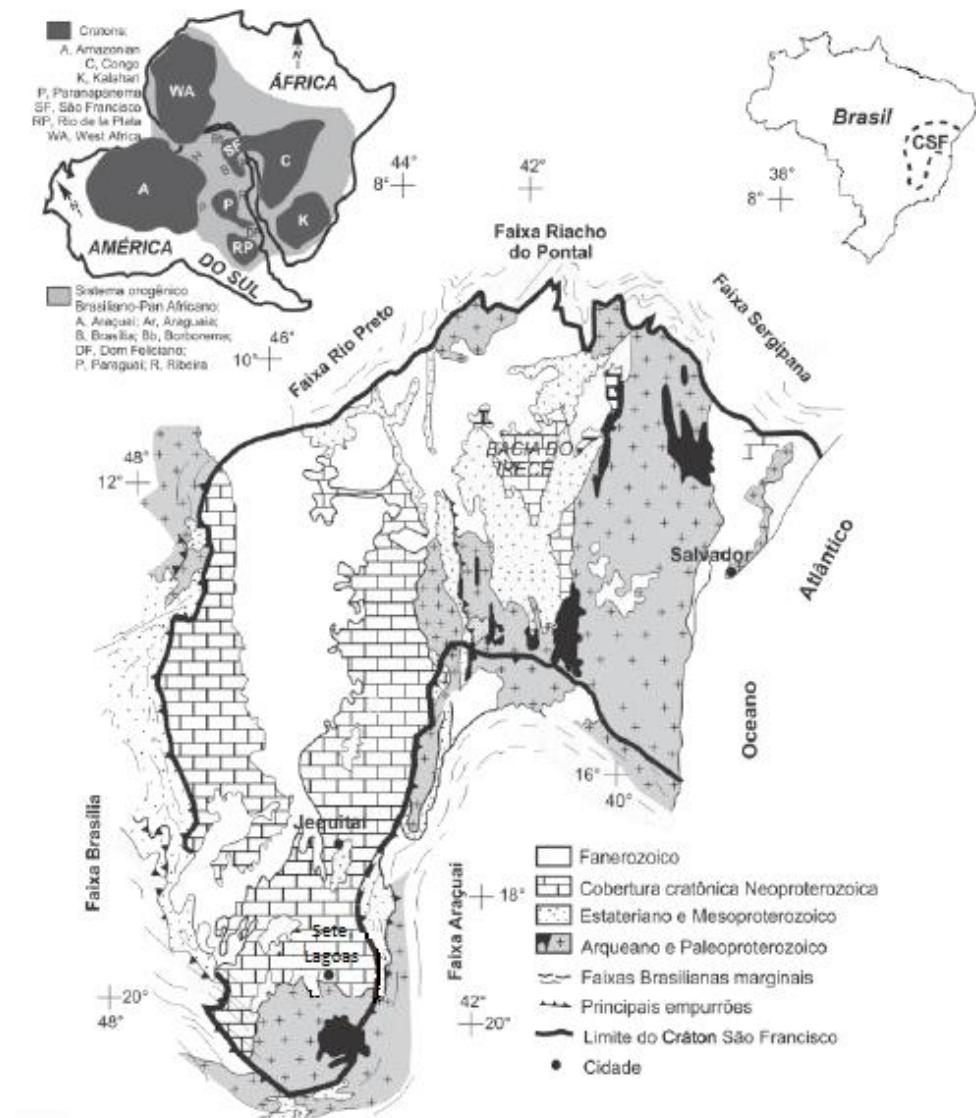


Figura 2. Mapa do Cráton do São Francisco e cinturões adjacentes (retirado de Paula Santos, 2017).

Esses cinturões móveis do Proterozoico tardio ao Cambriano são resultado da colagem do Gondwana Ocidental quando os crátions Amazônico, São Francisco-Congo, Kalahari, Rio de la Plata, Parnaíba, Paranapanema e Luiz Alves e o metacráton do Sahara se uniram e se estabilizaram tectonicamente (Cordani et al., 2000)

As faixas Araçuaí e Brasília, respectivamente a sudeste e oeste, são faixas de dobramento que foram acrescidas e sotopostas às bordas do cráton através de colisões diacrônicas durante o ciclo Brasiliense (Alkmim et al., 2006). Essas faixas são subparalelas aos limites do cráton com vergência e transporte tectônico em direção a este. São compostas por unidades litoestratigráficas do embasamento, de idade arqueana a paleoproterozóica, metassedimentos paleo/mesoproterozóicos a

neoproterozoicos (como Grupo Paranoá, Canastra, Araxá, Ibiá, Vazante e Bambuí), rochas graníticas do estágio colisional Brasiliano e possuem também unidades supracrustais do Fanerozóico (Cordani et al., 2000). O metamorfismo e deformação regional se deram por processos de colagem e cavalgamentos durante o ciclo brasileiro (Pedrosa Soares & Wiedemann 2000). A faixa Brasília pertence à Província Tocantins que marca a abertura e fechamento de um oceano entre os paleocontinentes Amazônia, São Francisco-Congo e Paranapanema (Pimentel et al., 2011) e tornou-se estável entre 630 e 540 Ma. A evolução da Faixa Sergipana é interpretada como fechamento de margem passiva ao norte do cráton ao final do Criogeniano e início do Ediacarano, definido através de granitos Brasilienses (630-550 Ma) (Caxito et al., 2014)

O final da amalgamação diacrônica do continente Gondwana Ocidental teria ocorrido ao limite Ediacarano-Cambriano. O período e esforços dessas colisões estão ligados ao estabelecimento das faixas móveis e à subsidência da Bacia do São Francisco durante a deposição do Grupo Bambuí (Alkmim e Martins-Neto, 2012). O posicionamento atual do cráton do São Francisco (CSF) deve-se a sua separação da porção do Congo, decorrente da abertura do Oceano Atlântico iniciada durante o Cretáceo (Alkmim et al, 2006).

### **3.1.2.      *Bacia do São Francisco e Grupo Bambuí***

A Bacia do São Francisco, onde se encontra o objeto de estudo deste trabalho de formatura, ocupa uma área de 350.000 km<sup>2</sup> entre o territórios dos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. Trata-se de uma bacia policíclica com episódios de sedimentação durante o Mesoproterozoico (Supergrupo Espinhaço), Neoproterozoico (Supergrupo São Francisco) e Fanerozóico (Grupo Santa Fé, Urucuia, Areado e Mata da Corda). Neste trabalho será considerada apenas a sequência Neoproterozoica-Cambriana da bacia, o Grupo Bambuí, depositado no contexto de bacia de *foreland*.

O Grupo Bambuí sobrepõe e está justaposto a unidades do embasamento, conglomerados e unidades glaciogênicas – como Formação Carrancas, Macaúbas e Jequitaí – (Alkmim e Martins-Neto, 2012). A Bacia do São Francisco registra no Grupo Bambuí uma grande transgressão marinha que resulta na submersão do cráton homônimo por águas marinhas e, consequentemente, formação de um mar epicontinental (Paula Santos et al., 2017). Essa transgressão ocorreu devido ao

regime flexural no interior cratônico, decorrente da sobrecarga exercida pelas faixas móveis que margeiam o cráton (Martins-Neto et al., 2001; Alkmim e Martins-Neto, 2012). Esta interação geotectônica do Cráton do São Francisco principalmente com a Faixa Brasília e Faixa Araçuaí, gerou uma sobreposição de bacias tipo *foreland* em que se depositou o Grupo Bambuí. Ambos orógenos atuaram como fonte dos sedimentos da Bacia do São Francisco com dominância da Faixa Brasília na borda oeste e da Faixa Araçuaí a leste (Paula-Santos et al., 2015 ; Pimentel et al., 2011). Outra possibilidade seria a resposta a processos tectônicos mais jovens na margem oeste do cráton, como por exemplo, o consumo do Oceano Clymene que teria ocorrido no limite Ediacarano-Cambriano (Trindade et al., 2006), marcando a amalgamação final do Gondwana Ocidental.

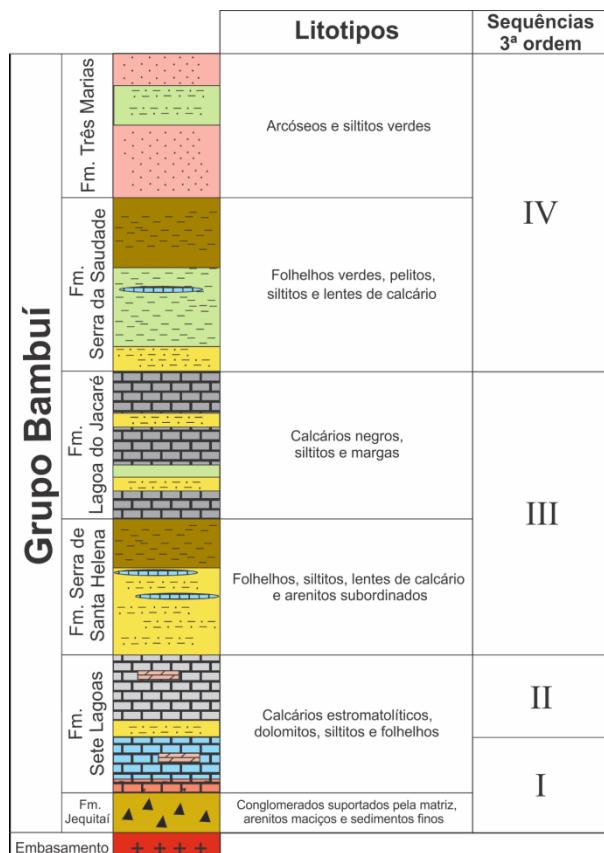
O Grupo Bambuí é, uma unidade constituída por rochas carbonáticas e siliciclásticas de origem marinha, que representam a submersão do cráton por águas marinhas e registra megaciclos transgressivo-regressivos do tipo *shallowing upwards*, (Alkmim e Martins-Neto, 2012). As rochas carbonáticas se depositaram preferencialmente nos principais altos estruturais da Bacia do São Francisco: o Alto de Sete Lagoas, a sul, e o Alto de Januária, ao norte da bacia (Martins-Neto et al., 2001).

O Grupo Bambuí é subdividido em seis unidades (Dardenne, 1978). Na base há os diamictitos, conglomerados, pelitos e arenitos de contexto glácio-marinho da Formação Jequitaí e unidades correlatas (Uhlein et al., 2007). Essa formação é recoberta por cinco formações pelito-carbonáticas, descritas a seguir da base para o topo: I) Formação Sete Lagoas, constituída por dolomitos e calcários estromatolíticos com folhelhos intercalados; II) Formação Serra de Santa Helena, composta por folhelhos, siltitos, lentes de calcário e arenitos subordinados; III) Formação Lagoa do Jacaré, formada por siltitos, margas e calcários pretos, oolíticos e intraclásticos; IV) Formação Serra da Saudade, constituída por folhelhos verdes, pelitos, siltitos e lentes de calcário; V) Formação Três Marias, composta por arenitos, siltitos e arcóseos.

Essas unidades são interpretadas como registro de quatro megaciclos que representam sequências de 3<sup>a</sup> ordem (Figura 3). O primeiro megaciclo comprehende a Formação Jequitaí e o Membro Inferior da Formação Sete Lagoas (Fig. 3) inicia-se com a deposição de sedimentos finos e ricos em matéria orgânica no leste da bacia, argilitos, margas e ritmitos marinhos de água profunda (Dardenne, 2000). Na porção leste da bacia, nas áreas rasas junto aos altos estruturais, este megaciclo inicia-se com precipitados de fundo oceânico sob a forma de pseudomorfos de aragonita, lama e cimento carbonático (Vieira et al., 2007), características de capas carbonáticas,

depositadas sobre depósitos glaciais e encontradas por todo o planeta (Kaufman e Knoll, 1995; Hoffman et al., 1998). Encerram o megaciclo, depósitos carbonáticos impuros de granulometria mais grossa (areia, silte) com laminação planar, por vezes hummocky. Também podem apresentar estruturas heterolíticas e *climbing ripples* e brechas intraclásticas depositadas, respectivamente, em rampa dominada por tempestade e rampa dominada por maré (Vieira et al., 2007).

Figura 3. Divisão do Grupo Bambuí com subdivisão litoestratigráfica proposta por Dardene



(1978) e das sequências de 3ª ordem proposta por Vieira et al. (2007) (retirada de Paula Santos, 2017).

O segundo megaciclo corresponde à Formação Sete Lagoas Superior e inicia-se com o afogamento da bacia e deposição de pelitos e ritmitos de calcário com pelitos, gradando para calcários negros com laminação planar ou truncada de baixo ângulo, depositados em rampa profunda. No topo, há calcários negros de água rasa com estromatólitos com estruturas de dissolução e gretas de contração que indicam exposição subaérea e marcam o limite de sequência. (Dardenne, 2000; Vieira et al., 2007),

O terceiro megaciclo inicia-se com os folhelhos da Formação Serra de Santa Helena, com maior influência de maré e tempestade, siltitos e lentes arenosas em direção ao topo (Alkmim e Martins-Neto, 2001). Encerram o megaciclo, os calcários

oolíticos e oncolíticos de planície de maré (Dardenne, 1978) da Formação Lagoa do Jacaré. O último megaciclo tem o início marcado pelos pelitos da Formação Serra da Saudade, na base, passando no topo para os arcóseos, arenitos e conglomerados da Formação Três Marias, que marcam o assoreamento final da bacia e o fim da deposição do Grupo Bambuí (Alkmim e Martins-Neto, 2001).

A idade de deposição desses ciclos e do Grupo Bambuí persiste como um tema de debate atual. Inúmeras idades de deposição foram atribuídas à unidade por meio de diferentes métodos de datação absoluta e relativa. Datações radiométricas Rb-Sr em argilominerais de folhelhos forneceram idades isocrônicas entre 600 e 700 Ma (Amaral e Kawashita, 1967; Thomaz-Filho e Lima, 1981) entretanto, com alto erro reportado. Datações Pb-Pb em carbonatos da Formação Sete Lagoas obtiveram idade mínima de deposição para a unidade de  $686 \pm 69$  Ma (1999) e posteriormente uma idade isocrônica mais precisa para a capa carbonática da Formação Sete Lagoas de  $740 \pm 22$  Ma, por Babinski et al (2007), colocando o Grupo Bambuí como um registro pós-Sturtiano no contexto das glaciações globais neoproterozoicas.

Entretanto, datações U-Pb em grãos de zircão detritico obtidos em pelitos intercalados nos carbonatos da Formação Sete Lagoas revelaram idades mais jovens. Rodrigues (2008) e Pimentel et al. (2011) obtiveram uma idade máxima de 610 Ma. Paula-Santos et al. (2015), obtiveram uma idade máxima de deposição de 560 Ma para o topo da Formação Sete Lagoas em uma intercalação de marga na região de Lagoa Santa (MG). Além disto, Warren et al. (2014) descreveram o fóssil guia *Cloudina sp.* na base da unidade, na região de Januária (MG). Este metazoário teria vivido entre 550-542 Ma (Grotzinger et al., 2000), atestando a idade Ediacarana Superior para grande parte do Grupo Bambuí. Essas idades mais jovens trouxeram intenso debate sobre a evolução do Grupo Bambuí, que teria ocorrido após o soerguimento da Faixa Araçuaí e consumo do Oceano Adamastor a leste do Cráton do São Francisco (Paula-Santos et al., 2017).

Esta unidade teria sido depositada em um mar epicontinental restrito no interior do Gondwana Ocidental, com conexão com outras bacias marinhas ediacaranas deste paleocontinente (Paula-Santos et al., 2015; Warren et al., 2014). Esta conexão era provavelmente intermitente, permitindo a migração do metazoário *Cloudina sp.* para o interior do Cráton do São Francisco, mas não a homogeneização isotópica com o oceano global contemporâneo, visto a discrepancia entre as razões isotópicas do Grupo Bambuí em relação àquelas esperadas para o oceano global no limite Ediacarano-Cambriano.

### **3.1.3. Quimioestratigrafia na Formação Sete Lagoas**

A Formação Sete Lagoas é a unidade basal do Grupo Bambuí e é constituída basicamente por carbonatos e pelitos, depositados em ambiente marinho raso. Iglesias e Uhlein (2009) estimaram sua espessura entre 500 e 2000 m, em conformidade com depocentros e altos estruturais. Vieira et al. (2007) propuseram uma divisão estratigráfica em duas sequências deposicionais.

A sequência da base começa com precipitados de fundo oceânico, com pseudomorfos de aragonita, lama, cimento carbonático e valores  $\delta^{13}\text{C}$  de -4,5 per mil, interpretada como registro da capa carbonática. A granulometria dos sedimentos carbonáticos aumenta em direção ao topo com laminação planar, estruturas heterolíticas, *climbing ripples* e *hummocky*, fácies depositadas em rampa dominada por tempestades e posteriormente por maré, demonstrando raseamento para o topo. O membro superior começa com ritmitos de calcários negros e laminação planar ou truncada de baixo ângulo depositados em rampa mais profunda. Há um salto isotópico positivo nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e presença de calcário negro com laminação convoluta indicando inclinação do substrato. No topo há níveis detriticos finos de pelito indicando contato gradual com a formação superior.

Estudos quimioestratigráficos recentes de Paula Santos et al. (2017) sugerem três estágios de deposição para a base do Grupo Bambuí (Figura 4), com base no registro isotópico de C e Sr. Os autores definiram três intervalos quimioestratigráficos (CI). O Intervalo CI-1 contempla a capa carbonática da Formação Sete Lagoas, com excursões positivas dos valores isotópicos de Sr e C. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  apresentam excursão negativa para valores próximos de -5 ‰, e depois evoluem para próximo de 0 ‰. As razões de Sr passam de 0,7075 para 0,7082. Este intervalo marca a passagem de uma bacia rasa e restrita para uma bacia conectada, em função de transgressão marinha inicial sobre o cráton do São Francisco. O estágio CI-2, representado por carbonatos intermediários da Formação Sete Lagoas, apresenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos de 0 ‰, depositados em ambientes de mais alta energia e com razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ao redor de 0,7082, valor observado para o Ediacarano Superior no mundo todo (Halverson et al., 2010). Este valores indicam a conexão da bacia com as bacias gondwânicas e com o reservatório global durante este estágio. CI-3 é o intervalo superior e envolve carbonatos do membro superior da formação Sete Lagoas, da Formação Lagoa do Jacaré e rochas da Formação Santa Helena que

apresentam valores superpositivos de  $\delta^{13}\text{C}$ , até +16 ‰ (Iyer et al., 1995), e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ao redor de 0,7075, mais baixas que as esperadas para o limite Ediacarano-Cambriano. Estes dados foram interpretados como o fim da conexão da Bacia do São Francisco com mares do Gondwana Ocidental, instalando um ambiente restrito, causado provavelmente pelo soerguimento dos orógenos marginais.

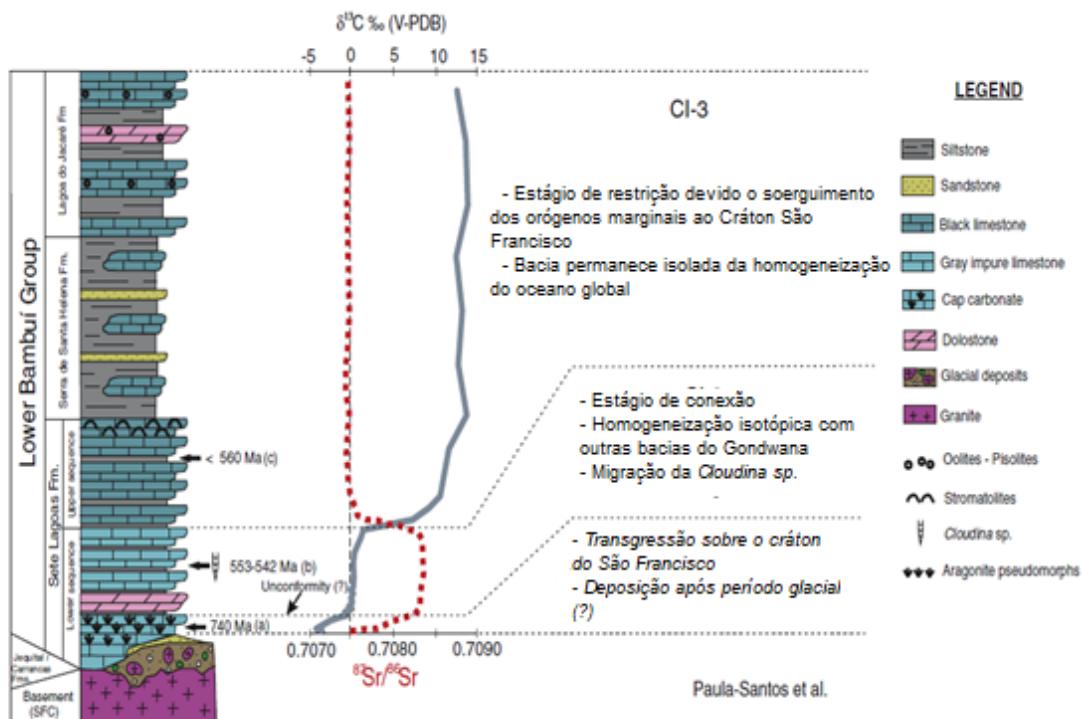


Figura 4. Subdivisão químicoestratigráfica proposta para as unidades inferiores do Grupo Bambuí (Extraído de Paula Santos, 2017).

### 3.2. Químicoestratigrafia

Químicoestratigrafia é o exame da composição química nos sedimentos e suas variações (Halverson et al., 2010). As informações geoquímicas, inclusive isotópicas, possuem diversos usos e relações e podem indicar as condições paleoambientais no momento da deposição dos sedimentos, processos pós-deposicionais, proveniência sedimentar e correlações regionais ou globais entre rochas, bacias e oceano, entre outras utilidades.

Nas sucessões carbonáticas marinhas, compostas por precipitados autogênicos, os registros isotópicos são importantes para o entendimento da evolução e dinâmica do planeta. Os oceanos são fundamentais nos ciclos biogeoquímicos do planeta, e as rochas carbonáticas possuem uma relação estreita com alguns desses ciclos, tais como C, O e Sr. A composição isotópica dessas rochas reflete as razões desses isótopos no oceano no momento de sua precipitação. Isto proporciona a obtenção e interpretação de diversos dados para o entendimento desses ciclos e formação dessas rochas ao longo do tempo geológico (Halverson et al., 2007).

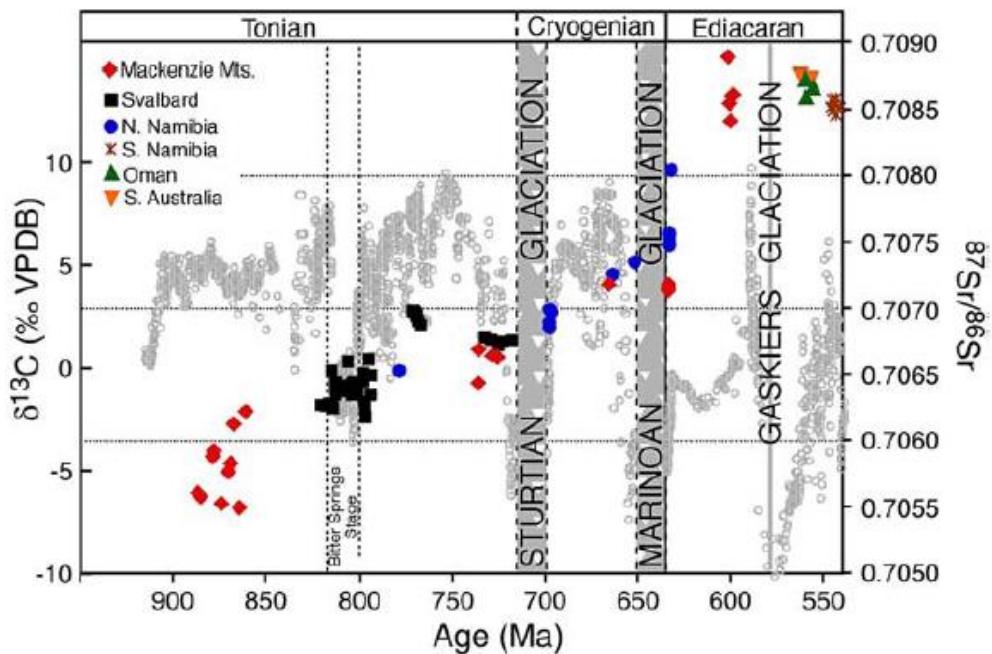


Figura 5. Gráfico exibindo razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  nas rochas carbonáticas neoproterozoicas e o registro de  $\delta^{13}\text{C}$  em cinza claro (Halverson et al., 2007).

As pesquisas relacionando sucessões carbonáticas e quimioestratigrafia isotópica são importantes no entendimento da alternância entre períodos glaciais e de efeito estufa durante o Neoproterozoico. Estas alternâncias globais causaram distúrbios na composição dos oceanos, gerando anomalias isotópicas interpretadas como mudanças químicas e biológicas nos oceanos (Kaufman et al., 1995; Hoffman, 1998), cujo significado ainda é amplamente discutido pela comunidade científica. Propõe-se uma hipótese conhecida como *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998), cujas evidências são a presença de diamictitos depositados em baixa latitude sobrepostos por camadas carbonáticas com forte anomalia negativa de  $\delta^{13}\text{C}$ . Essa anomalia sugere que as glaciações globais isolaram os oceanos da atmosfera, inibindo os organismos fotossintetizantes e gerando um acúmulo de  $^{12}\text{C}$  no oceano.

Outra hipótese é que a anomalia seria proveniente da liberação de metano durante a inundação por degelo (Kennedy, 1996). Foram propostos três períodos glaciais para o Neoproterozoico, sendo eles, Sturtiano (c.a 725 Ma), Marinoano (~635 Ma) e Gaskierano (~582 Ma) (Halverson et al., 2005). Para correlacionar os dados do registro sedimentar com o contexto global é necessário que a bacia seja conectada ao oceano e que o sistema tenha se mantido fechado, por isso os dados devem ser tratados e interpretados com critério. As seções estudadas neste trabalho compreendem um registro de sucessão carbonática e abrangem o período representado nas curvas de variação isotópica (Figura 5).

### **3.2.1. Isótopos de C**

A razão entre os isótopos estáveis  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  é medida para obtenção do parâmetro  $\delta^{13}\text{C}$ , que indica esse fracionamento e é calculado segundo a equação:

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

O padrão utilizado é o V-PDB, concha Bellemnite da Formação PeeDee, Estados Unidos. O fracionamento isotópico do carbono ocorre por meio da fotossíntese, que utiliza preferencialmente o  $^{12}\text{C}$  e enriquece, assim, o meio em  $^{13}\text{C}$  e consequentemente eleva o valor de  $\delta^{13}\text{C}$ . Deste modo, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  são bastante positivos na água do mar, quando há intensa atividade fotossintética no ambiente marinho. Se a atividade biológica é nula ou muito baixa, a água do mar tenderá a apresentar valores de  $\delta^{13}\text{C}$  negativos, assim como os carbonatos precipitados neste meio. Curvas globais da variação temporal do  $\delta^{13}\text{C}$  foram propostas por diversos autores (Kaufman e Knoll, 1995; Veizer et al., 1999; Halverson et al., 2005; Halverson et al., 2007), posicionando os dados isotópicos de C temporalmente (Figura 6).

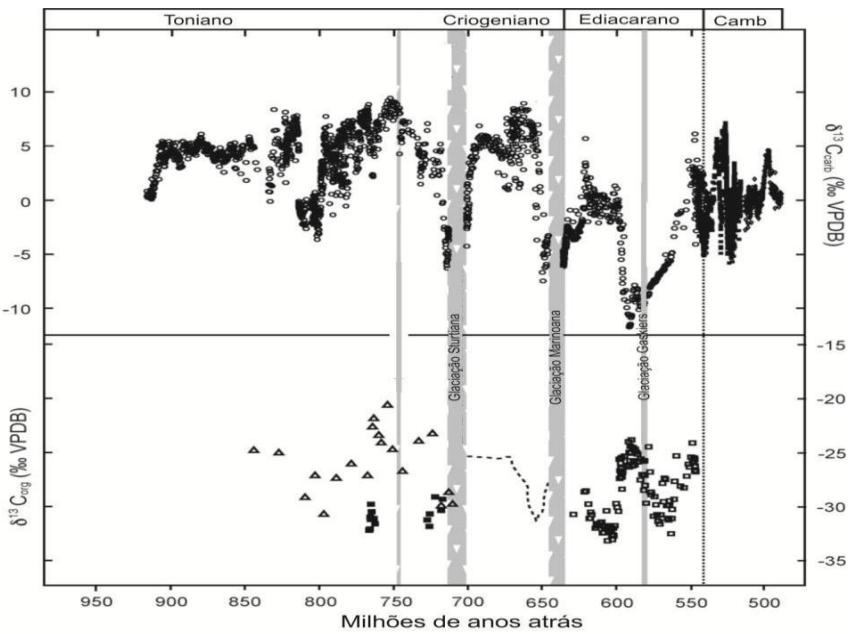


Figura 6. Evolução da composição isotópica de C nos oceanos durante o Neoproterozoico e início do Cambriano (extraído de Halverson et al., 2005).

### 3.2.2. Isótopos de O

O oxigênio possuí uma grande variedade de isótopos e diferentes modos de fracionamento. Os valores  $\delta^{18}\text{O}$  neste trabalho serão obtidos em relação ao padrão V-PDB pela equação:

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

A evaporação da água é um importante mecanismo de fracionamento dos isótopos de oxigênio. O vapor é enriquecido em  $^{16}\text{O}$ , resultando num enriquecimento relativo de  $^{18}\text{O}$  na água do mar remanescente, bem como um  $\delta^{18}\text{O}$  elevado dela. Mudanças relacionados a fatores de evaporação, como variação de temperatura, salinidade, restrição do corpo d'água, gelo e degelo, entre outros, seriam capazes de gerar variações nas razões  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  da água do mar e, consequentemente, dos depósitos carbonáticos gerados (Corfield, 1994). Contudo, as razões de oxigênio podem ser facilmente afetadas por fluídos pós-depositionais, visto que estes podem ser enriquecidos em oxigênio com composição isotópica distinta daquela original da rocha (Jacobsen e Kaufman, 1999).

### **3.2.3. Isótopos de Sr**

Os isótopos de Sr têm ampla aplicação no estudo de carbonatos marinhos, principalmente na evolução da composição do oceano ao longo do tempo geológico e posicionamento temporal dessas rochas. O  $^{87}\text{Sr}$  e  $^{86}\text{Sr}$  são isótopos naturais estáveis do Sr, sendo que o  $^{87}\text{Sr}$  é proveniente do decaimento radiativo do  $^{87}\text{Rb}$ . O estudo dessas razões é viável devido ao fato de não haver fracionamento da composição isotópica de Sr durante a precipitação dos carbonatos, ao comportamento geoquímico dos elementos Rb e Sr serem bem compreendidos, e também pelas concentrações de Sr, bem como as razões isotópicas do elemento estarem sempre variando no oceano ao longo do tempo geológico (Banner et al., 2004).

Os mecanismos que controlam a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  são o influxo ou remoção do Sr no mar (Palmer & Edmond, 1992; Krabbenhoft et al., 2010), incluindo: (i) o influxo de águas fluviais que carregam Sr lixiviado das rochas do continente; (ii) o retrabalhamento e a dissolução de carbonatos antigos e de plataformas carbonáticas; (iii) influxo de Sr via fumarolas hidrotermais; (iv) interação da água do mar com o assoalho oceânico (Banner et al., 2004)(Figura 7). O balanço isotópico dos oceanos modernos é predominantemente controlado pelo fluxo de intemperismo dos continentes com uma pequena contribuição de fontes mantélicas por sistemas hidrotermais submarinos (Palmer e Edmond, 1989). Atualmente, o fluxo proveniente da dissolução de carbonatos marinhos e de aporte mantélico são menos significativos, mas foram mais relevantes no oceano do passado, como o input mantélico no Arqueano (Jacobsen e Kauffman, 1999).

O tempo de residência do Sr no oceano é alto quando comparado ao tempo que este leva para homogeneizar sua composição, 3–5 Ma e  $10^3$  anos, respectivamente (Halverson et al., 2007). Dada essa diferença de tempo nos ciclos, a capacidade do ambiente marinho em homogeneizar a composição isotópica de estrôncio faz com que a razão isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do mar seja bem definida para diferentes períodos, variando ao longo do tempo e tornando-a um excelente registro de eventos deste ambiente e um marcador temporal. Esta razão isotópica reflete a relação entre as fontes continentais, oceânicas, mantélicas, diagenéticas e condições tectônicas de restrição da bacia sedimentar em um período específico (Figura 7).

Foram elaboradas curvas de evolução da composição isotópica de Sr no oceano global ao longo do tempo geológico (Figura 5 e 8), destacando a variação no Neoproterozoico de 0,7055 a 0,7085 para melhor posicionamento estratigráfico e

temporal das rochas deste período, cujo o registro bioestratigráfico é limitado. Entretanto, há alguns problemas, tais como variações entre os valores estabelecidos para curvas de diferentes autores, que podem refletir a influência de atividades hidrotermais e da restrição na troca de água entre as bacias e o oceano global na razões isotópicas.

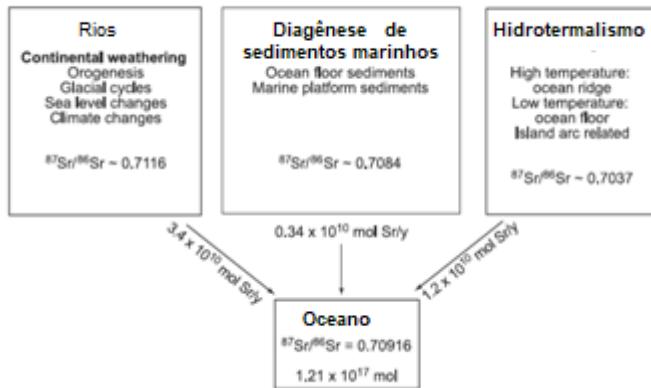


Figura 7. Ciclo geoquímico moderno de Sr, evidenciando as diferentes contribuições isotópicas para a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do oceano (Extraído de Banner et al., 2004).

Como ao se formarem, as rochas carbonáticas preservam essa razão isotópica dos oceanos, há o interesse de recuperar essas razões a fim de compreender a relação entre a bacia e oceano global, bem como suas condições tectônicas e ambientais e o posicionamento temporal das rochas comparando às curvas globais para  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( Figura 5 e 8) (Halverson et al., 2007; Burke et al., 1982). Essa comparação adquire grande importância como ferramenta de correlação estratigráfica, como o Neoproterozoico, que possui ainda uma razão característica permitindo uma relação mais estreita. Essa razão atinge 0,7085 no final período Ediacarano, período de interesse para a análise das rochas estudadas pertencentes à Formação Sete Lagoas, que possui na maioria das análises razões variando entre 0,7074 e 0,7082 (Babinski et al., 2007; Paula Santos et al., 2017).

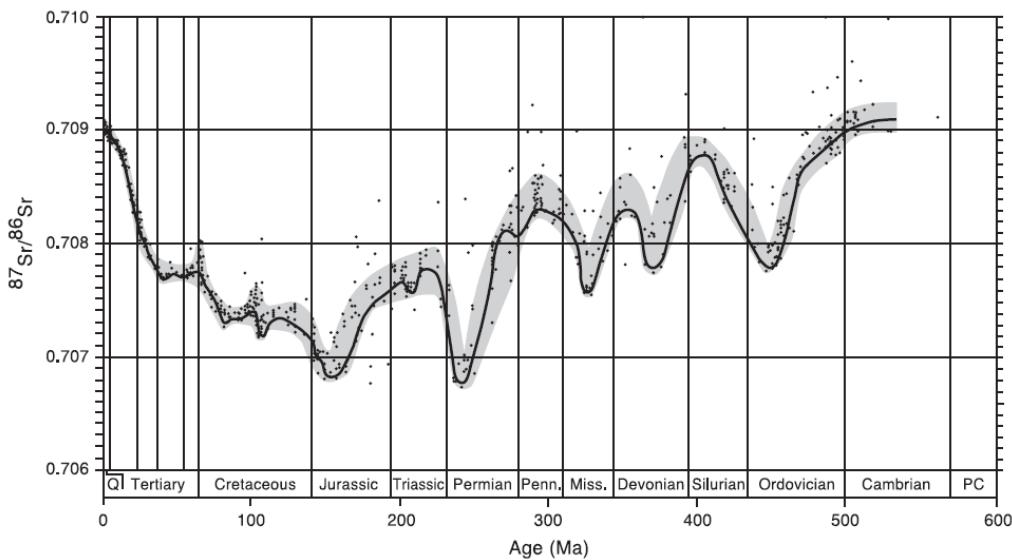


Figura 8. Curva de variação da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  no oceano ao longo do Fanerozoico, modificado de Burke et al., 1982.

Entretanto, é necessário cautela na recuperação do registro geológico das razões originais de Sr, pois esta pode ser influenciada pelo  $^{87}\text{Sr}$  proveniente do decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  contido nos minerais detriticos/terrígenos presentes na matriz das rochas carbonáticas, pela interação de fluídos durante a diagênese e por fases carbonáticas secundárias.

Alguns parâmetros geoquímicos podem ajudar na identificação de alterações diagenéticas e de influência de terrígenos. Durante a interação rocha-fluído que ocorre na diagênese, o Sr e Ca são lixiviados e substituídos por Mn e Fe. Sendo assim, as razões Mn/Sr e Fe/Sr são indicadores diagenéticos (Jacobsen e Kauffman, 1999; Veizer et al., 1983)(Figura 9). E a relação entre as razões isotópicas e concentrações de Sr também, visto que as concentrações de Sr também podem refletir se houve ou não sua lixiviação. Outros parâmetros são altas razões Mg/Ca, que podem indicar processos de dolomitização posteriores, e teores de Rb e Al que indicam maior influência de componente detritico nas amostras. Assim, levando em conta os processos de lixiviação de Sr e a influência do  $^{87}\text{Sr}$  de detriticos as amostras mais indicadas para medição da razão isótópica de Sr são as que possuem mais de 300 ppm de Sr (Halverson et al., 2007).

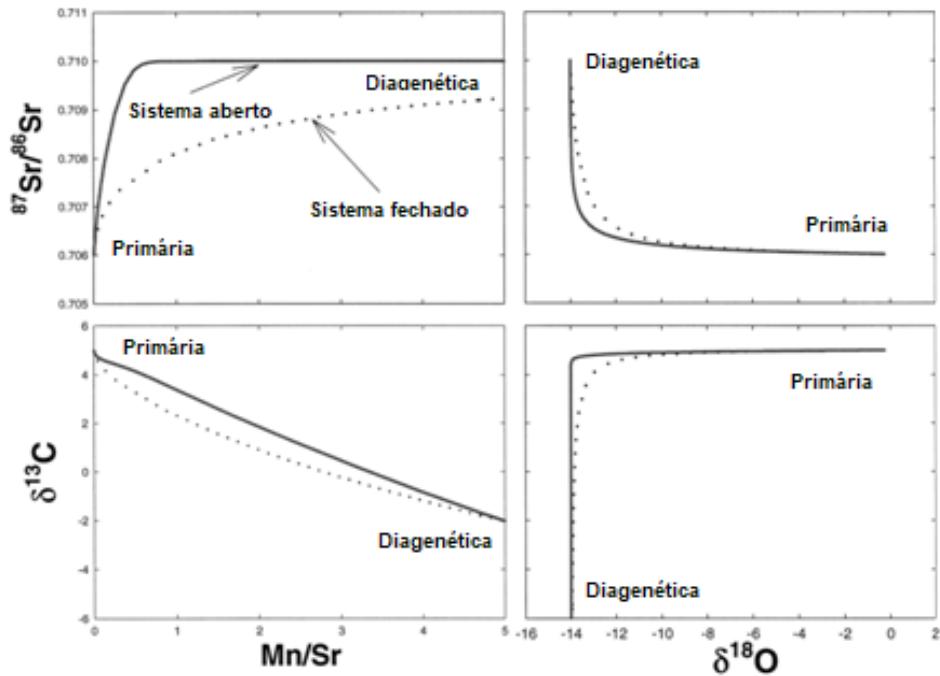


Figura 9. Evolução esperada para a razões isotópicas de Sr e Mn/Sr durante a interação rocha-fluído na diagênese (Extraído de Jacobsen e Kaufman, 1999).

#### 4. MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizada uma etapa de campo de 8 dias para a cidade de Januária, em Minas Gerais e Santa Maria da Vitória, na Bahia, financiada pelo Projeto Temático FAPESP “The Neoproterozoic Earth Systems and the Rise Biological Complexity” (2016/06114-6), em que foram coletadas as amostras referentes a este trabalho de formatura. As amostras foram coletadas de modo a compor duas seções geológicas do Grupo Bambuí para análise químicoestratigráfica. Visando uma boa resolução para a análise e interpretação das seções, foram coletadas e descritas 44 amostras de rochas carbonáticas provenientes de duas seções geológicas da Formação Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, próximas à cidade de Santa Maria da Vitória (BA). As amostras foram coletadas com resolução vertical de 1 m na estratigrafia, salvo exceções, com elaboração de coluna estratigráfica em campo. As amostras foram submetidas a uma análise prévia para determinação de seus teores de Rb e Sr, através de análises por fluorescência de raio-x.

As amostras foram descritas macroscópica com auxílio da lupa. A partir da descrição, os carbonatos foram amostrados para realização das análises isotópicas de C, O e Sr e foram selecionadas 13 amostras para preparação de lâminas para descrição microscópica das fácies.

#### **4.1. Descrição sedimentar e petrográfica**

As seções geológicas PIT (Pedreira Irmãos Teixeira) e PT (Pedreira Terracon) coletadas próximas à cidade de Santa Maria da Vitória, foram serradas e polidas para descrição macroscópica. A descrição macroscópica petrográfica foi feita com o auxílio de lupa binocular e serviu como base para seleção de amostras para confecção de lâminas e descrição microscópica, além da elaboração de colunas estratigráficas.

A descrição macroscópica dos calcários foi feita principalmente com base em aspectos como componentes carbonáticos e siliciclásticos, textura, granulometria entre outras feições deposicionais e diagenéticas. Utilizou-se a classificação proposta por Grabau (1904), ilustrada na Figura 10, que leva em conta principalmente a granulometria, devido a pureza dos carbonatos e escassez de conteúdo biogênico. Classificações mais recentes como aquelas de Folk (1959) e Dunham (1962) foram feitas com base em rochas com alto teor de componentes bioclásticos e não se adequam ao caso de estudo. Entretanto, a classificação de Dunham (1962) foi utilizada secundariamente com intuito de diferenciar a proporção entre componentes carbonáticos e siliciclásticos nas amostras e o comportamento desta proporção ao longo das seções. A descrição levou em conta critérios como granulometria do calcário, composição geral e presença de peloides, intraclastos, oóides, pirita, óxidos e estruturas deposicionais e diagenéticas.

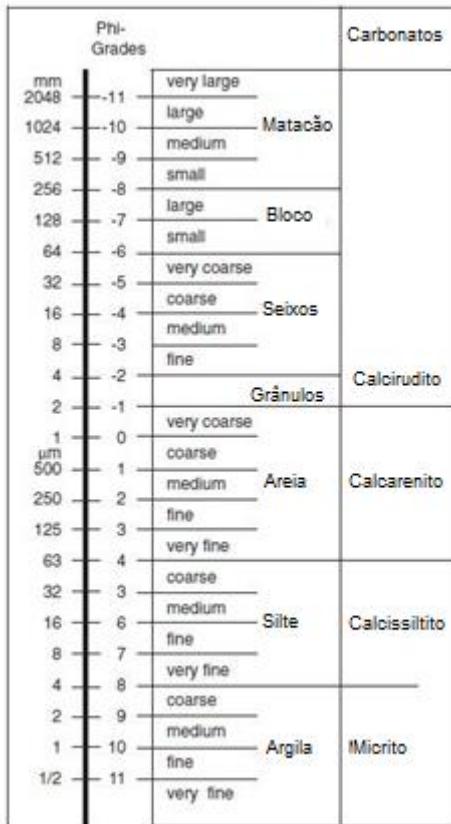


Figura 10. Escala granulométrica para classificação de rochas carbonáticas baseada na diferenciação de termos proposta por Grabau, 1904.

Após a descrição na lupa, foram selecionadas 13 amostras referentes as duas seções para laminação e descrição microscópica da petrografia sedimentar. As fotos foram tiradas no laboratório de Petrografia Sedimentar da USP utilizando objetiva de 2,5X, 5X, 10X e 100X.

#### 4.2. Análise isotópica de C e O

As 44 amostras de rochas carbonáticas coletadas nas duas seções foram analisadas para isótopos de C e O. As áreas mais homogêneas e sem recristalizações de cada amostra foram submetidas à técnica de *microdrilling* usando broca de tungstênio para coleta de pó do calcário para realização das análises isotópicas de C e O que foram feitas no Laboratório de Isótopos Estáveis do CPGeo.

Após esta etapa efetuou-se a reação do pó coletado de cada amostra com H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> concentrado em atmosfera de He. O CO<sub>2</sub> liberado foi analisado pelo espectrômetro de massa ThermoFinnigan para obtenção de valores δ<sup>13</sup>C e δ<sup>18</sup>O. Os resultados foram obtidos em partes por mil (‰) em relação ao padrão V-PDB, com

erro analítico de  $\pm 0,05\text{‰}$  para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $0,07\text{‰}$  para  $\delta^{18}\text{O}$ . Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos para as duas seções estão apresentados na Tabela 1 e 2.

### **4.3. Análise isotópica de Sr**

Foram selecionadas 15 amostras de rochas carbonáticas referentes às duas seções geológicas PIT e PT para a determinação das razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . A seleção foi feita com base nos critérios petrográficos e nos teores de Sr e Rb, obtidos através da técnica de fluorescência de raios-x. Para a realização dos procedimentos laboratoriais, coletou-se o pó do calcário através do *microdrilling* com broca de tungstênio nos mesmos pontos coletados para análise dos isótopos de C e O .

Cerca de 100 mg de cada amostra foi submetida à lixiviação em duas etapas, utilizando 0,1 mol/L de HCl, cujo procedimento encontra-se descrito abaixo. Todo o material utilizado nos testes foi descontaminado com água ultra pura (Milli-Q) e  $\text{HNO}_3$ , segundo metodologia estabelecida pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo).

#### **4.3.1. Lixiviação com HCl 0,1 mol/L**

Uma primeira lixiviação foi feita com 1,5 mL de HCl 0,1 mol/L para eliminar possíveis interferências, resultando em lixiviação de 13-20% da amostra (lixiviado 1 – L1). Este lixiviado foi descartada. Após essa etapa, uma segunda reação do resíduo com cerca de 4 mL de HCl 0,1 mol/L (a quantidade de HCl é calculada de acordo com a massa da amostra) foi realizada durante 1 hora para lixiviação de cerca de 40% da amostra. Foram gerados um total de 15 lixiviados para análise, referentes ao segundo lixiviado - L2 – das 15 amostras. Além das amostras, o procedimento foi reproduzido sem amostra para determinação do branco analítico. Abaixo, segue o procedimento detalhado:

##### **1<sup>a</sup> Lixiviação**

- 1- Pesar Savillex vazio em balança de precisão;
- 2- Inserir aproximadamente 100 mg de amostra no Savillex e pesar novamente;

- 3- Reação da amostra com 1,5 mL de solução HCL 0,1 mol/L em cada savillex durante 1 hora (primeira lixiviação é feita para eliminar possíveis interferências);
- 4- Transferir a solução de amostra e o resíduo do Savillex para tubo de centrífuga;
- 5- Centrifugar a amostra por 15 minutos a 1500 rpm;
- 6- Descartar o sobrenadante, referente a este primeiro lixiviado (L1);
- 7- Lavar amostra no tubo 3 vezes com água Milli-Q descartando o sobrenadante da lavagem;
- 8- Inserir 3 mL de água Milli-Q no tubo e fazer transferência para o Savillex;
- 9- Colocar Savillex com amostra para secar;
- 10-Pesar Savillex mais resíduo;

## 2ª Lixiviação

- 11-Reação do resíduo da amostra com cerca de 4 mL de HCl 0,1 mol/L em Savillex, misturar suavemente e tampar durante 1 hora;
- 12-Transferir solução para o mesmo tubo do item 4;
- 13-Centrifugar a amostra em solução por 15 minutos a 1500 rpm;
- 14-Retirar o sobrenadante – lixiviado 2 - e colocar em um novo Savillex referenciado com o número da amostra e sinalização de lixiviado L2;
- 15-Utilizando 3 mL de água purificada Milli-Q, lavar a amostra que está no tubo de ensaio, transferindo a solução (sobrenadante) para o Savillex do item anterior. Repetir a lavagem por 3 vezes;
- 16-Inserir 3 mL de água Milli-Q nos tubos e transferir o resíduo de volta ao Savillex inicial;
- 17-Secar o resíduo da amostra;
- 18-Pesar resíduo da amostra após secagem;
- 19-Evaporar a solução do L2 e converter para nitrato, diluindo com 1 ml de  $\text{HNO}_3$  concentrado e secando a solução em seguida;
- 20-Dissolver resíduo de L2, após secagem, com 1 mL de  $\text{HNO}_3$  concentrado;
- 21-Encaminhar solução de L2 para purificação em coluna de cromatografia de troca iônica.

#### **4.3.2. Purificação de Sr**

Após a lixiviação, as soluções relativas ao segundo lixiviado - L2 - foram purificadas pela técnica de troca iônica em colunas previamente calibradas com 1 cm de resina SrSpec, seguindo procedimento estabelecido para coleta de Sr descrito abaixo. Após a coleta do Sr purificado, as amostras foram submetidas às análises espectrométricas.

Procedimento para coleta de solução de Sr purificado:

1. Inserir 1 cm de resina SrSpec em cada coluna;
2. Condicionar a resina com 2X de 0,4 mL de  $\text{HNO}_3$  2 mol/L;
3. Introduzir amostra na coluna em 2X de 0,5 mL;
4. Adicionar em 2X de 0,2 mL de  $\text{HNO}_3$  2 mol/L;
5. Adicionar em 5X de 0,2 mL de  $\text{HNO}_3$  7 mol/L;
6. Adicionar 3X de 0,2 mL de  $\text{HNO}_3$  2 mol/L;
7. Posicionar novo savillex descontaminado sob a coluna para coleta de Sr purificado;
8. Adicionar 6X de 0,5 mL de  $\text{HNO}_3$  0,05 mol/L e coletar solução de Sr purificado.

Foram coletadas as soluções de Sr purificado referentes à 2<sup>a</sup> lixiviação (L2 com HCl 0,1 mol/L) das 15 amostras. Também foram coletadas duas soluções de branco analítico. As amostras purificadas foram submetidas à determinação das razões isotópicas de Sr no CPGeo.

#### **4.3.3. Medidas Espectrométricas**

Após a separação de Sr, a solução com o elemento eluído foi seca e depositada em filamentos de Ta (99,959 % de pureza H. Cross®) para medição dos isótopos por espectrometria de massa.

As determinações de Sr foram realizadas no modo estático do espectrômetro ThermoTriton (TIMS), multicoletor entre 1300 e 1500 °C. As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foram normalizadas para a razão de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$ . Estas razões medidas também foram corrigidas para interferência espectrométrica de Rb. Os dados isotópicos adquiridos para o padrão NBS-987,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710249 \pm 0.000016$ , foram concordantes com os valores certificados. O branco analítico foi cerca de 1350 pg e as razões isotópicas de Sr obtidas nas amostras são apresentadas nas Tabelas 1 e 2.

## **5. RESULTADOS OBTIDOS**

### **5.1 Caracterização petrográfica e sedimentar das amostras**

As seções geológicas foram descritas macroscopicamente em trabalho de campo realizado pela aluna. As amostras, coletadas em campo em intervalos estratigráficos de um metro ou menores, foram submetidas a descrição na lupa. Amostras com feições diferenciadas e com representatividade de toda a seção foram selecionadas para laminação e descrição petrográfica em microscópio de luz transmitida.

#### **5.1.1 Seção Pedreira Irmãos Teixeira (PIT)**

A seção geológica PIT foi analisada em frentes de lavra de uma pedreira e possui 20 metros de altura. Nas bancadas, observou-se calcário de coloração cinza escura, acamulado com intercalações milimétricas a centimétricas de pelito. No topo da pedreira é observado uma camada métrica e maciça de brecha que se destaca no relevo.

A base da seção tem aspecto acamulado e é constituída por calcário de granulação fina, calcissiltito, composto principalmente por grãos na fração silte, com micrita e areia fina em menor proporção. Essas camadas da base possuem menos material terrígeno e a laminação é plano-paralela regular, por vezes bem sutil devido ao baixo contraste entre as lâminas (Figura 11.A e B e C). Em direção ao topo da seção, a proporção de siliciclásticos aumenta e a laminação fica mais marcada (Figura 11.D). Observam-se laminações microbiais (Figura 11.A) em toda seção e estruturas de retrabalhamento, como marcas de onda, cruzadas de baixo ângulos, hummocks, intraclastos e grãos de quartzo, que se tornam mais frequentes em direção ao topo. Próximo ao topo da seção, as camadas de intercalação de argila/folhelho se tornam mais espessas e frequentes em alguns intervalos (Figura 11.E e F). O topo da seção é marcado por uma camada maciça de aproximadamente 3 metros de brecha intraclástica (Figura 11.F), com clastos decimétricos.

Na descrição em lupa, foi possível identificar estruturas de sobrecarga, intraclastos, feições de recristalização e variação granulométrica, além de intervalos mais puros. Assim, foi possível direcionar a coleta de material carbonático para as análises isotópicas e refinar a análise sedimentar feita em campo. O aumento de

material siliciclástico foi reconhecido, através da lupa, na intercalação entre predomínio de calcissiltito e calcarenito, em dois ciclos transgressivo-regressivos, com de gradação de menor para maior influência de material pelítico e detritico, sendo que a maior concentração destes se encontra próximo ao topo antes da brecha. A brecha marca o fim da seção e possui intraclastos carbonáticos angulosos a subangulosos e alongados e matriz carbonática.

Na descrição microscópica foi possível reconhecer três fácies. Uma fácie PIT F1, de aspecto mais maciço com laminação plano-paralela incipiente e cruzada de baixo ângulo. Não há contraste grande entre as lâminas, que são compostas principalmente por material carbonático na fração silte e também em fração areia fina e lama micrítica em menor porporção. Essa fácie F1 foi classificada em Calcissiltito, pela classificação Grabau, 1904, apesar de conter algumas camadas com detriticos em maior fração granulométrica (Figura 12.A). Em relação a quantidade de aloquímicos a F1 pertence à classe de Mudstone, com menos de 10%, segundo a classificação de Dunham, 1962. A fácie F1 foi descrita no metro 4 e 10 da seção (Figura 12.A e 13.C).

A segunda fácie, PIT F2, possui laminação bem marcada, maior contraste entre as lâminas e maior quantidade de material terrígeno e detritico. Sendo possível reconhecer intercalação entre lâminas micríticas e mais grossa (Figura 13.A e B) e também laminação microbial associada a porção mais fina (Figura 13.D e E) e maior presença de detriticos nas lâminas mais grossas (Figura 13.D). Essa fácie também pode ser classificada como Calcissiltito a calcarenito fino. Quanto a quantidade de alquímicos a F2 é um Wackstone, até 25%. A F2 foi descrita nas amostras PT 06 e 15, sendo que no metro 15 a proporção de terrígenos e detriticos é maior (Figura 12. B, C e Figura 13. A, B, D e E).

A terceira fácie, PIT F3, reconhecida foi a Brecha Intraclástica, rocha com intraclastos carbonáticos submilimétricos a centimétricos e matriz carbonática fina (Figura 12.D e 13.F). Essa fácie pode ser classificada como um Calcirudito segundo Grabau (1904) e como Packstone na classificação de Dunham (1962).

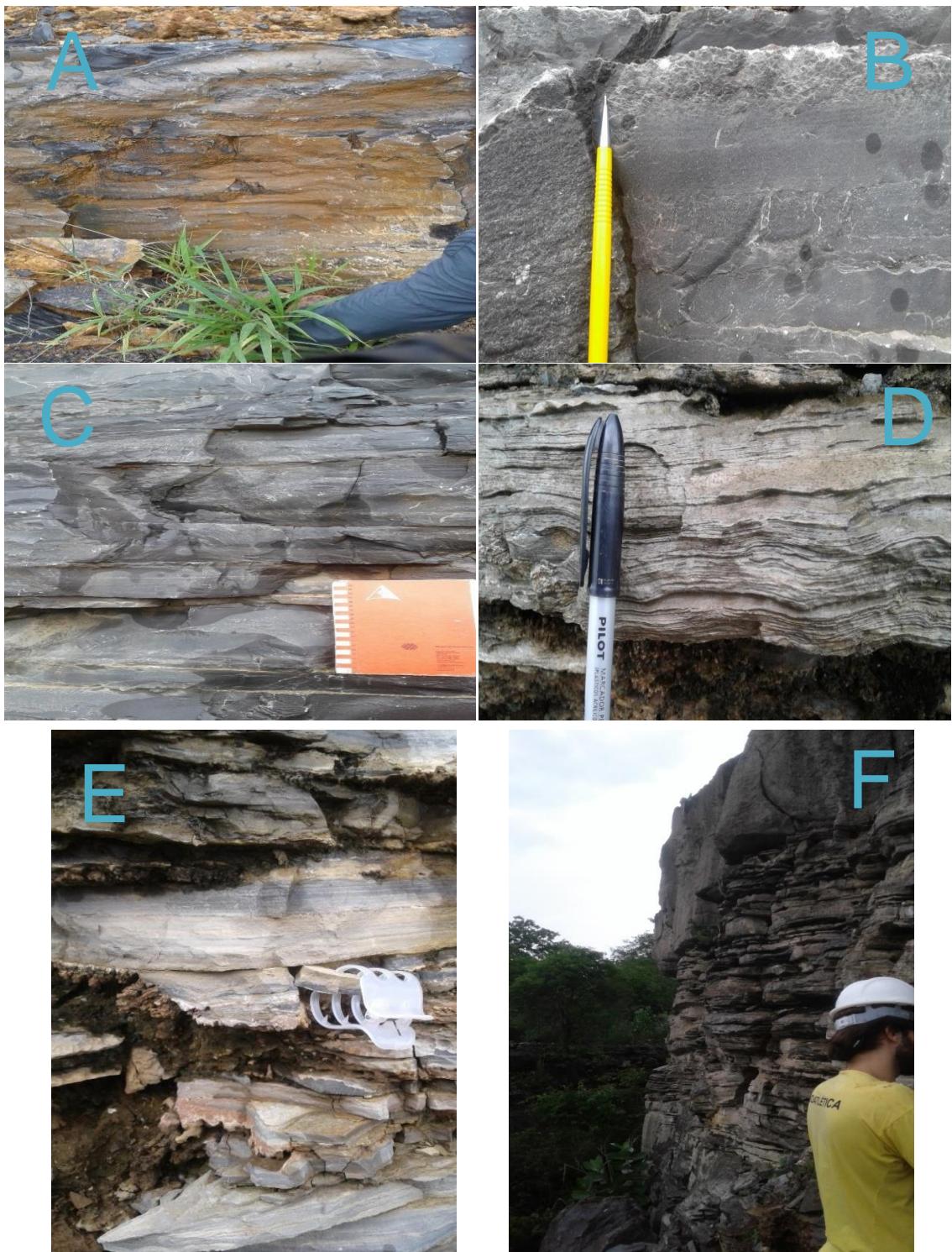


Figura 11. Fotos da seção PIT in situ: A) Base da seção de aspecto mais maciço, estruturas não são tão evidenciadas pelo intemperismo pois não há diferença de contraste grande, maioria é carbonato; B); intercalação entre estratificação plano paralela e laminação microbial evidenciada pelo aspecto de fábrica nodular (metro 8 da seção) C) estratificação plano-paralela (altura 7 m ); D) estratificação com laminação plano-paralela ressaltada pelo maior presença de terrígenos (metro 15); E) Porção com maior intercalação de pelitos próximo ao topo da seção); F) paredão no topo da seção com estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo e camada maciça de brecha intracística no topo.

Em suma, a seção representa uma regressão ou raseamento da lâmina de água em direção ao topo, visto que a proporção de material detritico e terrígenos em relação ao carbonático aumenta em direção ao topo que é marcado por camada de brecha. Dentro deste ciclo regressivo é possível observar ciclos transgressivos-regressivos de maior ordem que iniciam com fácies mais profundas de Calcissiltito (F1) e terminam em fácies mais rasas (F2) com maior granulometria e quantidade de siliciclásticos e estruturas microbiais, com ápice de raseamento na fácie 3, brecha do topo da seção.



Figura 12. Imagens feitas em lupa binocular das rochas pertencentes à seção PIT: A) estilólito e fábrica nodular B) estrutura de sobrecarga em calcissiltito C) laminação microbial em calcarenito D) brecha intraclástica

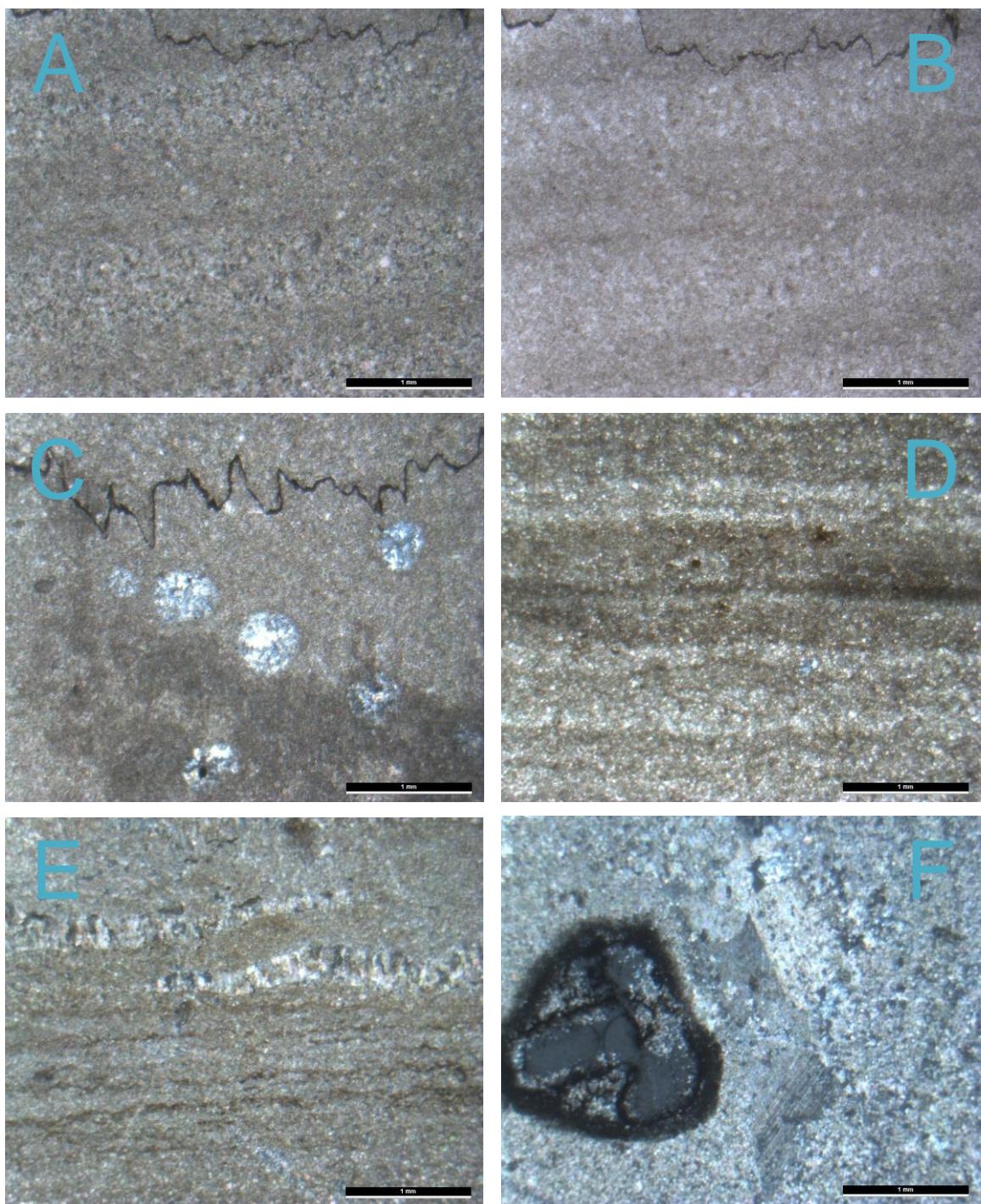


Figura 13. A) intercalação entre lâminas micríticas e lâminas mais grossas com nicóis cruzados; B) intercalação entre lâminas micríticas e lâminas mais grossas; C) ooides de qz; D) intercalação entre lâminas de maior e menor granulometria, sendo que nas lâminas mais finas é possível observar matéria orgânica em possível laminação microbial. E) laminação microbial lâminas mais escuras e irregulares na lâmina e recristalização. F) Intraclástocarbonático na matriz carbonática

### **5.1.2. Seção Pedreira Terracon (PT)**

Esta seção foi analisada em uma frente de lavra de pedreira de calcário e foi estimada em campo com 26 m de altura (Figura 15.A). A seção se mostrou mais monótona em relação a variação sedimentar (Figura 15.B). Em campo, foi possível observar uma seção composta por calcário com intercalações de material pelítico e margas e um padrão de repetição estratigráfico (Figura 16.C), ciclos de calcário com laminação plano-paralela gradando a camadas com estruturas de retrabalhamento (Figura 15.C), como marcas de onda, estratificações cruzadas e hummocks (Figura 16. A e B) sobrepostos por camadas com fábrica nodular e laminação microbial irregular.

Em descrição em lupa, foi possível observar a presença constante da laminação microbial e fragmentos microbiais bem como de matéria orgânica. Observou-se estruturas de convolução, presença de pirita disseminada na matriz, além de laminação plano-paralela e cruzadas de baixo ângulo, fábrica nodular e laminações rompidas e irregulares. Também se verificou a presença de estilolitos, veios e recristalizações.

A litologia da seção foi dividida em três fácies. Uma fácie classificada como Calcarenito segundo Grabau (1904) e como Packstone segundo Dunham (1962) devido a proporção entre matriz carbonática e grãos aloquímicos. Esta fácie, PT F1, possui laminação convoluta e porções compostas por peloïdes, oóides e intraclastos com laminações mais finas mircriticas rompidas (Figura 18.A), formando estruturas plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo. Esta fácie foi descrita nos metros 3, 14 e 21 da seção.

Uma segunda fácie, PT F2, foi definida na seção representando camadas mais maciças, com granulometria principalmente na fração silte e areia fina com presença de oóides (Figura 18.E e F) e intercalações esparsas de lâminas mais finas com laminação microbial e concentração de matéria orgânica (Figura 17.A e 18.B). Esta fácie foi classificada como Calcissiltio a calcarenito fino, segundo Grabau (1904), e como mudstone segundo Dunham (1962). A fácie PT F2 foi descrita no metro 5, 6, 7 e 26 da seção (PT 05 06 07a).

A terceira fácie reconhecida - PT F3 - é enriquecida em matéria orgânica, com laminação microbial a maciça e lentes de matéria orgânica (Figura 18.D), interpretados como fragmentos de esteira microbial retrabalhados. Esta fácie pode ser classificada como Calcarenito enriquecido em matéria orgânica, ou packstone

Em suma, esta seção apresenta maior influência de material detritico e terrígeno (aloquímicos) e maior grau de retrabalhamento, ou seja, maior energia/influência de processos trativos, que a seção PIT.



Figura 15. A) vista frontal da parede de lavra na qual foi coletada a seção geológica B) Camadas de calcário de aspecto mais maciço, com menos influência de terrigenos C) laminação plano-paralela irregular, com marcas onduladas e intraclastos de retrabalhamento das próprias camadas indicando alta anergia.



Figura 16. A) nível com maior intercalação de pelíticos e detriticos; B) Estrutura laminada com cruzada de baixo ângulo possível hummocky; C) padrão de ciclo sedimentar que se repete, camada mais maciça gradando para plano-paralela seguida por estruturas de maior energia que são sobreposta por estruturas de fábrica nodular e laminação microbial.

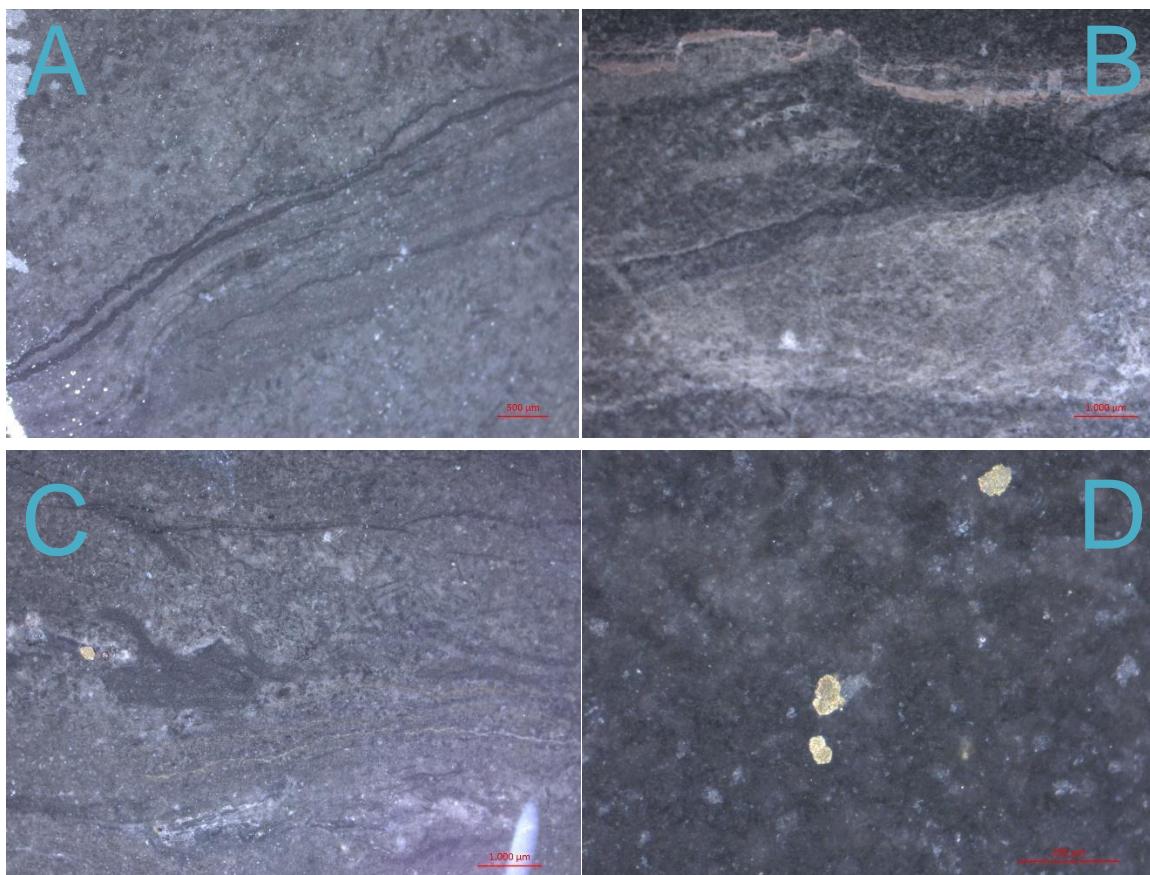


Figura 17. Imagens feita em lupa binocular da rochas pertencentes a seção Pedreira Terracon – PT: A) laminação microbial B) estilolito e laminação cruzada de baixo ângulo C) Laminação convoluta D) pirita framboidal

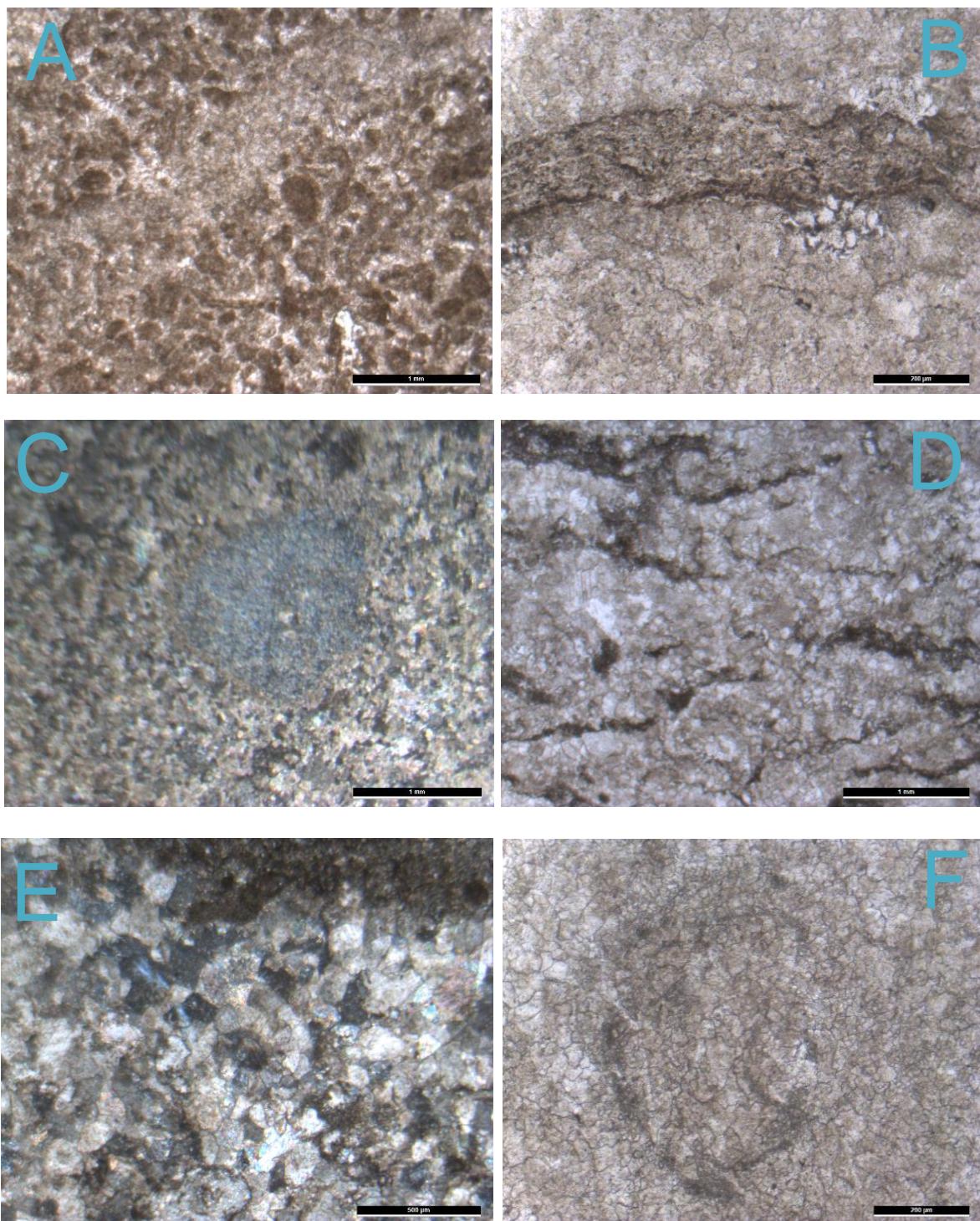


Figura 18. A) camada de peloídes e intraclastos com lâmina micritica; B) laminação microbial; C) intraclasto carbonático; D) lentes de matéria orgânica interpretadas como retrabalhamento das esteiras microbiais; E) oóide carbonático recristalizado em camada maciça da F2; F) oóide com estrutura bem preservada

## 5.2. Análises isotópicas

### 5.2.1 Seção Pedreira Irmãos Teixeira (PIT)

Os dados de C, O e Sr da seção PIT estão representados na Tabela 1. Seus dados isotópicos apresentaram valores negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  que variam entre -5,61 e -7,16 ‰. Há uma tendência de decréscimo em relação ao topo da seção.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variam entre 0,25 a 1,13 ‰ (Tabela 1), variação considerada de baixa amplitude para o padrão isotópico. Não é possível identificar um decréscimo ou aumento da razão na estratigrafia da seção, entretanto pode-se dizer que o topo possui tendência mais próxima de 0 e que os menores valores se encontram no topo da seção e o maior valor se encontra na base.

As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na seção PIT, estão entre 0,7075 e 0,7079 (Tabela 1). A maioria dos valores estão entre 0,7075 e 0,7077. A amostra da matriz da brecha apresenta o valor mais radiogênico, 0,7079. Novamente, não foi possível identificar uma tendência clara de aumento da razão para o topo.

Os dados isotópicos plotados na seção estratigráfica são apresentados na Figura 19.

Tabela 1. Dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$   $\delta^{18}\text{O}$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtidos para a seção geológica PIT.

Seção PIT							
Amostra	Altura (m)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}$ (%)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)	Rb	Sr
18-PIT-01	0	-6.56	1.13	0.707496	0.000019	<LD	2594
18-PIT-02	1	-6.78	0.68	0.707625	0.000022	4	966
18-PIT-03	2	-5.61	1.04				1905
18-PIT-04	3	-6.21	0.87	0.707510	0.000019	8	1912
18-PIT-05	4	-6.84	1.06				1906
18-PIT-05A	4.3	-6.55	1.1	0.707501	0.000017	12	2576
18-PIT-06	5.3	-6.84	0.84				1248
18-PIT-07	6.3	-6.61	0.88				1316
18-PIT-08	7.3	-6.89	0.72				989
18-PIT-09	8.3	-6.82	0.83	0.707694	0.000019	<LD	1116
18-PIT-10	9.3	-6.65	0.83				1497
18-PIT-11	10.3	-6.73	0.99	0.707577	0.000018	14	3012
18-PIT-12	11.3	-6.77	1.03	0.707627	0.000018	<LD	1603
18-PIT-13	12.3	-6.77	0.93				2050
18-PIT-14	13.3	-6.80	0.65				937
18-PIT-15	14.3	-7.16	0.25				1434
18-PIT-16	15.3	-6.54	0.56	0.707520	0.000027	8	1610
18-PIT-17	17.5	-7.48	0.92	0.707929	0.00002	6	665

Nota: Altura 0 m representa base estratigráfica da seção; <LD = abaixo do limite de detecção.

## Seção PIT

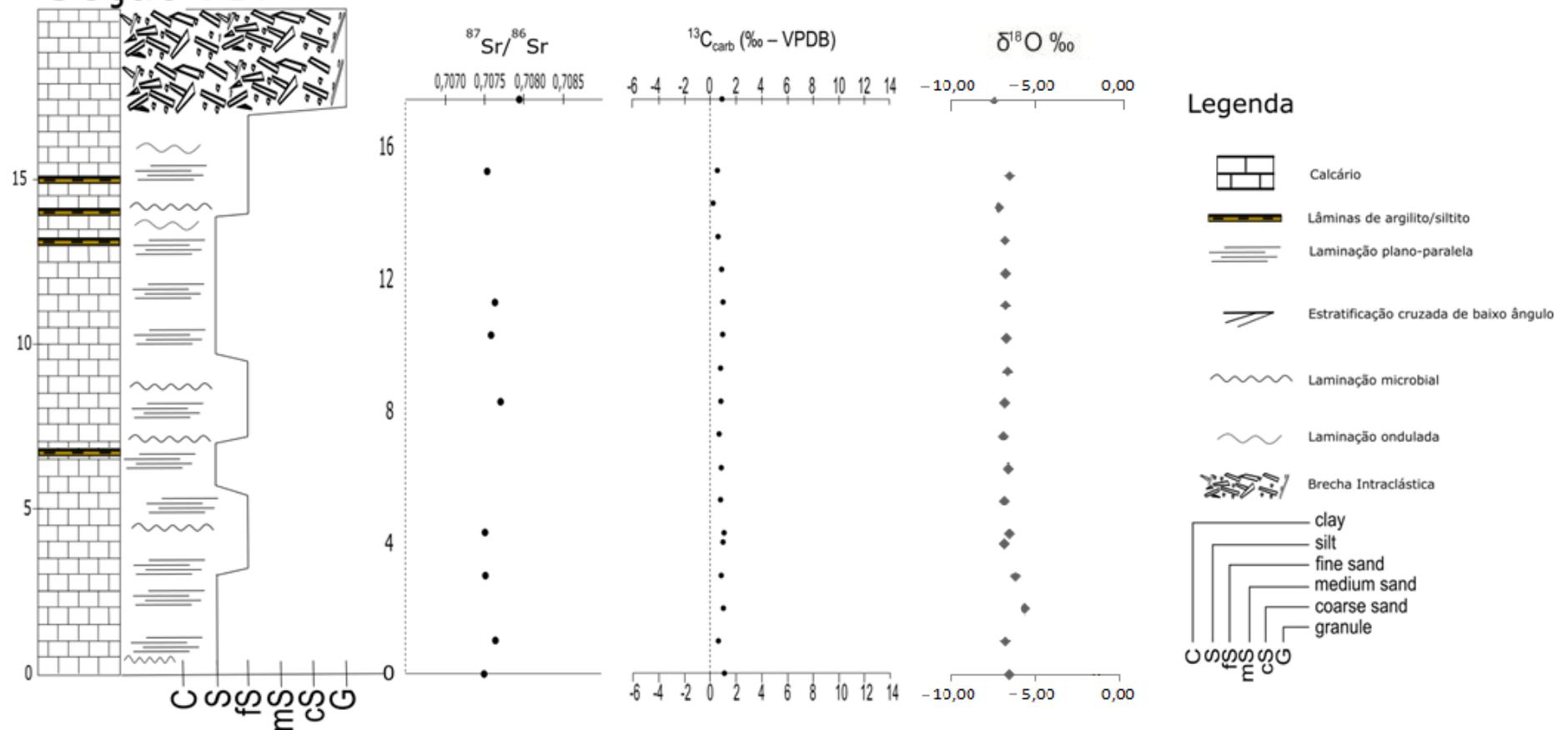


Figura 19. Coluna estratigráfica da seção PIT com correlação quimioestratigráfica de isótopos de C e Sr.

## 5.2.2 Seção Pedreira Terracon (PT)

Os dados isotópicos de C, O e Sr da seção Pedreira Terracon estão representados na Tabela 2. Os valores isotópicos de O da seção são negativos, com o  $\delta^{18}\text{O}$  variando entre -3,67 a -6,41 ‰. Não é possível observar uma tendência de decréscimo ou aumento nas razões que se mantém relativamente constante ao redor de -5 ‰.

Os dados isotópicos de C obtidos para a seção PT também são positivos. Entretanto, apresenta valores  $\delta^{13}\text{C}$  consideravelmente maiores que os da seção PIT, entre 11,17 a 13,58 ‰. Apesar de não apresentar nenhuma tendência estratigráfica geral é possível observar que há uma ciclicidade do  $\delta^{13}\text{C}$  na seção (Figura 20).

As razões isotópicas de Sr estão entre 0,7074 a 0,7080, o que é uma variação significativa pra medida. Há uma intercalação entre valores mais e menos radiogênicos na estratigrafia. A coluna quimioestratigráfica da seção PT é apresentada na Figura 20.

Tabela 2. Dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras da seção geológica PT.

Seção PT							
Amostra	Altura (m)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)	Rb (ppm)	Sr (ppm)
18-PT-01	0	-6.25	12.45				2196
18-PT-02	1	-5.60	12.5				1593
18-PT-03	2	-6.30	11.75				1366
18-PT-04	3	-5.59	11.99				639
18-PT-05	4	-5.94	11.88	0.708019	0.000018	<LD	577
18-PT-06	5	-5.89	13.58	0.707495	0.000020	16	2613
18-PT-07	6	-4.52	12.94				1095
18-PT-08	7.3	-5.66	11.17				1385
18-PT-09	8.4	-5.89	12.24				717
18-PT-10	9.4	-5.24	12.46	0.707856	0.000016	4	574
18-PT-11	10.4	-5.71	11.9	0.707461	0.000019	12	2015
18-PT-12	11.4	-5.66	12.26				915
18-PT-13	12.4	-4.86	12.52				829
18-PT-14	13.4	-4.99	12.35				750
18-PT-15	14.4	-5.11	12.85				923
18-PT-16	15.4	-4.69	12.96				1409
18-PT-17	16.4	-5.71	11.92				767
18-PT-18	17.4	-6.41	12.08				862
18-PT-19	18.4	-6.09	12.37				1208
18-PT-20	19.4	-5.18	12.33	0.707903	0.000017	6	803
18-PT-21	20.4	-3.67	12.41				971
18-PT-22	21.4	-5.56	11.52				965
18-PT-23	22.4	-5.60	11.8				1438
18-PT-24	23.4	-5.43	12.1	0.707523	0.000018	<LD	1575
18-PT-25	24.4	-4.58	12.15				962
18-PT-26	25.4	-4.84	12.22				952

Nota: Altura 0 m representa base estratigráfica da seção; <LD = abaixo do limite de detecção.

## Seção PT

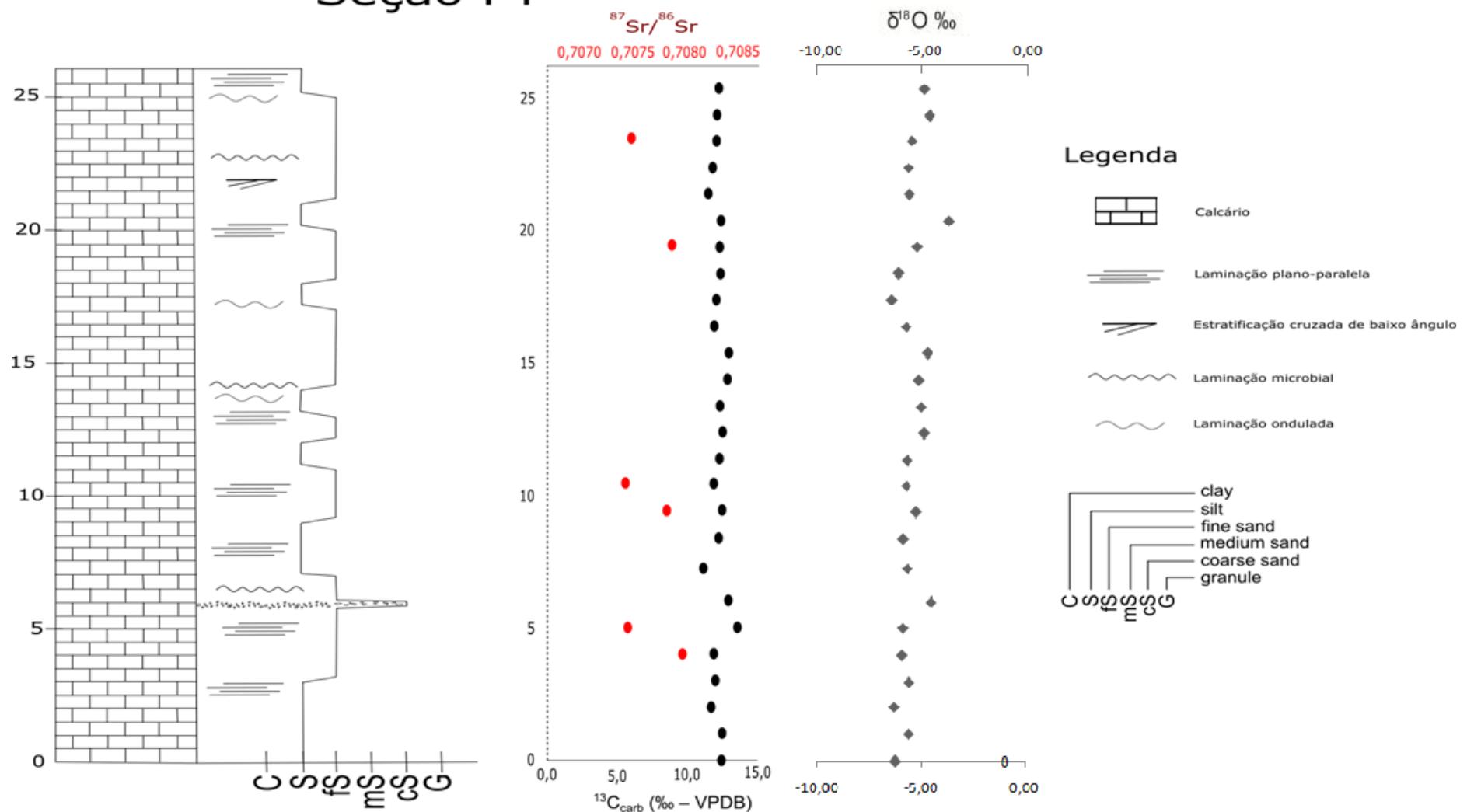


Figura 20. Coluna estratigráfica da seção PT com correlação quimioestratigráfica de isótopos de C e Sr.

## 6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 6.1. Alterações pós-deposicionais

Segundo Jacobsen e Kaufman (1999) a correlação entre os dados isotópicos de C e O podem indicar tendências diagenética ou primária dos resultados (Figura 9). Ao relacionar os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  através de um gráfico de dispersão a correlação positiva é indicativa de diagênese. Entretanto, para cada uma das seções podemos verificar através do  $r$  (coeficiente de correlação linear) resultante que não há correlação entre os dados isotópicos. A ausência de correlação sugere que os dados isotópicos de C são representativos do ambiente marinho para ambas seções (Figura 21).

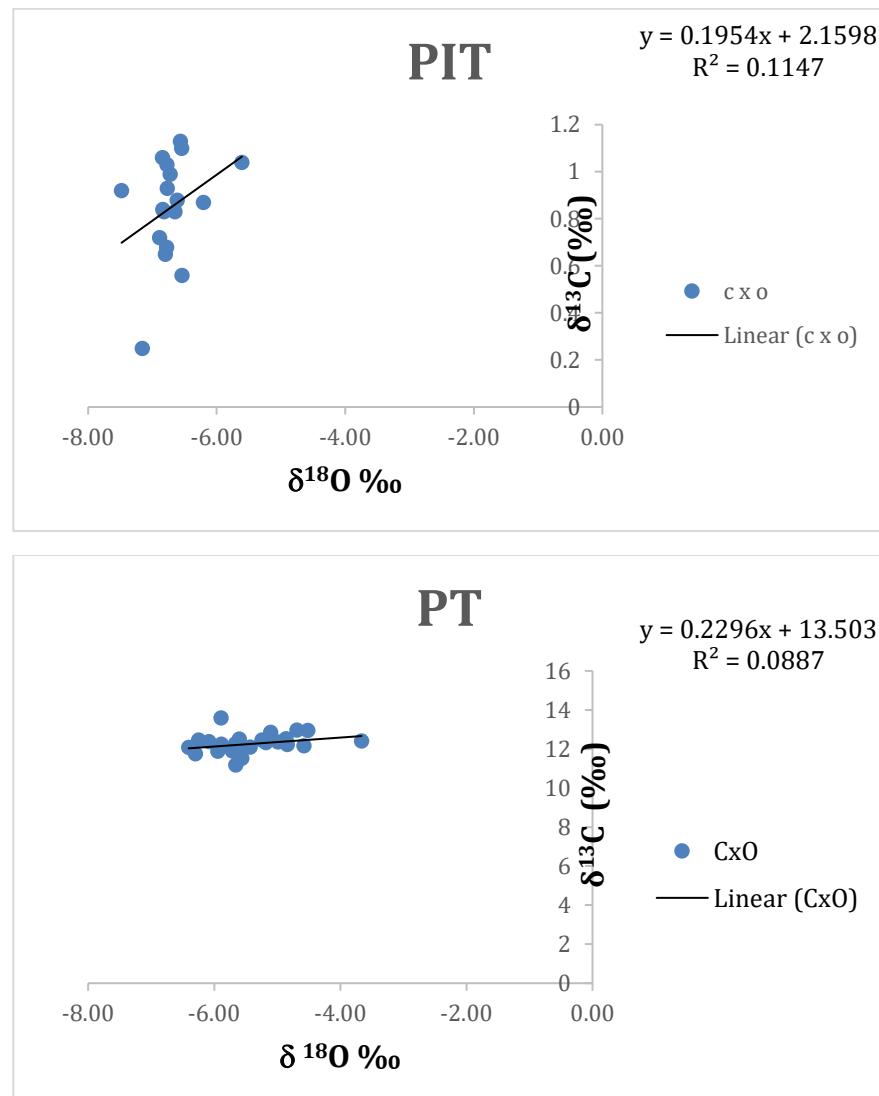


Figura 21. Gráfico de dispersão entre os dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos para a seção PIT e PT.

A correlação entre as razões isotópicas e os teores de Sr são importantes por indicarem processos pós-deposicionais (Jacobsen e Kaufman, 1999)(Figura 9). Para garantir maior confiabilidade as análises isotópicas de Sr é indicado que as amostras tenham um teor de Sr acima de 300 ppm, os altos teores de Sr da seção são, portanto, adequados as análises. A combinação entre padrões de baixos teores de Sr e altas razões isotópicas em uma mesma seção podem indicar que a razão isotópica é resultado de uma interação pós-deposicional, que lixívia e substituí o Sr enquanto enriquece a composição isotópica em  $^{87}\text{Sr}$ , radiogênico (Palmer e Edmond, 1989; Banner et al., 2004; Jacobsen e Kaufman, 1999).

A seção PIT não apresentou um padrão diagenético de alteração nas razões isotópicas. Apesar das razões menos radiogênicas serem as mais enriquecidas em Sr e as mais radiogênicas apresentarem menores teores de Sr, a seção possui diversas amostras com as mesmas razões isotópicas mais diferentes teores de Sr (ppm) (Figura 22). Em geral, as amostras desta seção possuem razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7075 e 0,7077 com teores variando entre 900 e 3000 ppm. Essas razões foram consideradas como representativas da razão original do carbonato. Contudo, pode-se afirmar que amostra mais radiogênica, com razão 0,7079 e com menor teor de Sr, reflete uma razão pós-deposicional. Visto que, o valor da razão isotópica e de teor de Sr desta amostra destoam das demais amostras da seção. Além de que, esta amostra pertence a fácies da Brecha intraclástica (F3) que é mais suscetível a percolação de fluidos e alterações durante os processos diagenéticos.

A seção PT apresenta duas correlações distinta entre os dados (Figura 22). As amostras com os maiores teores de Sr apresentam valores menos radiogênicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em torno de 0,7075 com um padrão primário. Enquanto os valores mais radiogênicos apresentam as menores concentrações de Sr, indicando possível lixiviação deste por processos pós-deposicionais.

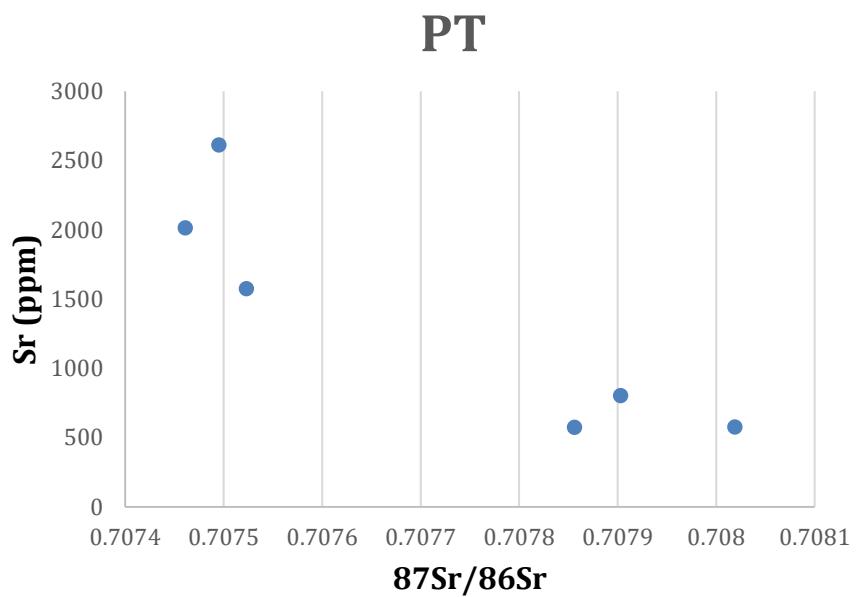
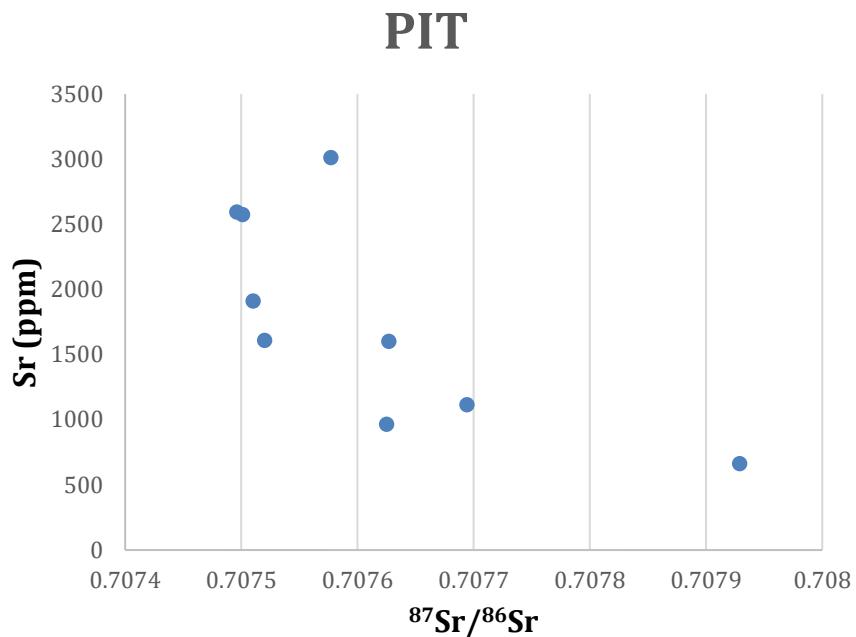


Figura 22. Gráfico de dispersão mostrando a relação entre os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e teores de Sr em ppm obtidos nas amostras das seções PIT (Gráfico A) e PT (Gráfico B)

## 6.2. Quimioestratigrafia isotópica

A correlação dos dados estratigráficos coletados em campo e petrográficos obtidos com auxílio da lupa, permitiu a elaboração das colunas estratigráficas das seções PIT e PT. Os dados quimioestratigráficos de C, O e Sr obtidos foram plotados

nestas colunas (Figura 19 e 20). A análise quimioestratigráfica dessas seções pode ser feita com base na literatura e revisões bibliográficas, correlacionando essas seções com outras do Grupo Bambuí. Os dados petrográficos permitiram confirmar as unidades mapeadas na localização das seções PIT e PT, membro inferior da Formação Sete Lagoas e Formação Lagoa do Jacaré, respectivamente. Também foi possível correlacioná-las aos intervalos quimioestratigráficos definidos para as unidades inferiores do Grupo Bambuí por Paula Santos et al, 2017 (Figura 4).

A Seção PIT, registra um raseamento em direção ao topo, entretanto é possível observar ciclos transgressivo-regressivos de maior ordem ao longo da seção, indicando um ambiente com ampla variação da espessura da lâmina da água. Esta variação é evidenciada pela intercalação entre calcissiltito, pelitos, calcarenito fino e camadas de brechas intraclásticas, que indicam variação entre processos deposicionais associados a ambientes de baixa energia e maior energia que retrabalham essas rochas e aumentam o aporte de siliciclásticos. O momento de maior energia formam as brechas intraclásticas presentes no topo da seção. Este tipo de associação é coerente com as condições de rampa externa inclinada proposta em literatura para da Formação Sete Lagoas e para a seção na mesma região (Iglesias e Uhlein, 2009; Reis, 2013) e correspondem ao final do primeiro megaciclo transgressivo da Formação Sete Lagoas, ou seja, topo do membro inferior desta formação (Vieira et al, 2007).

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos na PIT são negativos, entre -5,61 e -7,16 ‰, e podem indicar baixas taxas de evaporação durante a deposição. Os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  tem ampla variação nos intervalos quimioestratigráficos do Grupo Bambuí. Entretanto, os dados desta seção estão dentro da variação encontrada nas seções que definiram o intervalo CI-2, que possuem  $\delta^{18}\text{O}$  entre -6 e -12 ‰.

Os dados isotópicos de C ( $\delta^{13}\text{C}$ ) variam de 0,25 a 1,13 ‰ na seção PIT, indicando que as razões desse isótopo não possuem ampla variação nesta seção. Esses valores de  $\delta^{13}\text{C}$  positivos e próximos a 0 ‰ sugerem interação da bacia com o reservatório do oceano global (que em relação ao padrão medido representa o 0 ‰, atualmente). Estes valores registrados na seção PIT, próximos a 0 ‰, coincidem com o padrão encontrado nas seções que definem o intervalo CI-2, permitindo a correlação entre a seção PIT e o intervalo CI-2 (Figura 4).

As razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais representativas do ambiente marinho da seção PIT estão entre 0,7075 e 0,7077. Estas razões estão um pouco abaixo do esperado para o oceano no limite Ediacarano-Cambriano e do esperado para este

intervalo CI-2. De acordo com Paula-Santos et al. (2017), razões isotópicas de Sr em torno de 0,7082 seriam esperadas para este intervalo. Esses valores abaixo do esperado para CI-2, intervalo de conexão com o reservatório marinho global e outras bacias gondwânicas, sugerem que o início da restrição da bacia pode ter se iniciado antes do proposto por Paula-Santos et al. (2017), visto que este intervalo precede o estágio de restrição da bacia (CI-3). Fica, então, em aberto a hipótese de que a restrição tenha influenciado primeiramente o registro da razão isotópica do Sr, e posteriormente causado o incremento nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ . Considerando que o Sr se trata de um proxy tectono-climático, é provável que a restrição tenha sido causada por mudança na configuração geotectônica da bacia. De acordo com Paula-Santos et al. (2017), a amalgamação do Gondwana Ocidental fez com que a Bacia do SF ficasse situada no centro deste continente, rodeada pelos orógenos marginais, alterando o regime de intemperismo químico nas áreas fontes. Além disso, a continentalização da bacia também pode ter provocado climas mais áridos, também contribuindo para esta mudança de regime. Ambos os processos resultam em decréscimo das razões isotópicas de Sr, que teria ocorrido antes do limite CI-2/CI-3 pelos dados deste trabalho. Estas possíveis mudanças climáticas e tectônicas podem ter criado as condições para a posterior mudança biogeoquímica registrada na excursão positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  no CI-3. Ou seja, é possível que enquanto o inicio da restrição já influenciava as razões isotópicas de Sr a bacia ainda não permitia as condições biogeoquímicas necessárias para a mudança no padrão de  $\delta^{13}\text{C}$ . Portanto, os dados petrográficos e de Sr e C da seção PIT permitem relacioná-la com o intervalo químioestratigráfico CI-2 das unidades inferiores do Grupo Bambuí (Figura 4).

A seção PT (Figura 20) apresenta uma intercalação entre calcários grosseiros (calcarenitos) e calcários mais finos (calcissiltito,) e escassez de material terrígeno na fração argila. É possível observar estruturas de laminação plano-paralela, marcas onduladas, laminação microbial frequente, estratificação cruzada de baixo ângulo (Figura 17) e hummockys. Também ocorrem peloides, intraclastos e oóides (Figura 18). A seção PT possui maior influência de material detritíco que a PIT em toda seção. A litologia bem como a presença de estruturas de retrabalhamento indicam deposição por fluxo oscilatório/ tração e decantação e sugerem um ambiente de rampa intermediária e depósitos gravitacionais carbonáticos de fundo de bacia, o que permite enquadrar a seção PT litologicamente pertencente à Formação Lagoa do Jacaré (Reis, 2013; Vieira et al., 2007; Martins e Lemos, 2007).

Os dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  para a seção PT variam entre 11,17 e 13,58 ‰, mostrando valores positivos, compatíveis com alta atividade biológica, fato que pode ser observado pela abundância de laminações microbiais e matéria orgânica presente na seção. Esses valores também permitem correlação com o intervalo CI-3, estágio de restrição da bacia (Paula-Santos et al., 2017). As razões isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  para a seção PT foram negativos, variando entre -3,67 a -6,41 per mil. Essas razões, apesar de variarem bastante na bacia, podem ser correlacionados com os valores encontrados nas seções que definiram o CI-3, entre -3 e -10 per mil (Paula Santos et al., 2017).

As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da seção PT variam entre 0,7075 e 0,7080. Diferente da seção anterior esses valores variam ao longo da estratigrafia da seção e as razões acima de 0,7078 podem estar refletindo composições diagenéticas. Ou seja, os valores isotópicos de Sr mais representativos do ambiente de deposição da seção PT estão em torno de 0,7075 (Figura 23). Estes valores estão abaixo do esperado para o oceano no limite Ediacarano-Cambriano e podem ser comparadas ao intervalo químicoestratigráfico CI-3 da Bacia do São Francisco (Figura 4). Este intervalo químicoestratigráfico é o menos radiogênico, em geral apresenta  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ao redor de 0,7075 e corresponde a uma fase restrita da bacia em relação ao oceano global (Paula Santos et al., 2017).

## 7. CONCLUSÕES

A químicoestratigrafia isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  é importante para a datação relativa e correlação de sucessões carbonáticas neoproterozoicas. A deposição do Grupo Bambuí tem sido estudada em relação a intervalos químicoestratigráficos e ao limite Ediacarano-Cambriano. As seções pertencentes ao grupo Bambuí estudadas neste trabalho contribuíram para a resolução destes intervalos químicoestratigráficos.

Na seção PIT a litologia é correspondente ao membro inferior da Formação Sete Lagoas, parte mais basal deste grupo, e ao intervalo químicoestratigráfico CI-2 proposto por Paula Santos et al., 2017. Essa correlação é evidenciada principalmente pelos dados sedimentares e isotópicos de C ( $\delta^{13}\text{C}$  entre 0,25 a 1,13 ‰). Entretanto, as razões isotópicas de Sr na seção, entre 0,7075-0,7079, são mais baixas que as esperadas para esse intervalo, sugerindo que o processo de restrição da bacia se iniciou antes do proposto na literatura e pode ter afetado inicialmente as razões isotópicas de Sr e posteriormente as de C.

A seção PT está estratigraficamente acima da PIT e possui litologia corresponde a Formação Lagoa do jacaré. Os dados quimioestratigráficos,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,7075- 0,7079 e  $\delta^{13}\text{C}$  entre 11,17 e 13,58 ‰, permitem correlacionar a seção PT com o intervalo CI-3( Figura 4).

## Referências Bibliográficas

- Amaral, G. e Kawashita, K., 1967. Determinações da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb-Sr. XXI Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, Anais, pp. 214–217.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C., Whittington, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research* 149, 43- 63.
- Alkmim, F. F., & Martins-Neto, M. A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127–139.
- Almeida, F.F.M, 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 7(4), 349-364,
- Babinski, M., Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., 2007. Direct dating of SeteLagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova* 19, 401–406.
- Banner, J. L. (2004). Radiogenic isotopes: Systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 65(3–4), 141–194. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00086-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00086-2)
- Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, H. F., & Otto, J. B. (1982). Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10(10), 516–519. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<516:VOSSTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<516:VOSSTP>2.0.CO;2)
- Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevensson, R., Dias, T.G., Uhlein, G.J., 2012. Marinoan glaciation in east Central Brazil. *Precambrian Research* 200-203, 38-58.
- Caxito, F. de A., Uhlein, A., & Dantas, E. L. (2014). The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960Ma) within the Riacho do

Pontal fold belt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 12–27.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.12.012>

Cordani, U.G. Crustal Evolution of the South American Plattaform. In: Cordani,U.G.et al. (Ed.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. 856p., p.19-40.

Corfield R.M., 1994. Paleocene oceans and climate: An isotopic perspective. *Earth Science Review*, n.37, 225-252.

Campos-Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana. An approach to Brasilano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geology Congress, Rio de Janeiro, 335-365.

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

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

Dunham, R. J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Textures. In W. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks--A Symposium* (pp. 108–121). AAPG. <https://doi.org/10.1306/M1357>

Grabau, A.W., 1904 in Flügel, E. 2010. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Berlin, Springer.

Grotzinger, J.P., Waters, W.A., Knoll, A.H., 2000. Calcified metazoans in thrombolite-stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. *Paleobiology* 26(3), 334-359.

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 (3-4): 103- 129.

Halverson, G.P., Benjamin P. Wade, Matthew T. Hurtgen, Karin M. Barovich, 2010. Neoproterozoicchemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182(4), 337- 350.

Halverson, G. P., Hoffman, P. F., Schrag, D. P., Maloof, A. C., & Rice, A. H. N. (2005)Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, 117(9), 1181-1207.

- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science* 281, 1342-1346.
- Iglesias, M., & Uhlein, A. (2009). Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozoicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2), 256–266.
- Iyer, S.S., Babinski, M., Krouse, H.L., Chemale, F., 1995. Highly  $^{13}\text{C}$  enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research* 73, 271-282.
- Jacobsen, S.B. e Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology* 161, 37-57.
- Kaufman, A.J.; Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic compositional of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73(1-4), 27-49.
- Kennedy, M.J., 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotope geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation,  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentology Research* 66, 1050-1064.
- Kirschvink, J.L., 1992. Late Proterozoic low latitude glaciations: the snowball Earth. In: Schopf J.W. e Klein C, (eds.) *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 51- 52.
- Martins, M., & Lemos, V.B., 2007. Análise estratigráfica das sequências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 37 (4 Suplemento), 56 e 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*, 141–142, 343–370. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00082-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00082-3)
- MoraesFilho, J.C.R. (Org.). Coribe, folha SD.23-X-C-V: Estado da Bahia. Brasília: CPRM, 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Noce, C. M., Teixeira, W., Quéméneur, J. J. G., Martins, V. T. S., & Bolzachini, É. (2000). Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São

- Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3), 225–239.
- Nutman, A. P., & Cordani, U. G. (1993). SHRIMP UPb zircon geochronology of Archaean granitoids from the Contendas-Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 63(3–4), 179–188. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90032-W](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90032-W)
- Palmer, M.R. e Edmond, J.M., 1989. The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 92, 11-26.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I., Pedrosa-Soares, A.C., 2015. New evidence for an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco Craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *GondwanaResearch* 28(2), 702-720.
- 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. *GondwanaResearch*, 42, 280-305.
- Paula-Santos, G.M., 2017. Químioestratigrafia isotópica (C, O, Sr, Li, Mg) e proveniência sedimentar (U-Pb, Hf, Sm-Nd) do Grupo Bambuí no sul da Bacia do São Francisco. Tese de doutorado pela Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, SBG, p. 265-285.
- 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. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 345–357.
- Reis, C., 2013. Sistemas deposicionais e estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí na região de Santa Maria da Vitória, BA. Dissertação de mestrado pela Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Robert L. Folk. (1959). Practical Petrographic Classification of Limestones. *AAPG Bulletin*, 43(1).
- Rodrigues, J.B., 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – um estudo de zircões detriticos e Idades Modelo Sm-Nd.

Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 128 p.

Thomaz-Filho, A., Lima, V.Q., 1981. Datação radiométrica de rochas pelíticas pelo método Rb-Sr. Boletim técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro 24 (2), 109-119.

Trindade, R. I. F., D'Agrella-Filho, M. S., Epof, I., & Brito Neves, B. B. (2006). Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1–2), 361–377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.039>

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

Veizer, J., Compston, W., Clauer, N., Schidlowski, M., 1983.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Late Proterozoic carbonates: Evidence for a mantle event at 900 Ma ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 295-302.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Brukschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\square^{13}\text{C}$  and  $\square^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, 59-88.

Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., Nogueira, A.C.R., Ader, M., 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus - Geoscience*, 339(3–4), 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 (5), 391-394.