

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, O, Sr) DE CARBONATOS  
NEOPROTEROZOICOS DA BACIA DOS PARECIS, CRÁTON AMAZÔNICO**

**Ingrid Souto Maia Lamoso**

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

Dissertação apresentada ao Programa de  
Geoquímica e Geotectônica do Instituto de  
Geociências para obtenção do título de  
Mestre em Ciências

Área de Concentração: Geotectônica

SÃO PAULO

2023

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

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

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

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

SOUTO MAIA LAMOSO, INGRID

Químioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de carbonatos neoproterozoicos da Bacia dos Parecis, Cráton Amazônico / INGRID SOUTO MAIA LAMOSO; orientadora Marly Babinski. -- São Paulo, 2023.  
65 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2023.

1. Neoproterozoico. 2. Químioestratigrafia isotópica. 3. Isótopos de C e O. 4. Isótopos de Sr. 5. Cráton Amazônico. I. Babinski, Marly, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Quimioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de carbonatos  
neoproterozoicos da Bacia dos Parecis, Cráton Amazônico**

**INGRID SOUTO MAIA LAMOSO**

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

Dissertação de Mestrado

**Nº 898**

COMISSÃO JULGADORA

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

Dr. Carlos José de Alvarenga

Dr. Claudio Gaucher

SÃO PAULO  
2023

## AGRADECIMENTOS

À minha família por ter me apoiado ao longo destes anos, não só de pós-graduação, mas de vida: obrigada por, apesar da (grande) distância física, estarem sempre presentes em pensamento, em atitudes e de todas as demais formas possíveis. Agradeço em especial aos meus pais, Malena e Carlos, à minha avó, Edna (que não está mais fisicamente entre nós, mas que sempre fará parte de mim), ao meu avô, Marcelino, à minha irmã, Duda e aos meus tios (praticamente irmãos) e grandes inspirações, Mércia e Magnum. Eu amo vocês e vocês foram essenciais ao longo desses anos. Muito obrigada pelo apoio, pelo companheirismo, pelo suporte, pela compreensão, pela motivação, pelo zelo e por esse amor gigantesco. Vocês são o meu lar.

À Marly, pela excelente orientação, paciência e por todos os ensinamentos. Agradeço por sempre ter sido tão atenciosa, presente, disposta e interessada. Muito obrigada por todas as instruções de altíssimo nível e pelas correções tão detalhadas e criteriosas. Você é uma enorme inspiração como mulher e pesquisadora!

Aos integrantes do grupo de pesquisa: Serginho e Gustavo. É incrível aprender tanto com vocês. Obrigada pelas críticas construtivas, correções, sugestões, discussões, ensinamentos e por terem me ensinado tanto sobre a elaboração de artigos e sobre quimioestratigrafia isotópica. Agradeço também à Caro, por todo o suporte, dedicação e disponibilidade em ajudar.

Agradeço à Petrobrás/ ANP, por ter fornecido o material do poço estratigráfico 2ANP 006 MT e por ter financiado esta pesquisa, através do projeto n° 2017/00274-4.

Aos meus amigos da Geo, que compartilham o dia a dia comigo desde a graduação: Porks, Mac, Maria, Alê, Kiwi, Ronaldo e Murta e, em especial, um muito obrigada ao Carlos, que sempre esteve muito presente e disponível e muito me ajudou pacientemente com inúmeras questões. Ter a amizade de vocês todos é um privilégio gigantesco. Sou muito grata pela troca genuína e pela relação tão sólida que temos!

À Rafa, minha companheira de vida, que acompanhou o dia a dia e o desenvolvimento desse trabalho de perto. Obrigada pela parceria, motivação e compreensão. Obrigada por ter compartilhado de cada momento feliz ou de cada desafio comigo. Eu amo você.

Aos meus amigos de fora da USP: Marley, Peo, Nalva, Najara, Marcos Yuti, Leozão, Bibi, Alê Blasques e Didi. Vocês, talvez mesmo sem saber, me incentivaram muito a dar o meu melhor nesses anos e tornaram tudo mais leve. Agradeço muito pela amizade de vocês, onde sempre encontrei segurança, amor e conforto.

Finalmente, quero agradecer a todos que fizeram parte da minha vida nesses últimos anos tão desafiadores. Cada pessoa foi fundamental no meu desenvolvimento como ser humano. Obrigada por partilharem o caminho comigo.

## RESUMO

A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica que cobre uma área de aproximadamente 350.000 km<sup>2</sup> na porção sul-sudeste do Cráton Amazônico. A deposição desta bacia se iniciou durante um evento extensional após a quebra do supercontinente Rodinia (~1,0– 0,75 Ga), de forma que suas unidades estratigráficas depositadas no Neoproterozoico compreendem rochas siliciclásticas e carbonáticas que potencialmente registram intensas mudanças paleoambientais, como as relacionadas às glaciações Sturtiana (~717-660 Ma), Marinoana (~657-635 Ma) e Gaskierana (~580 Ma). No entanto, a Bacia dos Parecis ainda é pouco estudada e carece de dados quimioestratigráficos. Foram selecionadas 240 amostras compostas por fragmentos de testemunhos, amostras laterais e amostras de calha de rochas carbonáticas do poço estratigráfico 2ANP 0006 MT. Neste estudo é apresentada a geoquímica elementar por fluorescência de raios X e os dados isotópicos de C, O e Sr de amostras selecionadas. Os resultados mostram duas excursões negativas de valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , aqui correlacionadas com os períodos estabelecidos após as glaciações Sturtiana e Marinoana, registradas respectivamente nas unidades carbonáticas Salto Magessi e Mirassol d'Oeste. Ambas as excursões negativas foram seguidas por incursões positivas dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e, em relação à Formação Mirassol d'Oeste, a tendência de aumento dos valores estende-se por toda a Formação Guia subjacente. Na base da seção, o carbonato Salto Magessi apresenta razões isotópicas de Sr não radiogênicas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,70655 a 0,70776) que sugerem a ocorrência de deposição carbonática interglacial criogeniana (pós-glaciação Sturtiana) no Cráton Amazônico. Em direção ao topo da seção, observa-se a Formação Mirassol d'Oeste, na qual a excursão negativa dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  está associada a razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  radiogênicas (até ~ 0,7186), possivelmente relacionadas à entrada de grande quantidade de influxo continental proveniente da intensa erosão gerada pela deglaciação Marinoana. A Formação Nobres, sobreposta à Formação Guia, exhibe minerais primários de sulfato (gipsita e anidrita) e composições isotopicamente pesadas de oxigênio que apontam para um ambiente evaporítico e suportam a interpretação de um cenário de intemperismo oxidativo acentuado durante o início e o meio do Ediacarano. Finalmente, ocorrem diamictitos relacionados à Formação Serra Azul subjacentes à Formação Nobres, os quais estão associados ao evento Gaskierano no Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai Norte. Portanto, os resultados obtidos são consistentes com os dados publicados para a Faixa Paraguai Norte e o poço 2ANP 0006 MT provavelmente é um dos poucos registros dos três maiores eventos glaciais do Neoproterozoico, representando uma seção promissora para futuros estudos de reconstruções quimioestratigráficas e paleoambientais associadas às grandes mudanças climáticas durante esta Era.

## ABSTRACT

The Parecis Basin is an intracratonic basin that covers an area of 350,000 km<sup>2</sup> at the south-southeast portion of the Amazonian craton. Its initial deposition started during an extensional event following the breakup of the supercontinent Rodinia (~1.0– 0.75 Ga), with the Neoproterozoic stratigraphic units comprising siliciclastic and carbonate rocks that potentially record the intense paleoenvironmental changes, such as those related to Sturtian (~717–660 Ma), Marinoan (~657–635 Ma) and Gaskiers (~580 Ma) glaciations. However, the Parecis Basin still lacks geological studies and chemostratigraphic data. For this research there were selected 240 samples composed of drill core fragments, cuttings and sidewall of carbonate rocks retrieved from the stratigraphic well 2ANP 0006 MT. This work presents X-ray fluorescence geochemistry, C, O and Sr isotope data from selected carbonate rock samples. The results show two negative excursions of  $\delta^{13}\text{C}$  values, here correlated to post-Sturtian and Marinoan glaciations, recorded in the Salto Magessi and Mirassol d'Oeste carbonate units. Both negative excursions were followed by incursions of  $\delta^{13}\text{C}$  positive values and, in relation to the Mirassol d'Oeste Formation, the values increasing trend extends across the overlying Guia Formation. At the base of the section, Salto Magessi carbonate presents non-radiogenic Sr isotopic ratios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from 0.70655 to 0.70776) which suggest the presence of the Cryogenian interglacial carbonate deposition in the Amazonian Craton. Towards the top of the section, the negative excursion of  $\delta^{13}\text{C}$  values from Mirassol d'Oeste is associated with radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios (up to ~0.7186), possibly related to the input of a large amount of continental influx from the intense erosion generated by the Marinoan deglaciation. Upwards, the Nobres Formation displays primary sulphate minerals (gypsum and anhydrite) and isotopically heavy oxygen compositions which point to an evaporative environment and support the scenario of enhanced oxidative weathering during early to middle Ediacaran. Finally, diamictites related to the Serra Azul Formation overlie the Nobres Formation and are associated with the Gaskiers event. Therefore, our results are consistent with data acquired in the northern Paraguay Belt and the 2ANP 0006 MT well probably is one of the few records of the three major glacial events from the Neoproterozoic in the South America, representing a promising section for further studies concerning chemostratigraphic and paleoenvironmental reconstructions associated with major climate changes that took place in the Neoproterozoic Era.

# SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>ii</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>iv</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>v</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>vii</b>
<b>LISTA DE APÊNDICES.....</b>	<b>viii</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>9</b>
1.1. Introdução ao Tema .....	9
1.2. Objetivos .....	11
1.3. Localização da Área de Estudo.....	12
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: Químioestratigrafia Isotópica.....</b>	<b>13</b>
2.1. Isótopos de Carbono .....	14
2.2. Isótopos de Oxigênio .....	19
2.3. Isótopos de Estrôncio.....	20
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>24</b>
3.1. Preparação das Amostras de Calha, Testemunhos e Laterais .....	24
3.2. Análises Geoquímicas por FRX .....	25
3.3. Análises Isotópicas de C e O .....	26
3.4. Análises Isotópicas de Sr .....	26
<b>4. A RECORD OF THE SNOWBALL EARTH EVENTS? THE PARECIS BASIN MAY ENCOMPASS THREE MAJOR NEOPROTEROZOIC GLACIATIONS ON THE AMAZONIAN CRATON (ARTIGO A SER SUBMETIDO AO <i>JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES</i>).....</b>	<b>28</b>
<b>5. CONCLUSÕES.....</b>	<b>60</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>62</b>



## LISTA DE FIGURAS

### CAPÍTULOS 1, 2 E 3

- Figura 1. Mapa de localização da área de estudo e principais vias de acesso. Fonte do mapa: “National Geographic World Map”, base de dados do ArcMap (Esri). A localização do poço 2ANP 0006 MT foi fornecida pela Petrobras S.A..... 12
- Figura 2. Ilustração esquemática do ciclo do carbono na superfície moderna (pré-industrial) e valores médios de  $\delta^{13}\text{C}$  com base no padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) para os principais reservatórios (Newton & Bottrell, 2007). ..... 17
- Figura 3. Evolução da composição isotópica de carbono nos oceanos durante o Neoproterozoico e início do Cambriano (extraído de Halverson et al., 2010)..... 18
- Figura 4. Ilustração esquemática do fracionamento isotópico do oxigênio no ciclo da água (Siegenthaler, 1979) Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  expressos com base no padrão SMOW..... 20
- Figura 5. Ciclo geoquímico moderno do Sr. Estão indicadas as diferentes fontes, juntamente com as respectivas composições isotópicas e fluxos de aporte para os oceanos (em unidades de moles de Sr por ano). Extraído de Banner (2004). ..... 22
- Figura 6. Curva de calibração de tendência das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do oceano global neoproterozoico (Zaky et al., 2019) ..... 23
- Figura 7. A) Amostras dispostas em recipientes de alumínio para secagem em estufa. B) Material quarteado, antes da triagem litológica para catação de fragmentos de carbonato. .... 25

### CAPÍTULO 4

- Figure 1. Location of Parecis Basin with indication of the Rondônia, Juruena and Alto Xingu sub-basins. Geologic detail of the southern portion of the Parecis Basin and northern limit of Paraguay Belt. Geological map source: CPRM (2004), 1:1,000,000..... 33
- Figure 2. Lithostratigraphic column of the central portion of the Parecis Basin (Juruena Sub-basin) (Extracted from Loureiro et al., 2017)..... 34
- Figure 3. A) Basal contact between Salto Magessi Carbonate and the basement (yellow line). B) Salto Magessi Carbonate layer, with parallel beddings. C) Calcilutite from Mirassol d’Oeste Formation with truncated (yellow line) and irregular lamination. D) Dolomudstone from Mirassol d’Oeste Formation with irregular horizontal to sub-horizontal lamination. E) Dolomudstone from Mirassol d’Oeste Formation with structures similar to domes (yellow line). F) Limestones from Guia Formation with irregular microbial laminations and organic levels. G) Dolorudite from Nobres Formation with organic levels and gypsum and anhydrite occurrence. H) Calcilutite from Nobres Formation with parallel lamination. I) Calcilutite from Nobres Formation with truncated (yellow lines) and microbial laminations. J) Level with high concentration of gypsum and anhydrite nodules in the Nobres Formation. .... 38
- Figure 4. Stratigraphic section of the well 02ANP 0006 MT with carbon and oxygen isotopic data obtained in cuttings, core and sidewall samples. The basement and Bauxi, Puga and Serra Azul formations, unlike the others lithostratigraphic units, are represented based only on the schematic profile of the well, supplied

by Petrobras. Also, the well stratigraphy was fully extracted from the composite well profile provided by Petrobras S.A.....	40
Figure 5. The 2ANP 0006 MT stratigraphic section with strontium isotope profile and strontium elementary concentrations (ppm) obtained in core and cuttings samples. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7100$ were suppressed from the profile to better visualize the variation of most Sr/Sr ratios. The basement and Bauxi, Puga and Serra Azul formations, unlike the others lithostratigraphic units, are represented based only on the well schematic profile supplied by Petrobras. Also, the well stratigraphy was fully extracted from the composite well profile provided by Petrobras S.A.....	42
Figure 6. $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram for analysis of the influence of diagenetic fluids on isotopic signatures. Nb = Nobres Formation; Gu = Guia Formation; MO = Mirassol d'Oeste Formation; Sm = Salto Magessi carbonate. ....	44
Figure 7. Diagrams of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios versus Sr concentrations (ppm), Fe/Sr ratios and Mn/Sr ratios, for the lithostratigraphic units of interest. Nb = Nobres Formation, Gu = Guia Formation, MO= Mirassol d'Oeste Formation and SM = Salto Magessi Carbonate.....	45
Figure 8. Diagram Sr/Ca versus Mn (%) showing diagenetic trend. Samples from the Nobres Formation (Nb), Guia Formation (Gu), Salto Magessi Carbonate (SM) and part of the samples from the Mirassol d'Oeste Formation (MO) fall into the field of primary composition or initial diagenetic alteration. ....	46
Figure 9. Strontium isotopic composition obtained in Neoproterozoic carbonate samples from 02ANP 0006 MT stratigraphic well and comparison with the seawater average trend line evolution (black dashed line) and natural fluctuation band (solid lines) of 1Ma intervals of measurements of the Neoproterozoic (Zaky et al., 2019). SM = Salto Magessi cap carbonate, MO = Mirassol d'Oeste Formation; Gu = Guia Formation; Nb = Nobres Formation.....	49
Figure 10. Carbon isotope composition obtained in Neoproterozoic carbonate samples from 02ANP 0006 MT stratigraphic well and comparison with the Neoproterozoic seawater average $\delta^{13}\text{C}$ composition (Halverson et al., 2005). SM = Salto Magessi cap carbonate, MO = Mirassol d'Oeste Formation; Gu = Guia Formation; Nb = Nobres Formation. ....	50

## LISTA DE APÊNDICES

APÊNDICE A – Principais resultados da geoquímica por fluorescência de raios-x dos carbonatos neoproterozoicos.

APÊNDICE B – Composições isotópicas de estrôncio, principais razões geoquímicas obtidas e representação gráfica do coeficiente entre o teor de Sr e as razões Sr/Ca.

APÊNDICE C – Dados isotópicos de carbono e oxigênio.

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. Introdução ao Tema

A Era Neoproterozoica foi marcada por extremas variações climáticas, as quais estão fortemente relacionadas e culminam com a Explosão de Vida Cambriana, caracterizada por uma intensa diversificação e radiação de organismos complexos. As evidências das variações climáticas que precedem tamanho salto evolutivo são registradas sobretudo em rochas sedimentares – dada a escassez do registro fóssil pré-cambriano – e indicam importantes alterações geoquímicas nos oceanos Neoproterozoicos (e.g. Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag, 2002). Estas rochas têm sido utilizadas como importante ferramenta para reconstruções paleoambientais, paleoceanográficas e de correlação de seções espalhadas pelo mundo, a partir da aplicação de diversos métodos, entre os quais, destaca-se a quimioestratigrafia isotópica com as acentuadas excursões de carbono (e.g. Knoll et al., 1986; Halverson et al., 2005) e estrôncio (e.g. Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2005).

Entre os registros sedimentares neoproterozoicos, destaca-se a importância dos “carbonatos de capa”, que consistem em sucessões carbonáticas estratigraficamente sobrepostas a depósitos (comumente diamictitos) glaciais (Kennedy, 1996; Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag, 2002). Esses carbonatos registram evidências sob a forma de assinaturas isotópicas anômalas e, assim, constituem um instrumento para reconhecimento dos eventos climáticos extremos e das mudanças na composição química dos oceanos pré-cambrianos (Knoll et al., 1986; Knoll, 1991; Kaufman et al., 1991, 1995).

Para explicar tais eventos no Neoproterozoico, uma das hipóteses de maior visibilidade é o *Snowball Earth*, a qual foi inicialmente definida por Kirschvink (1992) com base em dados paleomagnéticos, aprimorada por Hoffman et al. (1998) a partir em isótopos de carbono e sugere a existência de glaciações de extensão global, alternadas com períodos de efeito estufa e abrangendo baixas latitudes. Nesse modelo, as glaciações globais teriam isolado os oceanos da atmosfera, gerando uma inibição de organismos fotossintetizantes – principais agentes responsáveis pelo fracionamento isotópico do carbono nos oceanos – e um consequente acúmulo de  $^{12}\text{C}$  nestes ambientes. Com o recuo das geleiras e com os efeitos da transgressão marinha, os carbonatos de capa, depositados imediatamente após os períodos glaciais, registrariam as anomalias isotópicas de carbono representadas por valores de  $\delta^{13}\text{C}$  negativos.

Já as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  registradas em carbonatos da transição Ediacarano/ Cambriano são radiogênicas ( $\sim 0,7090$ ; e.g. Zaky et al., 2019), o que pode ser atribuído, entre outros processos, ao incremento nas taxas de erosão continental (e.g. Jacobsen & Kaufman, 1999). Estas razões

podem ser usadas para calibração temporal relativa das curvas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$ , desde que obtidas em amostras cujas assinaturas isotópicas representem valores primários e a bacia estudada tenha sido quimicamente homogeneizada junto ao oceano global (e.g., Halverson et al., 2007; Zaky et al., 2019), ou seja, que não represente um cenário isolado ou restrito, em que condições locais ou regionais predominariam sobre aquelas globais (e.g. Paula-Santos et al., 2017). Com base em evidências quimioestratigráficas integradas de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , Melezhik et al. (2001) sugerem a ocorrência de três eventos glaciais de caráter global no Neoproterozoico, os quais foram posteriormente agrupados por Halverson et al. (2005) em três períodos: Sturtiano ( $717.4 \pm 0.1$  Ma a  $660.98 \pm 0.74$  Ma; Rooney et al., 2014, 2020), Marinoano ( $657.17 \pm 0.78$  Ma a  $635.21 \pm 0.59$  Ma; Prave et al., 2016; Rooney et al., 2020) e Gaskiers ( $579.63 \pm 0.15$  a  $579.88 \pm 0.44$  Ma; Pu et al., 2016).

Essas sucessões carbonáticas podem ser encontradas no Brasil sobre os crátons Amazônico e São Francisco e também nas faixas móveis que os margeiam. Na presente dissertação foram realizados estudos quimioestratigráficos das rochas carbonáticas neoproterozoicas da Bacia dos Parecis, que recobre a porção sul do Cráton Amazônico. Esta bacia teve sua estratigrafia estabelecida com base em afloramentos da Faixa Paraguai Norte (Alvarenga et al., 2009), os quais posteriormente foram correlacionados aos poços estratigráficos Salto Magessi (2SM 0001 MT) e Fazenda Itamarati (2FI 0001 MT), perfurados respectivamente em 1993 e 1995, nas porções sul e sudoeste da sub-bacia do Juruena.

As unidades neoproterozoicas da Bacia dos Parecis compreendem rochas siliciclásticas e carbonáticas. No entanto, há uma carência de dados quimioestratigráficos adquiridos diretamente nessas rochas, uma vez que a maioria dos dados isotópicos de C, O e Sr disponíveis na literatura para as unidades neoproterozoicas foram obtidos em rochas de afloramentos da Faixa do Paraguai Norte (e.g., Nogueira et al., 2003, 2007; Alvarenga et al., 2004, 2008; Font et al., 2006; Figueiredo et al., 2008) e posteriormente correlacionados à sub-bacia do Juruena. Dados isotópicos obtidos diretamente na Bacia dos Parecis se restringem àqueles de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  apresentados e brevemente discutidos por Della Giustina et al. (2005), a partir de amostras do poço 2SM 0001 MT, em que foram identificados carbonatos correlatos aos do Grupo Araras e da Formação Serra Azul da Faixa Paraguai Norte, os quais registrariam, respectivamente, as glaciações Marinoana e Gaskierana.

Para preencher essa lacuna, são aqui apresentados novos dados isotópicos de C, O e Sr obtidos em rochas carbonáticas do poço estratigráfico 2ANP 006 MT, perfurado no âmbito do projeto Petrobras/ANP n° 2017/00274-4 de caráter exploratório na Bacia dos Parecis, que registra continuamente a estratigrafia da região central da Bacia dos Parecis. Foram

identificados dois possíveis períodos interglaciais registrados em carbonatos neoproterozoicos de Salto Magessi e do Grupo Araras. Além disso, apesar da ausência de carbonato de capa, foram descritos neste poço diamictitos associados ao evento Gaskierano, relacionado à Formação Serra Azul no Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai Norte. Desta forma, os dados obtidos são comparáveis aos de outras seções criogenianas e ediacaranas em diferentes localidades, de modo que a Bacia dos Parecis pode ser uma das poucas bacias do mundo que registram três eventos glaciais relacionados ao *Snowball Earth*.

## 1.2. Objetivos

Este projeto visou avaliar a química dos oceanos neoproterozoicos, por meio da avaliação de dados detalhados de quimioestratigrafia isotópica (C, O e Sr) e geoquímica elementar em rochas carbonáticas do poço estratigráfico 2ANP 0006 MT, localizado na porção centro-sul da Bacia dos Parecis, sendo os principais objetivos:

- i. Ampliar o banco de dados isotópicos de C, O e Sr de alta resolução para as rochas carbonáticas das unidades neoproterozoicas da Bacia dos Parecis;
- ii. Contribuir para o entendimento do registro geoquímico e isotópico nos carbonatos estudados; e
- iii. Identificar possíveis eventos que tenham atuado sobre as rochas carbonáticas da Bacia dos Parecis, a partir de variações na química dos oceanos neoproterozoicos (períodos Criogeniano e Ediacarano);

A contextualização regional e metodológica, bem como os resultados e as discussões são apresentados no formato de artigo científico em inglês, a ser submetido para publicação no *Journal of South American Earth Sciences*.

Esta dissertação, portanto, compreende um dos requisitos exigidos para a obtenção do título de Mestre em Ciências do programa de Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc - USP) e engloba o tratamento de dados laboratoriais de geoquímica elementar e isotópica, as discussões e interpretações decorrentes dos resultados, para alcançar os objetivos propostos.

### 1.3. Localização da Área de Estudo

A área de estudo está situada na sub-bacia de Juruena, porção centro-sul da Bacia dos Parecis, no sul-sudeste da Cráton Amazônico, estado do Mato Grosso. A seção estudada compreende amostras laterais, de testemunho e de calha do poço estratigráfico 2ANP 0006 MT, fornecidas pela Petrobras S.A.. O poço foi perfurado entre outubro de 2015 e março de 2016 e possui aproximadamente 4,5 km de profundidade. Está situado no cruzamento entre as rodovias MT-249 e MT-010, cerca de 50 km a oeste do município de Nova Mutum e 50 km a sudeste do município de São José do Rio Claro (Figura 1).

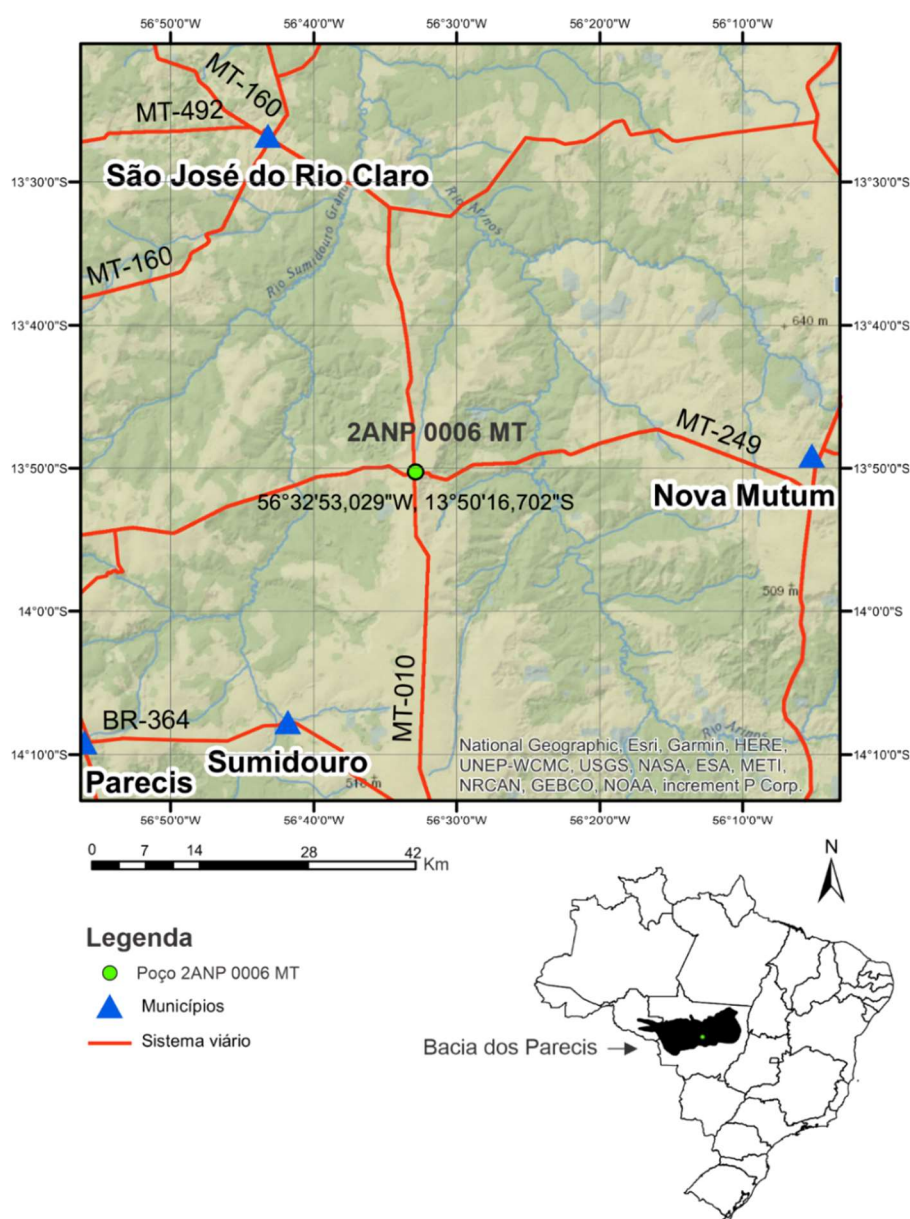


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo e principais vias de acesso. Fonte do mapa: “National Geographic World Map”, base de dados do ArcMap (Esri). A localização do poço 2ANP 0006 MT foi fornecida pela Petrobras S.A..

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA

A quimioestratigrafia ou estratigrafia química é o estudo das variações das composições geoquímicas e isotópicas de rochas sedimentares (Halverson et al., 2010). Os resultados obtidos podem ser aplicados na reconstrução paleoambiental e na determinação da configuração tectônica de bacias sedimentares, por indicarem a química do oceano ou as condições ambientais presentes no momento ou pouco tempo após a deposição dos sedimentos analisados. Podem também ser aplicados para datação indireta ou para estabelecimento de correlações regionais ou globais (Halverson et al., 2010).

A quimioestratigrafia de rochas carbonáticas de origem marinha é de particular importância nos estudos de sequências pré-cambrianas, em que o escasso registro fóssil dificulta o detalhamento bioestratigráfico das sequências sedimentares de interesse (Knoll & Walter 1992; Kaufman et al. 1997; Halverson et al. 2005). Por conta disso, a quimioestratigrafia pode ser utilizada na correlação intra e interbacia de seções sedimentares espalhadas pelo planeta. Os isótopos de C, O e Sr são tradicionalmente empregados em estudos quimioestratigráficos, sobretudo em sucessões carbonáticas do Neoproterozoico, para investigar mudanças na composição geoquímica e isotópica dos oceanos antigos (e.g. Veizer & Hoefs, 1976; Halverson et al., 2010; Zaky et al., 2019) que, em conjunto com a avaliação temporal e espacial, refletem mudanças climáticas e tectônicas importantes para o entendimento da evolução das dinâmicas interna e externa da Terra.

A eficácia da aplicação da quimioestratigrafia isotópica, bem como sua correta interpretação, depende do entendimento dos ambientes deposicionais, dos mecanismos de fracionamento isotópico e da identificação de possíveis processos de alteração pós-deposicional que tenham atuado sobre as rochas e modificado seu registro isotópico (Melezhik et al., 2001). De acordo com Banner & Hanson (1990), durante a interação de fluidos meteóricos com rochas carbonáticas em eventos de diagênese ou metamorfismo, pode ocorrer a substituição de Ca e Sr por Mn e Fe na estrutura dos carbonatos. Estes processos gerariam, portanto, o incremento das razões Mn/Sr e Fe/Sr, além de razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais radiogênicas e uma diminuição dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (Veizer et al., 1983; Banner & Hanson, 1990; Halverson et al., 2007; Derry, 2010). Assim, a identificação de possíveis alterações pós-deposicionais pode ser feita por meio da utilização de parâmetros convencionais da geoquímica elementar, amplamente discutidos na literatura.

Entretanto, observa-se uma falta de uniformidade na escolha tanto das razões geoquímicas quanto dos valores adotados para cada razão pelos diversos autores. Por exemplo,

Veizer et al. (1983) utilizam apenas a razão  $Mn/Sr < 2$  como parâmetro para avaliar a presença de alterações pós-deposicionais. Já Fölling & Frimmel (2002) consideram que uma amostra preserva a composição isotópica de Sr original da água marinha no momento da sua deposição caso apresente razões  $Rb/Sr < 0,001$ ,  $Mn/Sr < 0,5$ ,  $Fe/Sr < 3$  e  $Sr/Ca > 0,001$ , enquanto Derry et al. (1992) utilizam  $Mn/Sr < 1$  e  $Rb/Sr < 0,002$  e Kaufman et al. (1993) sugerem o uso dos parâmetros  $Mn/Sr < 1,5$  e  $Rb/Sr < 0,0005$ . Halverson et al. (2007) utilizam diagramas de dispersão  $^{87}Sr/^{86}Sr$  vs. a concentração de Sr para avaliar a existência de amostras alteradas. Desta forma, os menores teores de Sr ( $< 300$  ppm) estariam relacionados a amostras que não guardam o registro isotópico original e as amostras com maiores concentrações de Sr seriam as menos alteradas. Para a identificação de valores de  $\delta^{13}C$  não alterados, Fölling & Frimmel (2002) utilizam como critério as razões  $Mn/Sr < 10$ ,  $Fe/Sr < 50$  e valores de  $\delta^{18}O > -10$  ‰ (VPDB). Além disso, a existência de correlação entre os valores de  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{18}O$  considerando amostras de uma mesma sucessão estratigráfica, sugeriria uma sobreposição das composições isotópicas de carbono por ação diagenética (Derry, 2010).

Portanto, o número limitado de amostras de unidades estratigráficas e configurações geológicas específicas resultam em valores de corte muito discrepantes adotados pelos diferentes autores, o que significa que esses resultados podem não ser adequados para todas as sucessões carbonáticas neoproterozoicas depositadas em condições ambientais diversas. Assim, os valores de corte e as tendências potenciais de alteração utilizados neste estudo foram definidos considerando a variabilidade da bacia local, com base no conjunto de dados geoquímicos aqui adquiridos e na avaliação de coerência destes ao longo da estratigrafia da seção estudada, a fim de evitar o uso indevido de valores pré-estabelecidos e genéricos, conforme sugerido por Paula-Santos et al. (2017).

## 2.1. Isótopos de Carbono

O carbono, elemento amplamente distribuído na natureza, é parte constituinte da matéria orgânica que compõe todos os seres vivos. Este elemento encontra-se em grande abundância nos continentes, oceanos e atmosfera, em estados de oxidação que variam de -IV (carbono orgânico e  $CH_4$ ) até +IV (carbono inorgânico:  $CO_2$ ,  $H_2CO_3$ ,  $HCO_3^-$  e  $CO_3^{2-}$ ) (Newton & Bottrell, 2007) e possui dois isótopos estáveis de massa 12 e 13, com abundâncias relativas de 98,89% e 1,11%, respectivamente, os quais são fracionadas durante as trocas que ocorrem no ciclo global do carbono.



O ciclo global do carbono (Figura 2) envolve a transferência de átomos de carbono entre os diversos reservatórios da superfície terrestre (e.g. oceano, atmosfera, biomassa terrestre, solo e hidratos de metano), os quais também se conectam com reservatórios geológicos que, por sua vez, predominam em termos de massa de carbono e englobam o carbono tanto na forma orgânica (e.g. querogênio e combustíveis fósseis) quanto na inorgânica (e.g. carbonatos). A interação entre os reservatórios geológicos e da superfície terrestre controla a composição isotópica de carbono de cada reservatório, por meio de mecanismos de fracionamento e reações específicos, e se dá, por exemplo, através da deposição de carbonatos, do soterramento da matéria orgânica, do soerguimento de rochas que serão expostas ao intemperismo e da entrada de CO<sub>2</sub> na atmosfera, proveniente do vulcanismo e do metamorfismo (Newton & Bottrell, 2007).

Em estudos de rochas carbonáticas, a composição isotópica de carbono é apresentada por meio do parâmetro  $\delta^{13}\text{C}$ , o qual envolve a medida da razão entre os isótopos estáveis <sup>13</sup>C e <sup>12</sup>C e a comparação com a composição isotópica do padrão de referência V-PDB (*Vienna Pee Dee Belemnites*), obtida a partir dos fósseis de belemnites da Formação Pee Dee nos Estados Unidos. O valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de uma amostra de carbonato é expresso em partes por mil (‰) e pode ser calculado com base na Equação 1 a seguir:

$$\delta^{13}\text{C} = \left\{ \left[ \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{amostra}} - \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}} \right] / \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}} \right\} \times 1000 \quad (\text{Equação 1})$$

Os principais processos superficiais responsáveis pela determinação da composição isotópica dos oceanos e, conseqüentemente, das rochas carbonáticas depositadas nestes, são: (i) a fotossíntese; e (ii) o equilíbrio entre CO<sub>2</sub> atmosférico e o carbono inorgânico dissolvido (DIC) presente nos oceanos (Newton & Bottrell, 2007).

No ambiente marinho, a fotossíntese é o principal mecanismo biológico responsável pelo fracionamento isotópico do carbono, que fixa preferencialmente o <sup>12</sup>C na matéria orgânica para sintetização da glicose, provocando o conseqüente enriquecimento relativo do meio (fase líquida) em <sup>13</sup>C. Assim, os valores  $\delta^{13}\text{C}$  são bastante positivos na água do mar quando há intensa atividade fotossintética no ambiente marinho. Se a atividade biológica é nula ou muito baixa (como em eventos glaciais), a água do mar tenderá a apresentar valores de  $\delta^{13}\text{C}$  negativos, assim como os carbonatos precipitados neste meio (Newton & Bottrell, 2007; Falkowski, 2012; Figura 2). Esta relação torna atrativo o uso do sistema isotópico de C para estudos em sucessões carbonáticas, uma vez que o registro isotópico pode coincidir com níveis bioestratigráficos de

interesse que estejam relacionados a perturbações no ciclo global do carbono (Ripperdan, 2001).

Já o fracionamento isotópico de carbono entre o DIC dos oceanos e a atmosfera é controlada pelo intercâmbio de CO<sub>2</sub> entre estes reservatórios. Embora existam efeitos cinéticos envolvidos, a troca ocorre em ambas as direções, de modo que a intensidade do fracionamento isotópico é próxima ao equilíbrio entre o bicarbonato na água superficial do oceano ( $\delta^{13}\text{C} \sim +1,5\text{‰}$ ) e o CO<sub>2</sub> atmosférico ( $\delta^{13}\text{C} \sim -7,8 \text{‰}$ ) (Newton & Bottrell, 2007; Figura 2). Adicionalmente, o DIC nos oceanos é utilizado pelos produtores primários na síntese de matéria orgânica a partir da reação de fotossíntese (Newton & Bottrell, 2007). A biomassa gerada por este processo, quando chega aos sedimentos de fundo, é consumida em sua maioria pelos processos de degradação, produzindo conseqüentemente CO<sub>2</sub> (oxidação) e CH<sub>4</sub> (redução) (Wallmann & Aloisi, 2012). O DIC pode também ser transferido para reservatórios sedimentares por precipitação de CaCO<sub>3</sub> e conseqüente formação de calcários (Newton & Bottrell, 2007). Entretanto, a precipitação de CaCO<sub>3</sub> do DIC marinho exerce baixa influência em relação ao fracionamento dos isótopos de carbono, de modo que os calcários e o DIC marinho registram aproximadamente a mesma assinatura (e.g. Veizer & Hoefs, 1976).

Além dos mecanismos supracitados, a ocorrência de altos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  nos oceanos pode ter sua origem associada a diversas fontes e a variados mecanismos, sendo alguns dos mais comuns: (i) o rápido soterramento da matéria orgânica, empobrecida em <sup>13</sup>C (Knoll et al., 1986); (ii) a exposição e o conseqüente intemperismo de plataformas carbonáticas em regime de regressão marinha (Shields et al., 2002; Pokrovsky et al., 2011), gerando maior aporte de íons bicarbonato e mantendo um grande reservatório de DIC na bacia, que algumas espécies de cianobactéria utilizariam como fonte para desenvolver altas taxas de fotossíntese (Miller & Colman, 1980; Prins & Elzenga, 1989); (iii) influência do CO<sub>2</sub> derivado da metanogênese, gerado a partir da fermentação do acetato e redução direta do CO<sub>2</sub> (Whithicar et al., 1986); (iv) aumento da evaporação em ambiente deposicional marinho raso, próximo à costa, e temporariamente restrito (Frimmel, 2010); v) redução de sulfato acompanhada por geração de sulfeto em condições anaeróbicas, resultando em enriquecimento de <sup>13</sup>C no bicarbonato presente na água intersticial (Claypool & Kaplan, 1974; Pierre, 1989); e vi) menor produção e distribuição de carbonato autigênico (Schrag et al., 2013, 2014). Já os mecanismos que promovem o aporte de <sup>12</sup>C no oceano e, conseqüentemente, uma redução da concentração relativa de <sup>13</sup>C (o que está associado a menores valores de  $\delta^{13}\text{C}$ ), incluem, por exemplo, a rápida oxidação da matéria orgânica (Melezhik et al., 2005; Pokrovsky et al., 2006; Zhu et al., 2007), o influxo de água fluviais e subterrâneas enriquecidas em matéria orgânica terrestre (Knauth &

Kennedy, 2009), a desestabilização de hidratos de metano (Jiang et al., 2003) e a redução da bioprodutividade fotossintética (Newton & Bottrell, 2007; Falkowski, 2012).

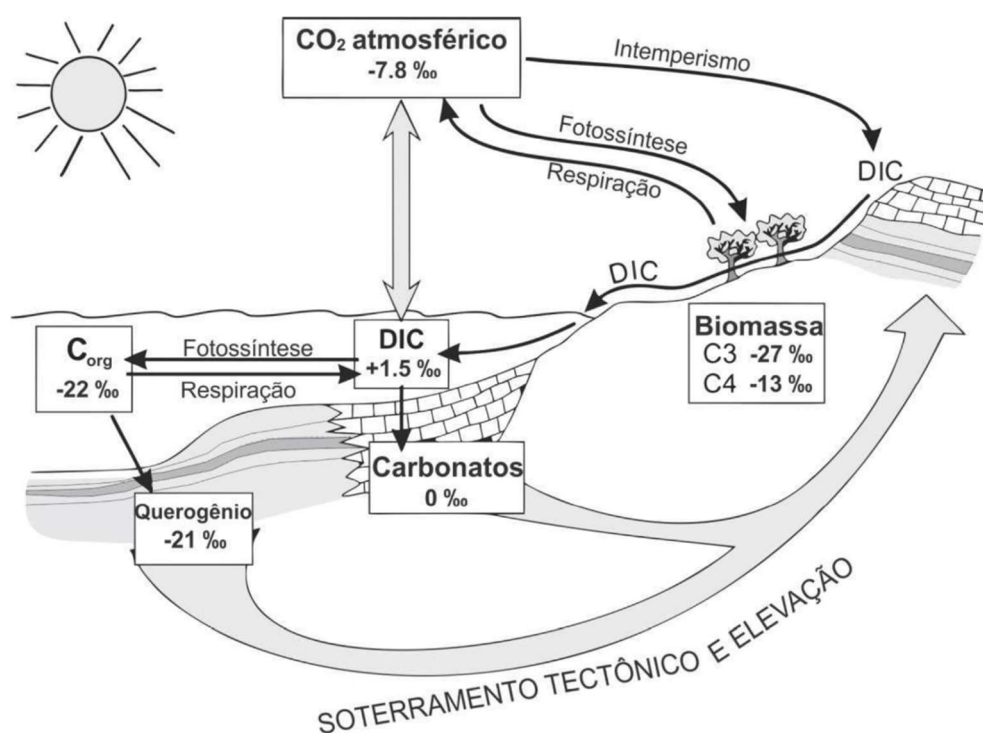


Figura 2. Ilustração esquemática do ciclo do carbono na superfície moderna (pré-industrial) e valores médios de  $\delta^{13}\text{C}$  com base no padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) para os principais reservatórios (Newton & Bottrell, 2007).

Curvas globais da variação temporal da assinatura isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  nos oceanos neoproterozoicos foram propostas e atualizadas por diversos autores (Kaufman e Knoll 1995; Veizer et al., 1999; Halverson et al., 2005, 2007, 2010) (Figura 3). Estas curvas representam uma relevante ferramenta de quimioestratigrafia isotópica e correlação global para sequências carbonáticas desta era, uma vez que, a partir da comparação entre dados isotópicos de rochas carbonáticas neoproterozoicas e dados das curvas de composição global dos oceanos, é possível estabelecer o posicionamento temporal de dados isotópicos de C. No entanto, o tempo de residência do C no oceano é de aproximadamente 433 anos (Frimmel, 2010) – extremamente curto quando comparado ao tempo de homogeneização dos oceanos, que é da ordem de  $10^5$  anos (Jacobsen & Kaufman, 1999) – o que traz um certo grau de imprecisão a estas correlações estratigráficas, já que as variações seculares na composição isotópica do carbono em carbonatos marinhos tornam-se suscetíveis a diversos processos locais e podem refletir alterações pós-deposicionais, em virtude da existência de processos relacionados à diagênese, metamorfismo e ainda da interação com outras fontes de C. Assim, torna-se de suma importância a realização de uma análise integrada e criteriosa dos dados, visando a identificação de potenciais alterações.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  das sucessões carbonáticas neoproterozoicas exibem grandes oscilações de magnitude, englobando desde valores muito negativos a muito positivos (Figura 3). Esta variação seria decorrente das extremas alternâncias climáticas que ocorreram nesta era, conforme proposto pela hipótese do *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998). De acordo com Hoffman et al. (1998), os oceanos teriam sido isolados da atmosfera durante os períodos glaciais, ocasionando uma drástica redução da atividade fotossintética marinha (já que o gelo estaria bloqueando a penetração de luz solar) e conseqüentemente fazendo com que as exalações vulcânicas ou hidrotermais submarinas, empobrecidas em  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C} \sim -5$  a  $-7$  ‰), se tornassem a principal fonte de C nos oceanos, o que explicaria os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados nas capas carbonáticas (em torno de  $-5$  ‰). Já os períodos pós-glaciais testemunhariam um aumento gradual dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  dentro de um intervalo temporal relativamente curto, o que pode ser, em parte, justificado pela retomada da atividade fotossintética nos oceanos. Estes processos exemplificam potenciais dinâmicas de perturbação do ciclo global do carbono que teriam ocorrido no Neoproterozoico.

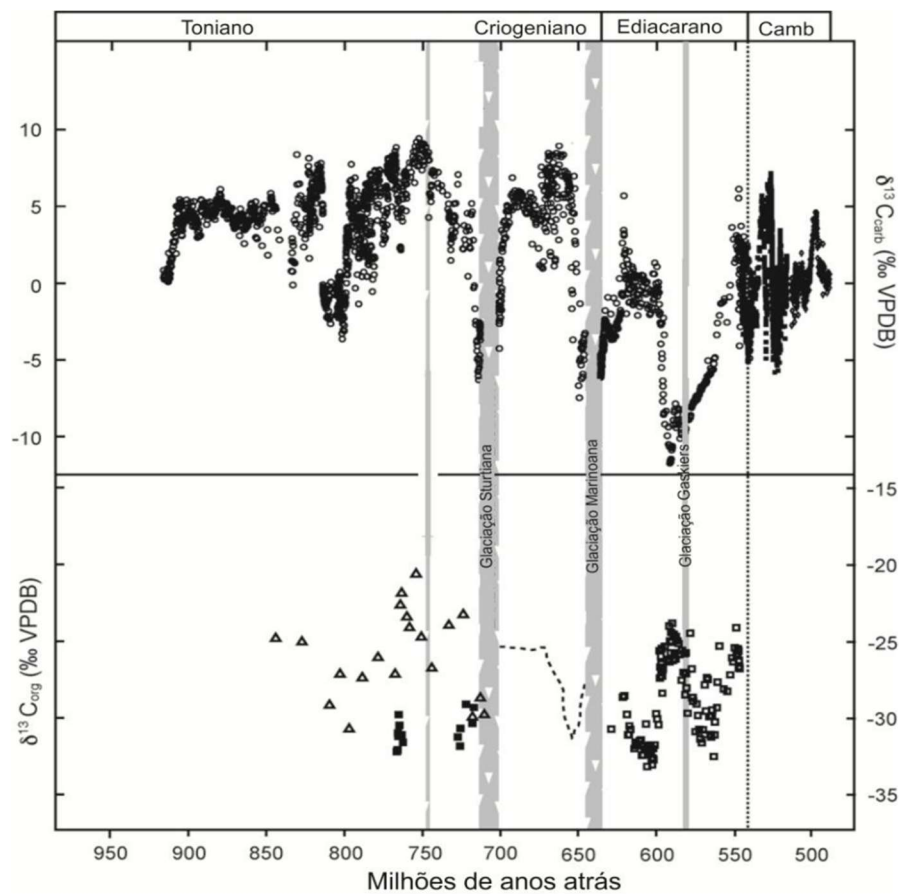


Figura 3. Evolução da composição isotópica de carbono nos oceanos durante o Neoproterozoico e início do Cambriano (extraído de Halverson et al., 2010).

Os isótopos de C constituem, portanto, uma ferramenta de correlação estratigráfica que, através da análise criteriosa das composições isotópicas, integrada a dados paleontológicos, a outros isótopos, como as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , e a informações de campo, permitem tanto correlações interbaciais quanto globais. Adicionalmente, são importantes ferramentas para reconstruções paleoambientais e tectônicas, permitindo inferências acerca de processos biogeoquímicos atuantes e mecanismos de preenchimento de bacias.

## 2.2. Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é encontrado na natureza na forma de três isótopos estáveis:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ , sendo o  $^{16}\text{O}$  o isótopo de maior abundância (99,76%). Em estudos de quimioestratigrafia isotópica a partir de rochas carbonáticas, a composição isotópica de oxigênio é apresentada por meio do parâmetro  $\delta^{18}\text{O}$ , o qual envolve a medida da razão entre os isótopos estáveis  $^{18}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$  e a comparação com o padrão de referência V-PDB, anteriormente mencionado. O valor de  $\delta^{18}\text{O}$  de uma amostra de carbonato é expresso em partes por mil (‰) e pode ser calculado com base na Equação 2 a seguir:

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left[ \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} - \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}} \right] / \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}} \right\} \times 1000 \text{ (Equação 2)}$$

Considerando o ambiente marinho, a evaporação é um dos mecanismos mais importantes de fracionamento dos isótopos de oxigênio. Neste processo, o isótopo  $^{16}\text{O}$  tende a se particionar para a fase gasosa, resultando em um enriquecimento relativo de  $^{18}\text{O}$  e, conseqüentemente, em um  $\delta^{18}\text{O}$  elevado na fase líquida (água do mar) remanescente (Figura 4; Siegenthaler, 1979). Assim, quanto maior a taxa de evaporação no ambiente marinho, mais positivos tenderão a ser os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  dos carbonatos precipitados a partir da água do mar, enquanto a respectiva fase vapor se associará a valores mais negativos de  $\delta^{18}\text{O}$ . Estas características podem auxiliar na identificação de paleoambientes evaporíticos ou restritos, que apresentam valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mais positivos.

De modo geral, fatores que interferem na taxa de evaporação, tais como variação de temperatura, salinidade, condições de restrição do corpo d'água, glaciações, entre outros, são capazes de gerar variações nas razões  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  da água do mar e, conseqüentemente, nos depósitos carbonáticos gerados a partir desta (Corfield, 1994).

Com relação às rochas carbonáticas pré-cambrianas, os isótopos de oxigênio têm sido predominantemente utilizados como indicadores de alterações pós-deposicionais (Banner &

Hanson, 1990; Kah et al., 2012). Nestas rochas, valores muito negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  indicariam alteração diagenética, cuja ocorrência poderia também modificar as razões isotópicas de C e Sr (Kaufman & Knoll, 1995). De acordo com Kaufman & Knoll (1995), carbonatos neoproterozoicos com valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -10‰ e -5‰ guardariam o registro isotópico original da água do mar na época da deposição. Já para Fölling & Frimmel (2002), carbonatos com  $\delta^{18}\text{O}$  mais positivos do que -10‰ guardariam a composição isotópica original, enquanto aqueles que possuem  $\delta^{18}\text{O}$  entre -10‰ e -14‰ seriam considerados ligeiramente alterados e aqueles com valores de  $\delta^{18}\text{O}$  inferiores a -14‰ estariam alterados. Observa-se, portanto, uma falta de uniformidade na definição dos parâmetros a serem adotados para a avaliação da presença de alteração pós-deposicional, os quais são arbitrários e podem não ser representativos para todas as rochas ou ambientes.

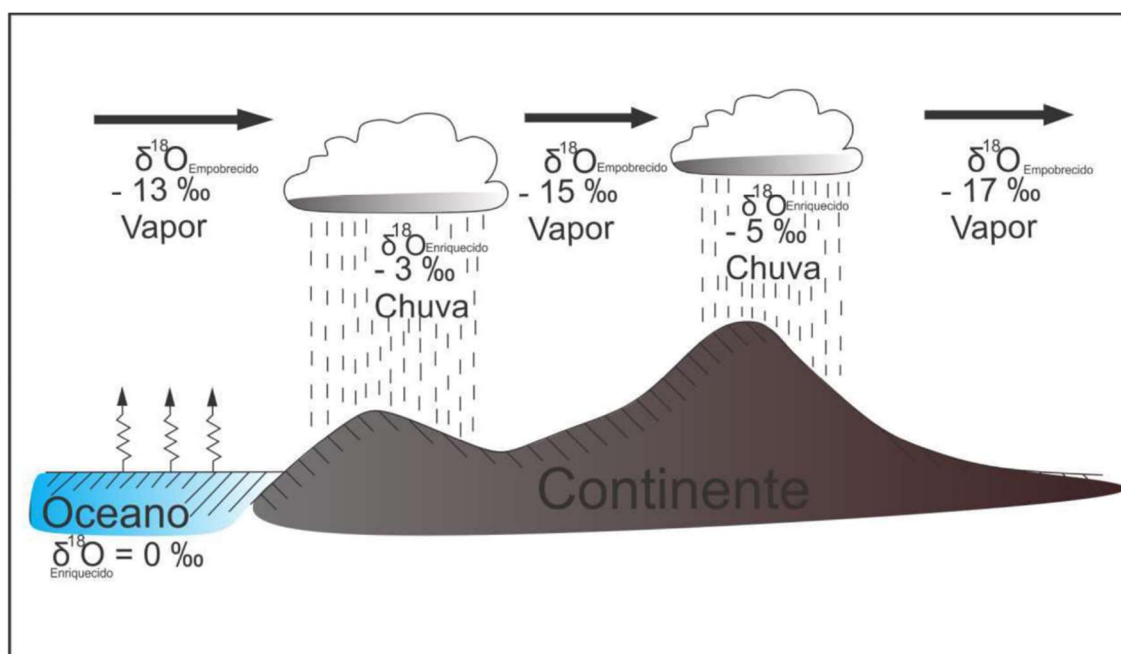


Figura 4. Ilustração esquemática do fracionamento isotópico do oxigênio no ciclo da água (Siegenthaler, 1979) Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  expressos com base no padrão SMOW.

### 2.3. Isótopos de Estrôncio

O estrôncio possui quatro isótopos naturais,  $^{84}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$  e  $^{88}\text{Sr}$ , entre os quais, apenas o  $^{87}\text{Sr}$  é radiogênico. Este isótopo tem sua abundância aumentada ao longo do tempo pelo decaimento radioativo do  $^{87}\text{Rb}$  via emissão  $\beta^-$ , mecanismo o qual foi adotado como ferramenta para datação de materiais geológicos, tanto terrestres quanto cosmogênicos (Faure & Mensing, 2005). O sistema isotópico do Sr possui diversas aplicações em estudos geológicos, tais como

o rastreamento de fontes dos constituintes dissolvidos nos ciclos sedimentares, hidrogeológicos e biogeoquímicos e a reconstrução de mudanças temporais na química da água do mar (e a aplicação dessas mudanças aos estudos de correlação estratigráfica) (Banner, 2004). Estas aplicações se tornam especialmente importantes para o Neoproterozoico, dada a escassez do registro fóssil (Knoll & Walter, 1992) e a ocorrência de significativas oscilações climáticas, tais como as glaciações globais, que se associam a variações na geoquímica dos oceanos, conforme proposto pela hipótese do *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag, 2002).

Com relação às aplicações para a quimioestratigrafia, o estrôncio é utilizado predominantemente através da medida da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , obtida a partir de carbonatos marinhos, para estudo da composição isotópica de Sr nos oceanos ao longo do tempo geológico. Isto é possível dado que o Sr é incorporado na estrutura cristalina dos carbonatos, tanto nas fases estáveis (calcita e dolomita) quanto na fase instável (aragonita) durante sua precipitação, constituindo assim um importante elemento para estudo de carbonatos (DePaolo & Ingram, 1985; Derry et al., 1992). A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  registrada nestas rochas corresponde à composição isotópica de Sr dos oceanos quando da sua precipitação e varia de acordo com a taxa de aporte e remoção deste elemento no ambiente marinho.

Os principais mecanismos responsáveis pelo influxo de Sr nos oceanos (Figura 5) são: (i) o aporte de águas fluviais que carregam Sr lixiviado, oriundo do intemperismo de rochas continentais, o qual é responsável por cerca de 75% do *input* atual; (ii) o aporte de Sr via fumarolas hidrotermais; e (iii) a dissolução de plataformas carbonáticas durante tratos de sistema de mar baixo (Palmer & Elderfield, 1985; Palmer & Edmond, 1992; Jacobsen & Kaufman, 1999; Faure & Mensing, 2005; Pokrovsky et al., 2011). A lixiviação de carbonatos e o hidrotermalismo tendem a possuir assinaturas isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  menos radiogênicas que o oceano atual, ao contrário das águas fluviais – principal fonte de aporte de Sr nos oceanos –, que tendem a possuir razões mais radiogênicas. Deste modo, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dos oceanos tendem a aumentar (Palmer & Edmond, 1992). Já a remoção de Sr dos oceanos é predominantemente controlada pela precipitação de carbonatos e, secundariamente, pela alteração da crosta oceânica.

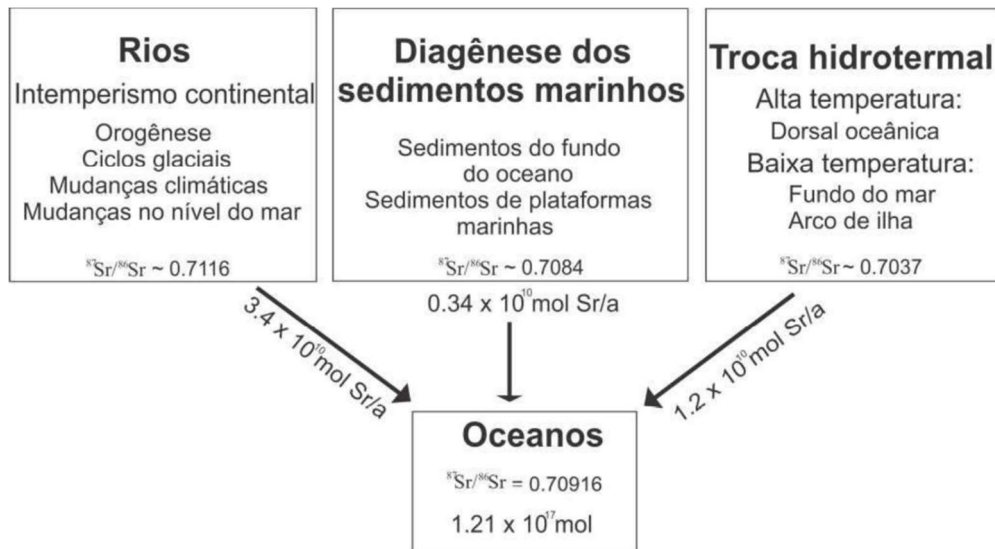


Figura 5. Ciclo geoquímico moderno do Sr. Estão indicadas as diferentes fontes, juntamente com as respectivas composições isotópicas e fluxos de aporte para os oceanos (em unidades de moles de Sr por ano). Extraído de Banner (2004).

A alta capacidade do ambiente marinho de homogeneizar sua composição química e isotópica, associado ao elevado tempo de residência do Sr nos oceanos (cerca de 2,4 Ma; Jones & Jenkyns, 2001) e ao fato de o Sr não sofrer fracionamento ao precipitar em minerais autigênicos, conferem às razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  grande confiabilidade no registro de eventos temporais ocorridos em bacias marinhas conectadas com o oceano global, bem como tornam essas razões eficientes ferramentas de correlação quimioestratigráfica entre seções carbonáticas depositadas em uma mesma bacia (Derry et al., 1992; Banner, 2004; Halverson et al., 2010). Para fazer as corretas interpretações de tais eventos e correlações, entretanto, deve-se realizar uma análise integrada dos dados, considerado também os fatores que podem ter influenciado os valores das razões isotópicas, tais como as mudanças climáticas, os processos orogênicos e as variações do nível do mar e da circulação oceânica (Banner, 2004).

A composição isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do oceano global ao longo do Neoproterozoico tem sido alvo de estudo e compilação por diversos autores, com o intuito de elaborar curvas da evolução da composição isotópica de Sr neste reservatório (e.g. Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2010; Zaky et al., 2019 - Figura 6). A partir destas curvas, utilizando-se da metodologia *blind dating* (Melezhik et al., 2001), é possível sugerir a posição temporal de seções carbonáticas, sem dados de geocronologia absoluta, depositadas em uma mesma bacia, ou em bacias oceânicas distintas, porém conectadas com o oceano global, através das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  registradas nas amostras destas seções.

Ambientes restritos, no entanto, podem comprometer uso das curvas de calibração como ferramenta de correlação interbacial ou de datação relativa, uma vez que, para que uma bacia



possua razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  semelhantes às do oceano global, deve haver uma conexão efetiva entre estes reservatórios, permitindo o estabelecimento da homogeneização isotópica (Melezhik et al., 2001; Kuznetsov et al., 2012). Caso tal conexão não exista, a bacia configura uma bacia restrita e apresentará a evolução de sua composição isotópica distinta da evolução do oceano global, ficando sujeita aos mecanismos de aporte de Sr particulares desta bacia (Figura 5), de modo que as condições paleohidrogeológicas regionais predominariam sobre aquelas globais (Paula-Santos et al., 2017). Existe, porém, um grau de incerteza associado ao delineamento das curvas e, conseqüentemente, à aplicação do *blind dating*, uma vez que as curvas globais foram calibradas segundo conjuntos amostrais limitados e específicos, com critério de seleção próprios e por vezes, foram posicionadas temporalmente razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sem idades absolutas atreladas (e.g. Melezhik et al., 2001; Kuznetsov et al., 2013). Além disso, é de grande importância que seja realizada a análise integrada dos dados e das informações disponíveis sobre a seção de estudada, uma vez que uma razão isotópica pode coincidir com mais de um ponto da curva de calibração global.

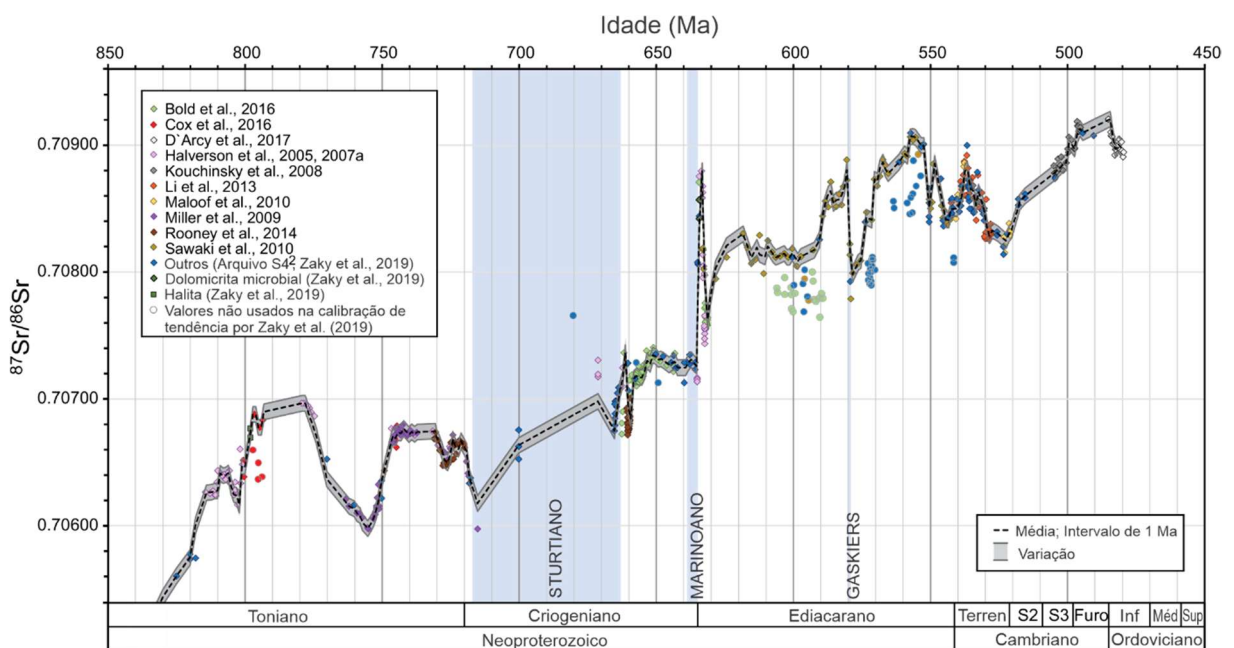


Figura 6. Curva de calibração de tendência das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do oceano global neoproterozoico (Zaky et al., 2019)

### **3. MATERIAIS E MÉTODOS**

A presente pesquisa foi desenvolvida com base nas amostras laterais, de calha e de testemunho do furo de sondagem 2ANP 0006 MT, fornecidas pela Petrobras.

A descrição e o reconhecimento dos litotipos, a partir das amostras de testemunho e das amostras laterais, foi feito com o auxílio de uma lupa binocular modelo Carl Zeiss, acoplada a um sistema de captura de imagem Zen 2 da mesma marca. Para as amostras de calha, a descrição dos litotipos foi realizada com base na triagem litológica, descrita a seguir.

A preparação dos materiais e a obtenção dos resultados através das análises laboratoriais aplicáveis, descritas a seguir, foram feitas por integrantes do grupo de pesquisa. Todas as análises isotópicas foram realizadas no Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

#### **3.1. Preparação das Amostras de Calha, Testemunhos e Laterais**

O lote de amostras enviado pela Petrobras incluiu 1465 amostras de calha, distribuídas em 65 caixas, que foram colocadas em recipientes de alumínio e secas em estufa a aproximadamente 60°C (Figura 7A). Deste total, 130 amostras, correspondentes às sequências carbonáticas, foram escolhidas para triagem litológica e análise isotópica.

Após secagem, as amostras de calha foram submetidas a três etapas de quarteamento, de modo que o volume final, homogêneo e representativo, correspondeu a 1/16 do material original (Figura 7B). Em seguida, o material quarteado foi peneirado manualmente e a seco, utilizando-se peneiras de 0,42 mm para retirar a fração granulométrica mais fina. Os fragmentos retidos (>0,42 mm) foram lavados com água filtrada para remoção do excesso de lama agregada em sua superfície.

Para completar a lavagem do material, as amostras foram colocadas em béqueres com água deionizada, em banho-ultrassom, por 5 minutos, repetindo-se o procedimento até que a água estivesse límpida, garantindo a completa remoção da lama agregada aos grãos. As amostras foram secas em estufa a 60 °C. Concluída a secagem, cada amostra passou à etapa de triagem litológica. Nesta, o material foi colocado em placas de petri e inspecionado com imã de mão para retirar eventuais limalhas de ferro presentes como contaminantes. A catação de fragmentos de material carbonático foi feita sob lupa binocular, bem como a quantificação de outros tipos de rocha/grãos minerais. Os fragmentos carbonáticos foram pulverizados em almofariz e pistilo de ágata e encaminhados para análises geoquímicas e isotópicas, devidamente codificados.

Com relação às amostras laterais e de testemunho, foi selecionada em cada amostra a área mais homogênea, evitando fraturas, veios, recristalizações minerais e outras feições pós-deposicionais que pudessem afetar a qualidade e representatividade das análises, aumentando assim a confiabilidade dos resultados obtidos. A coleta de pó de rocha foi realizada pela técnica de *microdrilling*, a partir do uso de pequenas brocas de tungstênio.

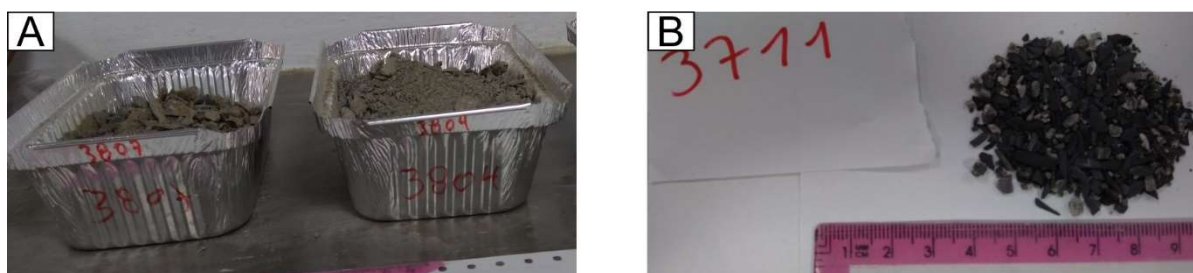


Figura 7. A) Amostras dispostas em recipientes de alumínio para secagem em estufa. B) Material quarteado, antes da triagem litológica para catação de fragmentos de carbonato.

### 3.2. Análises Geoquímicas por FRX

As análises de geoquímica elementar por fluorescência de raios X (XRF) foram realizadas em 114 amostras de calha e em 120 seções polidas de amostras laterais e de amostras de testemunho, a partir da utilização de um dispositivo portátil Olympus Delta XRF Analyzer do Laboratório de Química Inorgânica Marinha do Instituto de Oceanografia da Universidade de São Paulo. Para evitar a aquisição de dados a partir de laminações terrígenas, foram selecionadas amostras ricas em carbonatos.

Foram realizadas 21 análises de materiais de referência, representadas por 13 medidas do padrão NIST SRM 2702 e 08 medidas do NIST SRM 2711A, resultando em acurácia média de  $\pm 3$  ppm e  $\pm 7$  ppm, respectivamente. Além disso, uma medição de branco analítico ( $\text{SiO}_2$  puro) foi adquirida a cada 30 análises. Os conteúdos de Sr, Mn e Rb dos brancos estavam abaixo do limite de detecção do equipamento, enquanto 5 dos 8 brancos medidos apresentaram detecções para Fe (em concentrações ínfimas, variando de 25 a 35 ppm). Para as medidas de Ca, o branco apresentou valores abaixo de 0,1% e os erros padrões médios para os materiais de referência NIST SRM 2702 e NIST SRM 2711A foram  $\pm 0,01\%$  e  $\pm 0,03\%$ , respectivamente.

Para verificar a eficiência do aparelho portátil de XRF na aquisição dos resultados (Apêndice A), foi utilizado o coeficiente de correlação entre o teor de Sr e as razões Sr/Ca, considerando as amostras que foram posteriormente analisadas para obtenção das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . O coeficiente de correlação obtido foi de +0,77, atestando assim a confiabilidade dos

resultados (Apêndice B). Esta técnica permitiu a análise de alta resolução do teor de Sr e de razões Sr/Ca ao longo do perfil estratigráfico do poço estudado.

### **3.3. Análises Isotópicas de C e O**

Com base na descrição litológica, um total de 240 amostras de carbonatos foram analisadas neste estudo, as quais são compostas por: 130 amostras de calha, 94 amostras de testemunho e 16 amostras laterais. As análises isotópicas foram realizadas em amostras selecionadas, sendo que nas amostras de testemunho e laterais foram evitados veios, fraturas, recristalização mineral e outras feições pós-deposicionais. Nas amostras de calha foram utilizados os fragmentos pulverizados em almofariz e pistilo de ágata.

As composições isotópicas de carbono e oxigênio foram adquiridas em 238 amostras de carbonato, por dissolução de material carbonático em pó com 100% de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, sob atmosfera de He e aquecimento a 72°C. A composição isotópica de C e O do CO<sub>2</sub> extraído foi medida através de um sistema online (GasBench II Device), com o espectrômetro de massas Delta Advantage. Os resultados são reportados na notação internacional  $\delta$ , em por mil (‰), referente ao padrão V-PDB. A precisão analítica foi de  $\pm 0,05\%$  para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\pm 0,07\%$  para  $\delta^{18}\text{O}$ .

### **3.4. Análises Isotópicas de Sr**

Análises de isótopos de estrôncio foram realizadas em 35 amostras de carbonato (15 amostras de calha e 20 amostras de testemunho), após triagem com base nos teores de Sr e nas razões Rb/Sr obtidos a partir da geoquímica elementar de rocha total por FRX. As análises isotópicas foram realizadas em amostras selecionadas, sendo que nas amostras de testemunho foram evitados veios, fraturas, recristalização mineral e outras feições pós-deposicionais. Nas amostras de calha foram utilizados os fragmentos pulverizados em almofariz e pistilo de ágata.

A fim de aumentar a confiabilidade dos resultados como proxy representativo da água do mar, foi utilizada uma técnica de lixiviação ácida em duas etapas, isolando sistematicamente fases de carbonato alteradas ou contaminadas por Sr siliciclástico detrítico (Li et al., 2011; Paula-Santos et al., 2017; Bellefroid et al., 2018).

A primeira lixiviação foi obtida pela reação de aproximadamente 100 mg de pó de amostras de carbonato com 2 mL de solução de HCl 0,1 mol/L por uma hora. As amostras foram centrifugadas e lavadas três vezes com água Milli-Q. Os primeiros lixiviados foram então descartados e os resíduos sólidos foram secos. A segunda lixiviação foi obtida pela adição de HCl 0,1 mol/L aos resíduos sólidos por 1 hora. Nesta etapa, a quantidade de ácido foi ajustada

para lixiviar 25% da massa restante da amostra. As amostras foram novamente centrifugadas e lavadas três vezes com água Milli-Q. A fração sobrenadante foi transferida para um Savillex, seca e o resíduo foi dissolvido com HNO<sub>3</sub>. Esta solução foi submetida ao processo de purificação de Sr pela técnica de cromatografia de troca iônica, utilizando uma resina Sr-spec e HNO<sub>3</sub> como eluente. As composições isotópicas <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr foram medidas em um espectrômetro de massa TIMS Triton.

As correções para o fracionamento de massa variável foram baseadas na razão <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0,1194. O valor médio do padrão NBS-987 medido durante as análises foi de 0,709196 ± 0,000008. Os brancos analíticos de Sr ficaram abaixo de 40 pg para as amostras de testemunho e abaixo de 270 pg para as análises de amostras de calha.

**4. A RECORD OF THE SNOWBALL EARTH EVENTS? THE PARECIS BASIN MAY ENCOMPASS THREE MAJOR NEOPROTEROZOIC GLACIATIONS ON THE AMAZONIAN CRATON (ARTIGO A SER SUBMETIDO AO *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES*)**

Ingrid S. M. Lamoso<sup>(1)</sup>; Marly Babinski<sup>(1)</sup>; Sergio Caetano Filho<sup>(1)</sup>; Gustavo M. Paula-Santos<sup>(2)</sup>; Maria Helena B. M. de Hollanda<sup>(1)</sup>.

(1) Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. Rua do Lago, 562, São Paulo 05508-080, São Paulo, Brazil.

(2) University of Bremen, Faculty of Geosciences and MARUM (Center for Marine Environmental Sciences). Leobener Str. 8, 28359 Bremen, Germany.

Artigo a ser submetido para publicação no *Journal of South American Earth Sciences*.

## ABSTRACT

The Parecis Basin is an intracratonic basin located at the south-southeast portion of the Amazonian craton. Its stratigraphic units comprise siliciclastic and carbonate rocks that potentially record intense paleoenvironmental changes related to the Sturtian (~717–660 Ma), Marinoan (~657–635 Ma), and Gaskiers (~580 Ma) glaciations. We present novel X-ray fluorescence geochemistry, C, O and Sr isotopic data from carbonate rock samples retrieved from the stratigraphic well 2ANP 0006 MT. The results show two negative excursions of  $\delta^{13}\text{C}$  here correlated to post-Sturtian and Marinoan glaciations, recorded in the Salto Magessi and Mirassol d'Oeste carbonate units, respectively. Both negative excursions were followed by  $\delta^{13}\text{C}$  positive incursions. At the base of the section, Salto Magessi carbonate presents unradiogenic Sr ratios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from 0.70655 to 0.70776) typical of Cryogenian interglacial carbonate rocks found elsewhere. The negative  $\delta^{13}\text{C}$  excursion from Mirassol d'Oeste is associated with radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios (up to ~0.7186), possibly related to continental influx from the intense erosion generated by the Marinoan deglaciation. Upward, the Nobres Formation displays preserved primary sulphate minerals (gypsum and anhydrite) and isotopically heavy oxygen compositions which point to an evaporative environment and support the scenario of enhanced oxidative weathering during early to middle Ediacaran. Finally, despite the absence of cap carbonate, diamictites related to the Serra Azul Formation occur overlying the Nobres Formation and are associated with the Gaskiers event. Therefore, the 2ANP 0006 MT may record three major glacial events from the Neoproterozoic, representing a promising section for further studies concerning chemostratigraphic and paleoenvironmental reconstructions during the Neoproterozoic Era.

*Keywords:* Neoproterozoic; Parecis Basin; Cap Carbonate; Amazonian Craton; Carbon and oxygen isotopes; Strontium isotopes; Snowball Earth

## INTRODUCTION

The Neoproterozoic Era (1000–541 Ma) was marked by intense paleoenvironmental changes, such as those related to the three major glaciations that reached low latitudes of the globe (The Snowball Earth hypothesis; Kirschvink, 1992; Kaufman et al. 1997; Kennedy et al. 1998; Hoffman et al., 1998; Hoffman and Schrag, 2002; Halverson et al. 2009). The Sturtian ( $717.4 \pm 0.1$  Ma to  $660.98 \pm 0.74$  Ma; Rooney et al., 2014, 2020), Marinoan ( $657.17 \pm 0.78$  Ma to  $635.21 \pm 0.59$  Ma; Prave et al., 2016; Rooney et al., 2020), and Gaskiers ( $579.63 \pm 0.15$  to  $579.88 \pm 0.44$  Ma; Pu et al., 2016) glaciations were associated with major tectonic reorganization and diversification of life at that time. These important paleoenvironmental changes are recorded mainly in glacial diamictites and related siliciclastic deposition covered by post-glacial carbonates, which hold key sedimentological, paleontological and chemostratigraphic data.

Such rocks are known as Neoproterozoic cap carbonates and were identified in several cratons and marginal belts worldwide (Kennedy, 1996; Hoffman et al., 1998; Hoffman and Schrag, 2002), being considered the record of transgressive condensed intervals deposited after the global glaciations. They usually cover glacial diamictites and are composed of a succession of marine dolomites and limestones (e.g. Williams, 1979; Hoffman and Schrag, 2002; Corsetti and Lorentz, 2006; Hoffman et al., 2011; Hoffman et al., 2017; Yu et al., 2020). The Amazonian paleocontinent host some of these rocks at the base of the Araras Group (Nogueira et al., 2003) that is related to the Marinoan event and associated with typical  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotope trends and  $\delta^{18}\text{O}$  data (Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2004, 2008, 2011). A second glaciation is also recorded in the northern Paraguay Belt, assigned to the Gaskiers glaciation (Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008).

The Parecis Basin, target of this study, is located in the south-southeast portion of the Amazonian Craton (Figure 1) and its stratigraphy was established based on outcrops described in the northern Paraguay Belt (Alvarenga et al., 2009). Rocks from the basin were also sampled in the stratigraphic wells of Salto Magessi (2SM 0001 MT) and Fazenda Itamarati (2FI 0001 MT), both drilled in 1993 and 1995, respectively, in the south and southwest portions of the Juruena sub-basin in the Parecis Basin. The 2SM 0001 MT well allowed the identification of Neoproterozoic lithostratigraphic units, as described by Vasconcelos et al. (2014) and Haeser et al. (2014), similar to those mapped in the northern Paraguay Belt.

The Neoproterozoic units of the Parecis basin comprise siliciclastic and carbonate rocks, however, with scarce chemostratigraphic data so far (e.g. Della Giustina et al., 2005). Most of



the C, O and Sr isotopic data available in the literature were obtained on rocks from the northern Paraguay Belt outcrops (e.g. Nogueira et al., 2003; Nogueira et al., 2007; Alvarenga et al., 2004, 2008; Font et al., 2006; Figueiredo et al., 2008) and then correlated to the units observed in the Juruena sub-basin.

To fill that gap, we present new C, O and Sr isotope data for the carbonate rocks retrieved from the stratigraphic well 2ANP 006 MT provided by Petrobras S.A. (Figure 1). This well continuously records the stratigraphy of the Parecis basin central region. Two possible interglacial periods recorded in the Neoproterozoic Salto Magessi carbonates and Araras Group units were identified. Additionally, despite the absence of cap carbonate, diamictites associated with the Gaskiers event related to the Serra Azul Formation in the Amazonian Craton and Northern Paraguay Belt were described. Our data is comparable to those from other Cryogenian and Ediacaran sections elsewhere, suggesting that the Parecis Basin may be one of the few basins recording all the Snowball events in the world.

## GEOLOGICAL SETTING

The Parecis Basin (Siqueira, 1989), previously known as Parecis-Alto Xingu basin (Schobbenhaus et al. 1981; Schobbenhaus & Campos 1984), is an intracratonic basin that covers an area of ~350,000 km<sup>2</sup> of the south-southeast portion of the Amazonian Craton (Figure 1). Its genesis is associated with the development of an extensional event following the Rodinia break up (~1.0– 0.75 Ga) and has been classified as a rift-sag type of basin (Pedreira & Bahia, 2000; Pedreira & Bahia, 2004; Bahia et al., 2006; Bahia et al., 2007). Recent research (e.g. Haeser et al., 2014; Vasconcelos et al., 2014; Loureiro, 2016; Loureiro et al., 2017), however, consider that it also includes a foreland component related to the northern Neoproterozoic Paraguay Belt evolution. Those authors propose the basin Neoproterozoic sedimentation evolution to be associated with three major tectonic events: the rift phase, followed by the thermal and flexural subsidence and then the Brasiliano Orogeny compressive event with the generation of foreland basins and inversion of preexistent structures.

The Parecis Basin comprises three sub-basins (Figure 1) separated by the Vilhena and Serra Formosa arches and defined, from the west to the east, as: (i) Rondônia sub-basin, encompassing the Pimenta Bueno and Colorado grabens, (ii) Juruena sub-basin, where the 2ANP 0006 MT stratigraphic well is located and (iii) Alto Xingu sub-basin (Siqueira, 1989).

High and low-grade metamorphic as well as intrusive rocks from the Amazonian Craton constitute the basement of the Parecis basin (Bahia et al., 2006, 2007). In its western portion, granulites of the Jamarí Complex occur; in the northern and southern regions of the basin, Archean to Mesoproterozoic gneisses, migmatites and granitoids of the Xingu Complex are present, in addition to metasedimentary rocks. Mesoproterozoic basic and ultrabasic intrusions also compose the Parecis basin basement (Bahia et al., 2007).

The lowermost deposits of the Juruena sub-basin (Figure 2) are composed of sandstones and siltstones of the Basal Rift sequence (Haeser et al., 2014). This sequence is unconformably overlain by the Lower Carbonatic Sequence (calcilutites and calcarenites, with levels of sandstone, siltstone, dolomite and anhydrite), informally called “Salto Magessi Carbonate” (Haeser et al., 2014; Vasconcelos et al., 2014) and first described in the stratigraphic well 2SM 0001 MT. Above the Salto Magessi carbonate layer, the still unnamed Upper Siliciclastic Sequence (siltstones with levels of sand and shale) was also described (Haeser et al., 2014) and is possibly correlated to the Bauxi Formation (Vasconcelos et al., 2014). Unconformably overlying the Upper Siliciclastic Sequence, diamictite deposits similar to the Puga Formation

(U-Pb SHRIMP:  $628 \pm 7$  Ma; Babinski et al., 2010) occur in the Juruena sub-basin (Vasconcelos et al., 2014).

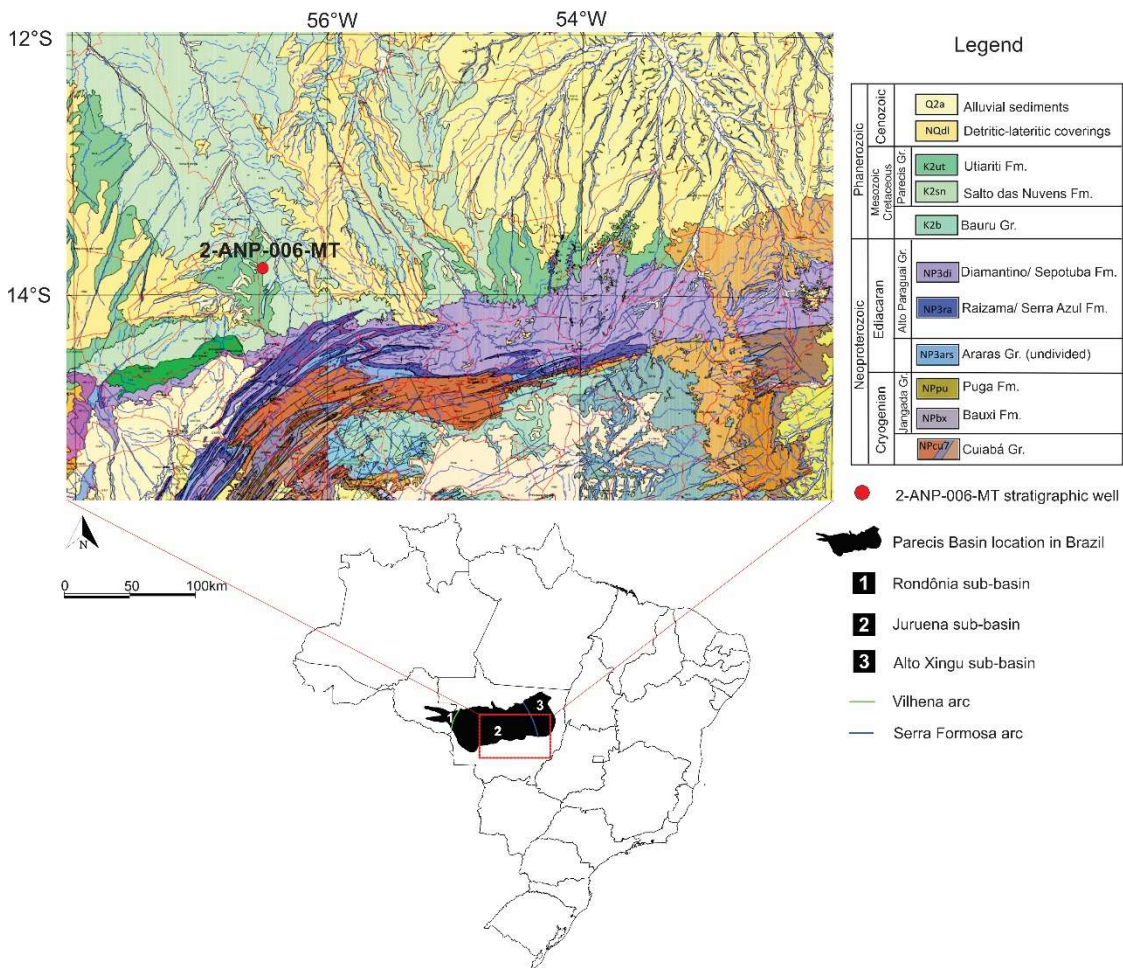


Figure 1. Location of Parecis Basin with indication of the Rondônia, Juruena and Alto Xingu sub-basins. Geologic detail of the southern portion of the Parecis Basin and northern limit of Paraguay Belt. Geological map source: CPRM (2004), 1:1,000,000.

A cap carbonate correlated to the Mirassol d'Oeste Formation is deposited directly over the diamictites from the Puga Formation. The Mirassol d'Oeste Formation (dolostone) is associated with the post-Marinoan glaciation (Pb-Pb age of  $633 \pm 25$  Ma; Babinski, 2011) and is followed by carbonatic deposits from Guia (limestone and mudstone with thin interbedded shale or marl laminae, dolomitic breccia and dolomitic grainstone) and Nobres (dolostone, sandy dolostone, dolomitic breccia, grainstone and packstone dolostone) formations (Araras Group) (Almeida, 1964; Alvarenga et al., 2000, 2004, 2008, 2011; Nogueira and Riccomini, 2006). The Mirassol d'Oeste Formation is related to a fast deposition through the marine transgression, whereas the Guia Formation is associated to a deep-water system and represents

an outer to midplatform (Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2004, 2011). The Nobres Formation is interpreted by Nogueira and Riccomini (2006) as an arid peritidal and sabkha type deposition, in a shallower environment, and set the end of the regressive trend through the section.

Towards the top, the Alto Paraguay Group is represented by the Serra Azul (diamictites, sandstones and shales, Pb-Pb age of  $596 \pm 26$  million years; Figueiredo, 2010), Raizama (sandstones and siltstones), Sepotuba (shales and siltstones, with few levels of sandstone) and Diamantino (sandstone with shale and siltstone levels) formations. Diamictites and associated siliciclastics from the Serra Azul Formation were interpreted as a product of glacial sedimentation during middle Ediacaran, attributed to the Gaskiers event (Alvarenga et al., 2007). The Neoproterozoic units are covered by Paleozoic and Mesozoic deposits (Siqueira, 1989; Bahia & Pedreira, 1996; Bahia et al., 1996, 2007; Figueiredo et al., 2008; Haeser et al., 2014).

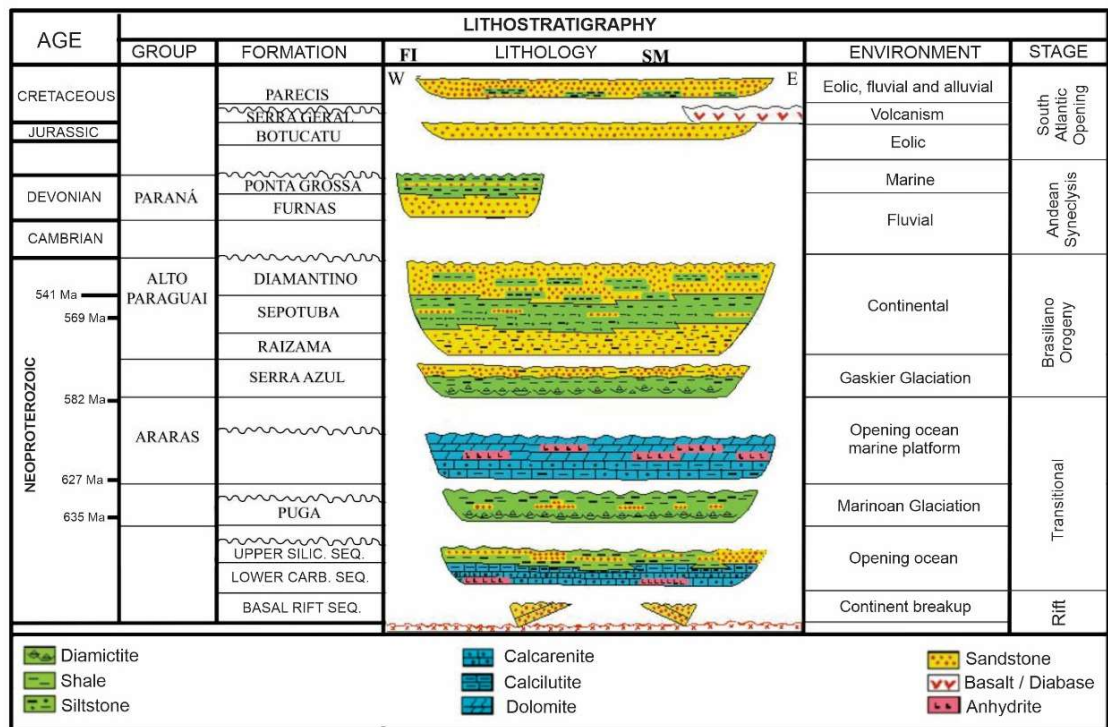


Figure 2. Lithostratigraphic column of the central portion of the Parecis Basin (Juruena Sub-basin) (Extracted from Loureiro et al., 2017).

## MATERIALS AND METHODS

Based on the lithological description, a total of 240 carbonate samples were analyzed in this study, which were divided into: 130 samples from cuttings, 94 core samples and 16 sidewall samples. Bulk rock geochemistry using X-ray fluorescence and C, O and Sr isotopes analyses were carried out in selected samples, avoiding veins, recrystallization and other post-depositional features.

All isotopic analyses were carried out at the Geochronological and Isotope Geochemistry Research Center (CPGeo) of the Geosciences Institute, University of São Paulo. Carbon and oxygen isotopic compositions were acquired in 238 carbonate samples, by dissolving powdered carbonate material with 100% H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, under an He atmosphere and heating to 72°C. The C and O isotopic composition of the CO<sub>2</sub> extracted was measured through an online system (GasBench II Device), with the Delta Advantage mass spectrometer. Results are reported in the international  $\delta$  notation, in per mil (‰), related to the V-PDB standard. Analytical precision was  $\pm 0.05\text{‰}$  for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\pm 0.07\text{‰}$  for  $\delta^{18}\text{O}$ .

Strontium isotope analyses were carried out in 35 carbonate samples, after screening based on Sr contents and Rb/Sr ratios, using a two-step acid leaching technique, in order to increase the results reliability as a representative seawater proxy, by systematically isolating least-altered carbonate phases from detrital siliciclastic Sr contamination (Li et al., 2011; Paula-Santos et al., 2017; Bellefroid et al., 2018). The first leaching was obtained by reacting approximately 100 mg of carbonate sample powders with 2 mL of HCl 0.1 mol/L solution for one hour. Samples were centrifuged and washed three times with Milli-Q water. The first leachates were then discarded and the solid residues were dried. The second leaching was obtained by adding HCl 0.1 mol/L to solid residues for 1 hour. In this step, the acid amount was adjusted to leach 25% of the remaining sample mass. Samples were again centrifuged and washed three times with Milli-Q water and the supernatant fraction was transferred to a Savillex, dried and the residue was dissolved with HNO<sub>3</sub>. This solution underwent the Sr purification process by the ion exchange chromatography technique, using a Sr-spec resin and HNO<sub>3</sub> as eluant. The <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios were measured on a TIMS Triton mass spectrometer. Corrections for variable mass fractionation were based on <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.1194. The average value of the NBS-987 standard measured during analyses was  $0.709196 \pm 0.000008$  and the Sr analytical blanks were below 36 pg for the core samples and below 268 pg for the cutting samples analyses.

X-ray fluorescence (XRF) geochemistry analyses were carried out in 114 samples from cuttings and 120 polished slabs from sidewall and core samples using a portable device Olympus Delta XRF Analyzer from the Laboratory of Marine Inorganic Chemistry in the Oceanography Institute, University of São Paulo. The geochemical results of all the analysed samples are presented in Appendix A. In order to avoid data acquisition from terrigenous laminations, the selected samples were carbonate-rich. We conducted 21 analyses of reference materials, represented by 13 measurements of the NIST SRM 2702 standard and 08 of the NIST SRM 2711A, resulting in an average accuracy of  $\pm 3$  ppm and  $\pm 7$  ppm, respectively. Also, blank measurements (pure SiO<sub>2</sub>) were acquired each 30 analyses. For Ca measurements, the blank presented values below 0.1% and the average standards errors for the reference materials NIST SRM 2702 and NIST SRM 2711A were  $\pm 0.01\%$  and  $\pm 0.03\%$ , respectively. To verify the efficiency of the portable XRF device in the results acquisition (Appendix A), a correlation coefficient between Sr content and Sr/Ca ratios was used considering the samples that were subsequently analyzed for <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. The correlation coefficient of +0.77 attested the results (Appendix B). This technique allowed the high-resolution analysis of the Sr content and Sr/Ca ratios along the studied stratigraphic well profile.

## RESULTS

### Lithological Description of the 2ANP 0006 MT Well

Four main Neoproterozoic carbonate units were identified in the 2ANP 0006 MT stratigraphic well, from base to top: Salto Magessi carbonate, Mirassol d'Oeste Formation, Guia Formation, and Nobres Formation. At depths without drill cores, the composite well profile characterization and description from cuttings provided by Petrobras S.A. were used. Also, the well stratigraphy (lithostratigraphic units at each depth) was fully extracted from the composite well profile provided by Petrobras S.A.

The Salto Magessi carbonate is 17 m thick and occurs unconformably overlying the basement (Figure 3A). This carbonate is mainly composed of fine- to coarse-grained oolitic calcarenite with massive to parallel beddings or lens structures. Laminated to thin-bedded calcilutites are described in less extent. The Salto Magessi carbonate also presents intercalations of light gray and dark gray colored layers (Figure 3B). Upwards in the stratigraphy, the Bauxi Formation is composed of shales, sandstones and siltstones. Therefore, we assume a major transgression in the basin, starting with deposition of Salto Magessi carbonates followed by siliciclastics from the Bauxi Formation.

Diamictites from the Puga Formation occur on top of the Bauxi Formation and have 93m thick, marking a major erosive contact. The Mirassol d'Oeste Formation occurs from 4,195 to 3,640m depth, directly overlying Puga diamictites, which would represent a glacial related contact. At its base (4,194.4 to 4,191.35 m depth), dark gray calcilutite with irregular, crenulated and truncated laminations occur (Figure 3C), overlain by beige dolomites with irregular dark gray to black laminations (4,190.28 to 4,185.08 m depth). Usually, they display horizontal to sub-horizontal arrangement (Figure 3D), however, rarely form structures similar to domes (Figure 3E), possibly indicating microbialites. Also, it is observed organic matter levels associated to the dolomite (Figures 3D and 3E). Upwards in the Mirassol d'Oeste Formation, dark gray and brown calcilutite with laminated structure are interbedded.

The Guia Formation was described between depths of 3,494m and 3,640m and is composed of limestone, with calcilutites predominating in relation to calcirudites. These limestones are light gray colored with irregular laminations and some organic levels (Figure 3F), whereas calcirudites are mainly composed of crinkled fragments (possibly microbial mats) subparallel to the bedding. More rarely, horizontal plane-parallel laminations are also observed. From the Mirassol d'Oeste to the Guia Formation is inferred a second major transgression in the basin.

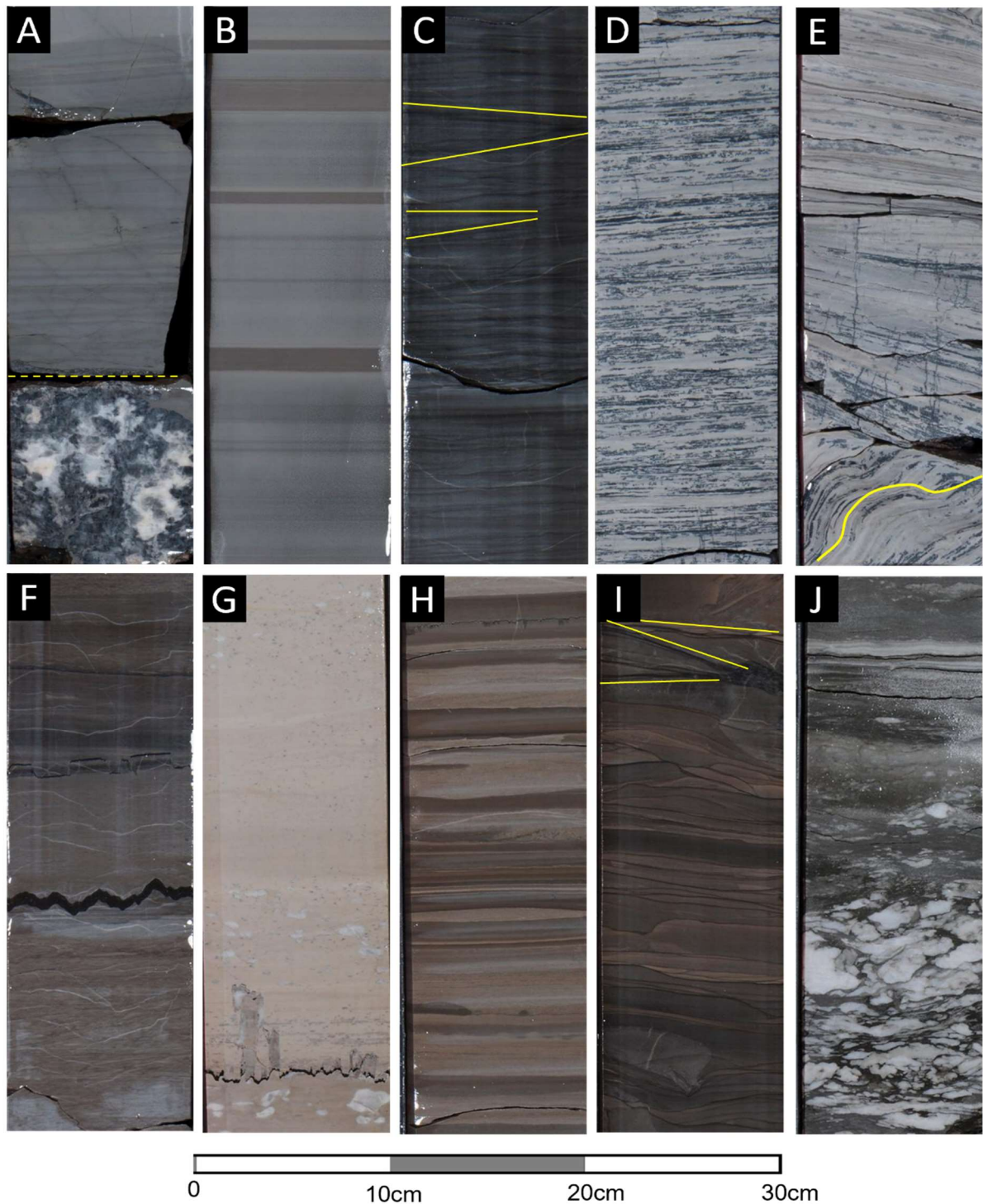


Figure 3. A) Basal contact between Salto Magessi Carbonate and the basement (yellow line) (4,411.10m - 4,411.40m). B) Salto Magessi Carbonate layer, with parallel beddings (4,403.20m - 4,403.50m). C) Calcilutite from Mirassol d'Oeste Formation with truncated (yellow line) and irregular lamination (4,193.15m - 4,193.45m). D) Dolomudstone from Mirassol d'Oeste Formation with irregular horizontal to sub-horizontal lamination and organic matter (4,188.75m - 4,189.05m). E) Dolomudstone from Mirassol d'Oeste Formation with organic matter and structures similar to domes (yellow line) (4,187.40m - 4,187.70m). F) Limestones from Guia Formation with irregular microbial laminations and organic levels (3,555.85m - 3,556.15m). G) Dolorudite from Nobres Formation with organic levels and gypsum and anhydrite occurrence (3,089.80m - 3,090.10m). H) Calcilutite from Nobres Formation with parallel lamination (3,077.00m - 3,077.30m). I) Calcilutite from Nobres Formation with truncated (yellow lines) and microbial laminations (3,074.80m - 3,075.10m). J) Level with high concentration of gypsum and anhydrite nodules in the Nobres Formation (3,057.40m - 3,057.70m).



The top of the Guia Formation is in conformable contact with the base of the mixed siliciclastic-carbonate deposits of the Nobres Formation in which a wide predominance of carbonate rocks is observed. The carbonates described from the drill cores recovered from the upper part of the Nobres Formation are limestones and dolostones, with structures that vary between massive and plane-parallel, irregular (possibly microbialites) and cross laminations (Figures 3G, H and I). The siliciclastic rocks consist of claystones, siltstones and fine sandstones with a brechoid aspect, irregular lamination, cross lamination, or wavy marks. Shallowing upward parasequences were observed, forming cycles of domical stromatolites covered by mixed siliciclastic-carbonate crinkled lamination, with salt (gypsum and anhydrite) occurrences (Figure 3G and J), as white nodules, chicken-wire or popcorn-like crystals ending in collapse breccias, representing a very shallow and evaporitic environment. Therefore, from Guia to Nobres formations a major regressive trend is observed, after transgressive deposits from Mirassol d'Oeste and Guia Formations, comprising a Transgressive-Regressive sequence represented by the Araras Group in the studied section. Overlying the Nobres Formation, diamictites from the Serra Azul Formation occur and have 184 m thick.

### **C and O Isotopes**

The C and O isotopic data obtained in carbonate samples from the stratigraphic well 2ANP 0006 MT are presented in Appendix C. Figure 4 illustrates the distribution of C and O isotopes along the stratigraphic profile.

The Salto Magessi carbonates show  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging between -5.8‰ and -1.6‰. These results define a negative to positive excursion, in which the  $\delta^{13}\text{C}$  curve starts with values close to -2.8‰ in a negative excursion to values around -4.5‰, followed by an inflection to a positive excursion up to values around -1.6‰. The lowest value (-5.8‰) represents an outlier. The values of  $\delta^{18}\text{O}$  range from -10.4‰ to +2.9‰.

The  $\delta^{13}\text{C}$  values of the Mirassol d'Oeste Formation vary between -7.5‰ and -2.3‰. The  $\delta^{13}\text{C}$  curve starts with values close to -2.3‰ in a negative excursion to values around -6.3‰, followed by an inflection to a positive excursion up to values around -3.2‰. The lowest  $\delta^{13}\text{C}$  value is again an outlier. The  $\delta^{18}\text{O}$  values are similarly distributed along the stratigraphic sequence and range from -12.6‰ to -6.5‰.

Carbonates from the Guia Formation show  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging from -3.1‰ to -1.5‰ and  $\delta^{18}\text{O}$  values between -9.1‰ and -6.2‰. The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of the Guia Formation represent a gradual positive excursion.

In the Nobres Formation, the general amplitude of  $\delta^{13}\text{C}$  values vary from  $-4.1\text{‰}$  to  $+0.7\text{‰}$ . However, the value of  $-4.1\text{‰}$  is probably an outlier. The  $\delta^{18}\text{O}$  data vary between  $-7.8\text{‰}$  and  $-2.3\text{‰}$ . The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values increase from the base to the top in the Nobres Formation (Figure 4).

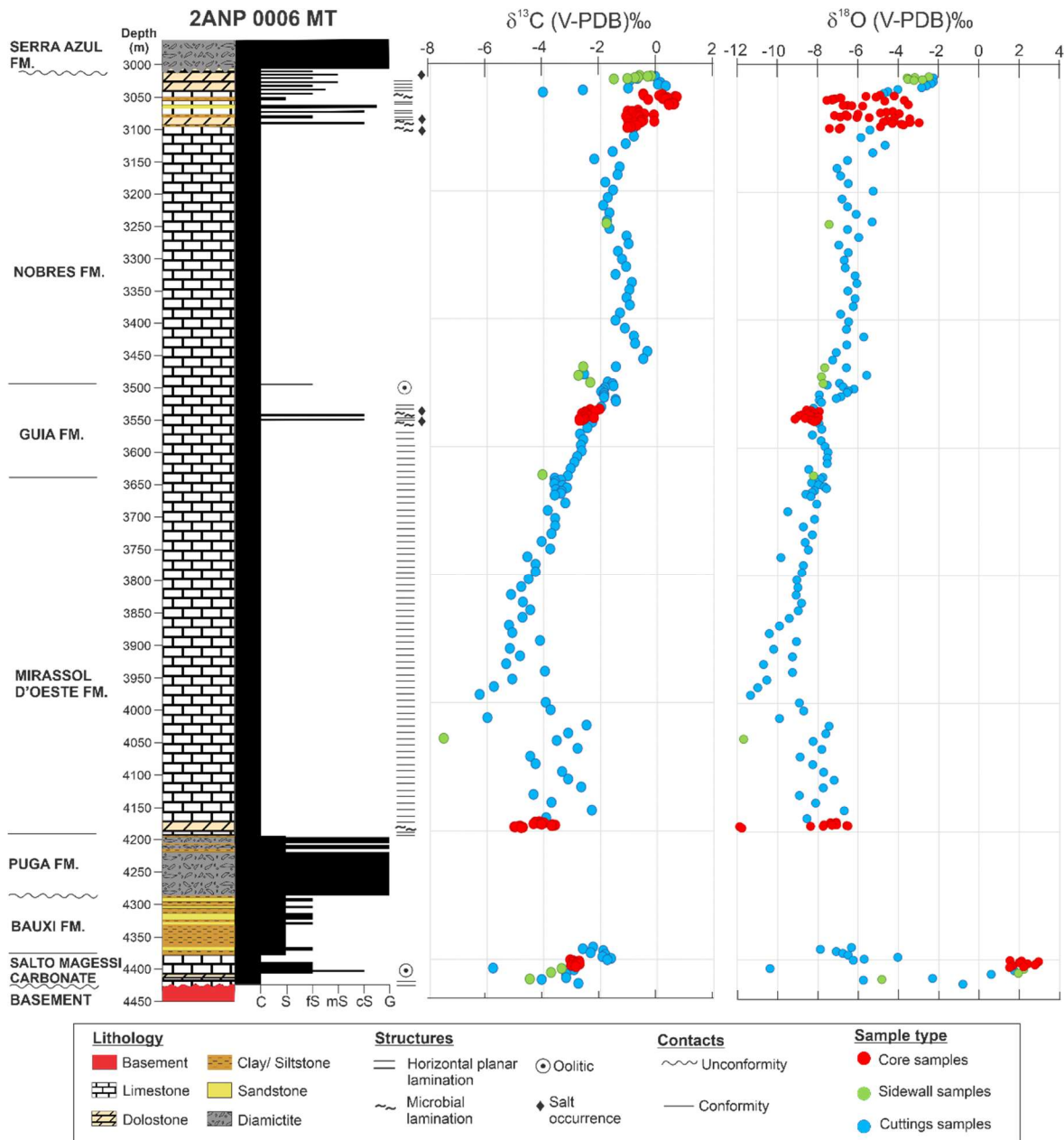


Figure 4. Stratigraphic section of the well 02ANP 0006 MT with carbon and oxygen isotopic data obtained in cuttings, core and sidewall samples. The basement and Bauxi, Puga and Serra Azul formations, unlike the others lithostratigraphic units, are represented based only on the schematic profile of the well, supplied by Petrobras. Also, the well stratigraphy was fully extracted from the composite well profile provided by Petrobras S.A.

## **Sr Isotopes and Geochemistry**

From the 35 samples analyzed for Sr isotopes, 15 were from cuttings samples and 20 from core samples. Strontium isotope compositions and the main geochemical ratios are presented in Appendix B. Figure 5 illustrates the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios without the identified outliers (for better visualization purpose), the [Sr] and the Sr/Ca ratios along the stratigraphic profile.

### *Salto Magessi carbonate*

This lithostratigraphic unit presented the most unradiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in the stratigraphic profile and ratios range from 0.7066 to 0.7078, with cuttings samples being more radiogenic than core samples.

Geochemical contents recorded in this stratigraphic unit show Mn/Sr between 0.03 and 0.62, Rb/Sr ratios between 0.00 and 0.02, Fe/Sr ranging from 1.38 to 31.99 and Sr/Ca ratios between 0.002 and 0.005.

### *Mirassol d'Oeste Formation*

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of the Mirassol d'Oeste Formation vary between 0.7076 and 0.7187. These values tend to be more radiogenic at the base of the unit and less radiogenic towards the top (Figure 5).

The samples show Mn/Sr between 0.06 and 22.76, Rb/Sr ratios between 0.00 and 0.07, Fe/Sr ranging from 1.33 to 32.68, and Sr/Ca ratios between 0.000 and 0.006. The wide range observed in some ratios can be related to interbedding of fine and heterolithic laminae.

### *Guia Formation*

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios varied between 0.7075 and 0.7076 and are homogeneous throughout the entire unit.

Geochemical contents recorded in this stratigraphic unit show Fe/Sr ranging from 0.05 to 0.31 and Sr/Ca ratios between 0.003 and 0.006. Only one sample (3,579 m depth) presented [Mn] above the equipment detection limit, resulting in a Mn/Sr ratio of 0.01. All samples from Guia Formation have [Rb] below the equipment detection limit, representing a more detrital-lean interval.

## Nobres Formation

Carbonate samples have  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios ranging from 0.7076 to 0.7078. No significant differences were observed between the results on the cuttings and core samples analyses (Figure 5). The Sr isotopic ratios increase between the base of the Nobres Formation and intermediate depths (~ 3330 m), when a decreasing tendency of values is observed towards the top.

The Mn/Sr are between 0.01 and 0.05, Rb/Sr ratios between 0.00 and 0.01, Fe/Sr ranging from 0.04 to 1.84, and Sr/Ca ratios between 0.002 and 0.019.

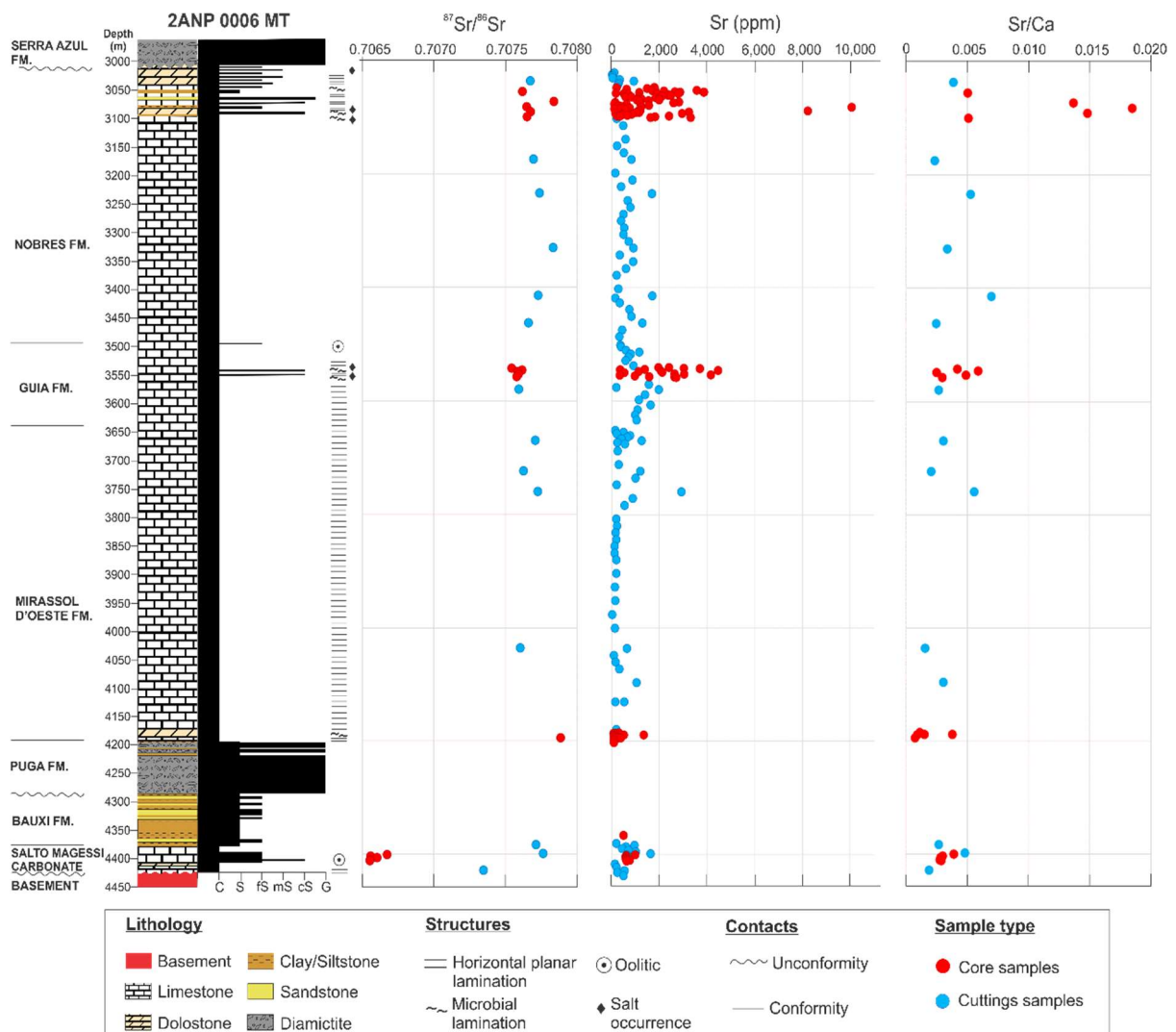


Figure 5. The 2ANP 0006 MT stratigraphic section with strontium isotope profile and strontium elementary concentrations (ppm) obtained in core and cuttings samples.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7100$  were suppressed from the profile to better visualize the variation of most Sr/Sr ratios. The basement and Bauxi, Puga and Serra Azul formations, unlike the others lithostratigraphic units, are represented based only on the well schematic profile supplied by Petrobras. Also, the well stratigraphy was fully extracted from the composite well profile provided by Petrobras S.A.

## DISCUSSION

### Assessing Post-Depositional Alteration and Carbonate Diagenesis

Elementary geochemistry concentrations and derived ratios can be used to monitor post-depositional alteration in carbonate samples, since the post-depositional rock/fluid interaction during diagenesis and/or metamorphism events may remove Ca and Sr from the carbonate lattice and replace it with Mn and Fe (Veizer et al., 1983; Banner and Hanson, 1990). Such processes also generate more radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, a decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values and an increase in Mn/Sr and Fe/Sr ratios (Veizer et al., 1983; Banner and Hanson, 1990; Halverson et al., 2007; Derry, 2010). Furthermore, a correlation between  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  would suggest a diagenetic overprint in the carbon isotope compositions (Derry, 2010). Other geochemical relationships, such as Sr/Ca vs. [Mn],  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. [Sr], Mn/Sr and Fe/Sr diagrams, for instance, are often applied to track post-depositional alterations for a variety of processes (e.g. Banner and Hanson, 1990; Derry et al., 1992; Montañez et al., 1996, 2000; Jacobsen and Kaufman, 1999; Melezhik et al., 2001; Fölling and Frimmel, 2002; Halverson et al., 2007, 2010).

Cut-off values have been previously proposed to exclude potentially altered samples (e.g. Fölling and Frimmel, 2002; Halverson et al., 2007). Such values vary in each study, probably as a result of different datasets obtained for different basins. We account for local basin variability, and use suitable cutoff values based on the geochemical trends herein identified, following Paula-Santos et al. (2017).

The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  crossplot relationship (Figure 6) shows no correlation for the Salto Magessi carbonate ( $r = -0.01$ ) and Nobres Formation ( $r = 0.18$ ) samples, and moderate correlation for the Guia Formation ( $r = 0.48$ ), which makes a meteoric diagenesis overprint unlikely (Derry, 2010). The C and O isotope record of these samples might reflect seawater primary signature. On the other hand, Mirassol d'Oeste Formation presents positive correlation ( $r = 0.72$ ) among the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values, which could be associated with post-depositional processes such as meteoric water diagenesis (Knauth and Kennedy, 2009), burial diagenesis (Derry, 2010) or authigenic early diagenesis (Cui et al., 2017). Nevertheless, this positive correlation is a typical behavior among cap carbonate intervals (e.g. Jiang et al., 2003; Nogueira et al., 2007).

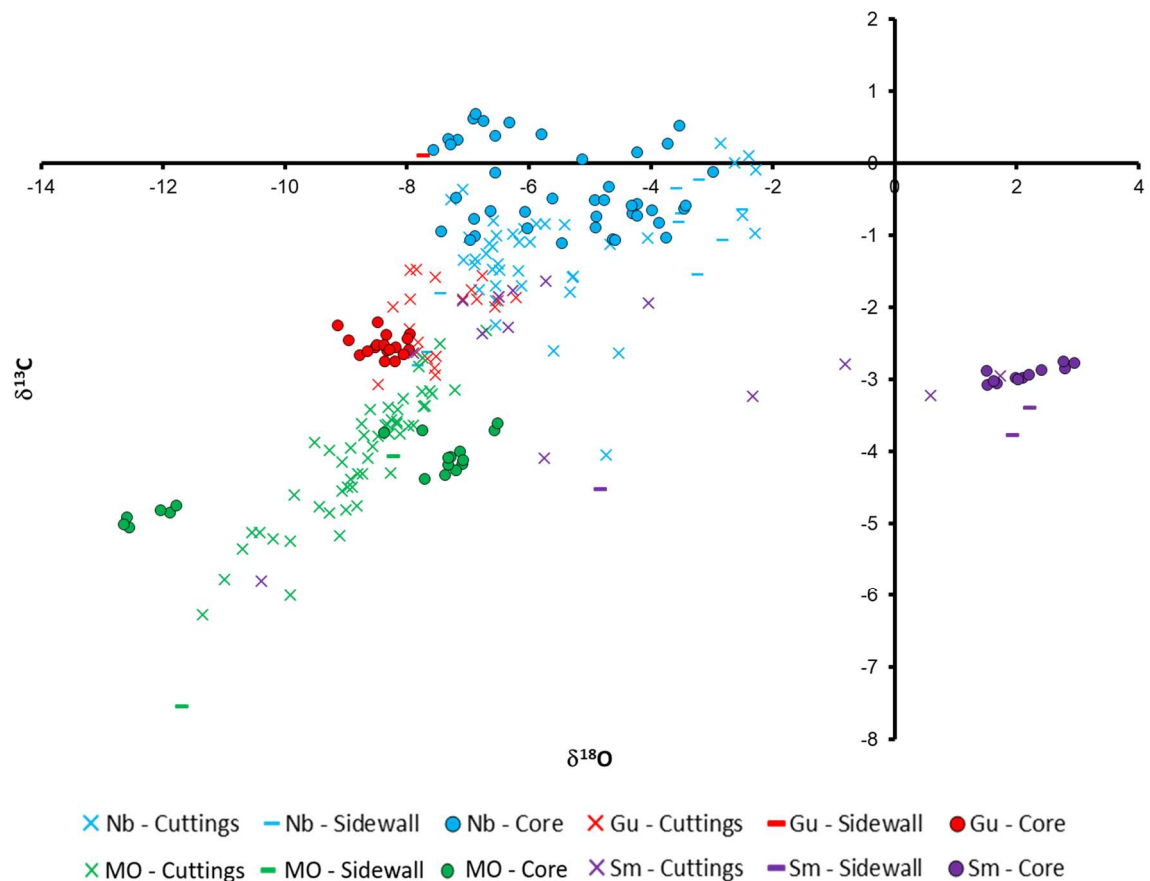


Figure 6.  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^{13}\text{C}$  diagram for analysis of the influence of diagenetic fluids on isotopic signatures. Nb = Nobres Formation; Gu = Guia Formation; MO = Mirassol d'Oeste Formation; Sm = Salto Magessi carbonate.

Figure 7 illustrates the distribution of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotope ratios *versus* Sr concentrations, Fe/Sr and Mn/Sr ratios, which were used to track post-depositional alteration on the Sr isotopic ratios.

In spite of the high Fe/Sr and Mn/Sr ratios observed for the Salto Magessi carbonate samples, those are not accompanied by an increase of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios to account for diagenetic overprint. The Sr/Ca *vs.* Mn diagram (Figure 8) also shows no Mn incorporation with Sr loss. This suggests that Salto Magessi carbonate samples might record seawater composition and increased Mn and Fe contents may be related to its depositional environments.

Mirassol d'Oeste cap carbonate displays very radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.710$  (Figure 7). Curiously, these samples record the inverse relationship expected for diagenetic alteration, with increasing  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  linked to decreases in Mn/Sr and Fe/Sr (Figure 7). Similar geochemical and isotopic signals are recorded in other carbonate sequences worldwide, being attributed to Sr loss during dolomitization (e.g. Bartley et al., 2007, James & Jones, 2015) or increase of Mn due to biological activity (Font et al., 2006). We also cannot rule out a large influx of radiogenic Sr via chemical weathering during deglaciation (Liu et al., 2014). Even in the absence of strong

geochemical trends to consider a post-depositional alteration, the true nature of this Sr isotope signature of cap carbonates remains enigmatic and we adopt caution assuming it as seawater signal.

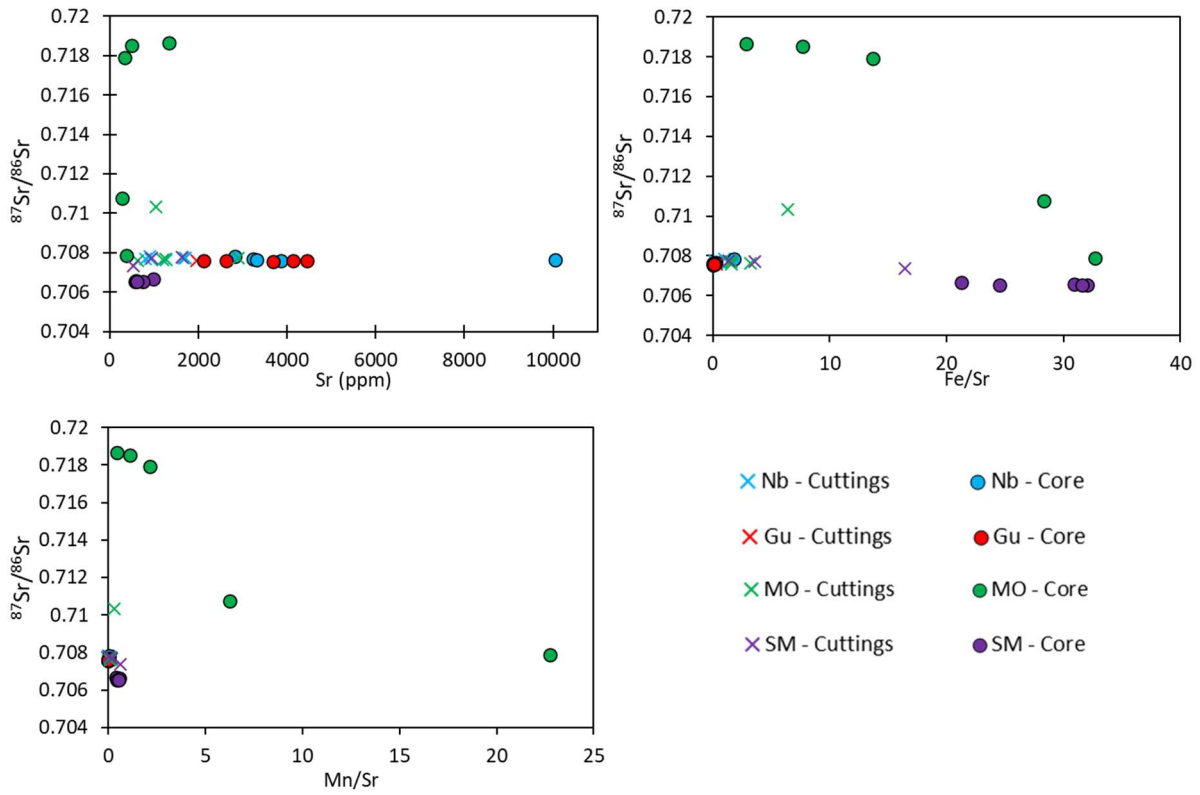


Figure 7. Diagrams of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotope ratios versus Sr concentrations (ppm), Fe/Sr ratios and Mn/Sr ratios, for the lithostratigraphic units of interest. Nb = Nobres Formation, Gu = Guia Formation, MO= Mirassol d'Oeste Formation and SM = Salto Magessi Carbonate.

The carbonates from the Guia and Nobres formations present relatively uniform Sr isotope ratios, associated with low geochemical ratios of Mn/Sr and Fe/Sr, as well as with high Sr concentrations (Figure 7). Based on these geochemical proxies as well as on their behaviour in the Sr/Ca vs. Mn diagram (Figure 8), samples from both formations were considered pristine.

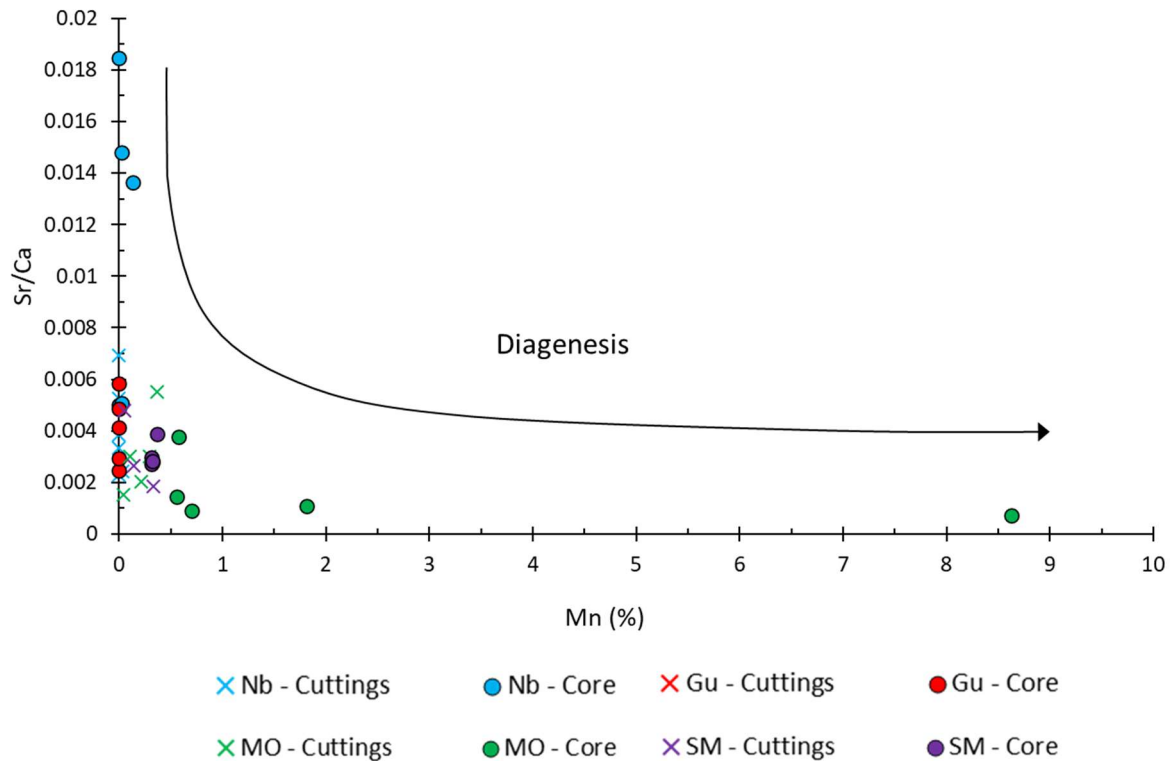


Figure 8. Diagram Sr/Ca versus Mn (%) showing diagenetic trend. Samples from the Nobres Formation (Nb), Guia Formation (Gu), Salto Magessi Carbonate (SM) and part of the samples from the Mirassol d'Oeste Formation (MO) fall into the field of primary composition or initial diagenetic alteration.

### Chemostratigraphic Correlation and Paleoenvironmental Aspects Recorded in Neoproterozoic Units of the Parecis Basin

Negative anomalies of  $\delta^{13}\text{C}$  values are typical of Neoproterozoic cap carbonates present in several paleocontinents which is the major argument to sustain these signatures representative of the depositional environments (e.g. Kennedy, 1996; Kaufman et al., 1997; Hoffman et al., 1998; Prave, 1999; James et al., 2001; Hoffman and Schrag, 2002; Nogueira et al., 2003; Halverson et al., 2005, 2010). Cap carbonates would have precipitated in response to oversaturation conditions for calcium carbonate in the oceans, due to enhanced greenhouse, continental weathering and bicarbonate input (Hoffman et al., 1998, 2017). These basal cap carbonates are characterized by negative  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  values ( $\sim -6\text{‰}$ ; e.g. Halverson and Shields-Zhou, 2011) followed by a recover to values around zero. Several hypotheses were proposed for this carbon isotope signature, such as: (i) upwelling of  $^{12}\text{C}$ -enriched bottom waters due to biological pump and ocean stratification during glacial periods (e.g. Grotzinger and Knoll, 1995); (ii) atmospheric  $\text{CO}_2$  distillation due to enhanced post-glacial continental weathering under extreme high  $\text{pCO}_2$  (300 to 400 times higher than the present atmospheric values) leading to lower carbon isotope compositions in DIC (Hoffman et al., 1998); (iii) destabilization of



methane hydrates and methane oxidation (e.g. Kennedy et al., 2008); or (iv) oxidation of DOC reservoir (e.g. Lang et al., 2016). These events are still disputed, each one presenting some inconsistencies. Upwelling hypothesis during deglaciation event is difficult to sustain, considering the long period of ocean stagnation required for the glacial interval, which would break the bioproductivity due to the lack of nutrient recycling and, consequently, the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  gradient between surface and bottom waters. Furthermore, deglaciation would be favorable to stratification, rather than upwellings (Hoffman and Schrag, 2002). A scenario of extreme high  $\text{pCO}_2$  in the aftermath of Marinoan glaciation was challenged based on  $\text{pCO}_2$  reconstruction through paired  $\delta^{13}\text{C}$  data (carbonates and organic carbon) from cap carbonates, which resulted in  $\text{CO}_2$  concentrations lower than modern values ( $< 3200$  ppm; Sansjofre et al., 2011). Finally, methane oxidation hypothesis is based on local occurrences of authigenic carbonates with  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  values down to  $-40\text{‰}$  (Jiang et al., 2003; Kennedy et al., 2008). In the current study, these anomalies are mainly observed in Mirassol d'Oeste and Salto Magessi stratigraphic units (Figure 4).

Two negative to positive excursions of  $\delta^{13}\text{C}$  values are observed in the carbonate rocks from the 2ANP 0006 MT section. These excursions occur from the base to the top of the Salto Magessi carbonate and Mirassol d'Oeste Formation lithostratigraphic units. As geochronological data have not been acquired for the carbonate samples from the 2ANP 0006 MT well, we present a graphical fit of the distribution of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  results in depth compared with the Neoproterozoic seawater isotope composition trends. Both graphics from Figures 9 and 10 present the isotope  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios and  $\delta^{13}\text{C}$  values for the analyzed samples, together with the 2ANP 0006 MT well stratigraphic information and with the geochronological data available in the literature for the considered lithostratigraphic units.

The Salto Magessi carbonate is composed of oolitic calcarenites with a massive bedding and is located right above the basement. This carbonate is older than the overlying siliciclastics succession, including the Marinoan Puga Formation. Despite the absence of sedimentary features associated with cap carbonates (e.g. aragonite pseudomorphs), the isotopic signatures represented by negative  $\delta^{13}\text{C}$  values in a positive excursion are characteristics usually observed in cap carbonates deposited after glacial events. Comparing the low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios (down to  $\sim 0.7066$ ) obtained for the Salto Magessi carbonate with the global isotopic curve of the Neoproterozoic seawater (Figure 9), it is observed that the ratios are consistent with the range defined for the post-Sturtian glaciation, but also encompasses a wider ratios range. The distribution of this range in the stratigraphic profile agrees with the isotopic trend from the early post-Sturtian glaciation, in which our data present a rapid decrease followed by a sharp increase

of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values. Although the Salto Magessi carbonates are not associated to basal diamictites, the  $\delta^{13}\text{C}$  values and the geochemical features, such as high Fe/Sr, high Mn/Sr and high Mn content suggest that these carbonates represent the interglacial record between the two major Neoproterozoic glaciations, possibly recording paleoenvironmental changes associated with post-Sturtian or pre-Marinoan interval. Based on the stratigraphic position of the Salto Magessi carbonate along with the  $\delta^{13}\text{C}$  values (Figure 10) and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figure 9) global curves, this unit may represent a carbonate deposited in the post-Sturtian deglaciation. However, further sedimentological and geochemical studies are necessary to better characterize this carbonate interval. Another isotope feature of minor expression in the Salto Magessi carbonates are the relatively high values of  $\delta^{18}\text{O}$  (up to +3‰ in intermediate depths of the interval), which may indicate an evaporative environment. Heavy  $\delta^{18}\text{O}$  values are not so usual in Neoproterozoic carbonates, due to their long geological history, prone to numerous post-depositional events that tend to overprint primary values, usually with lighter isotopic compositions associated with i) high temperatures or meteoric fluids; or ii) the scenario proposed for  $^{18}\text{O}$ -depleted Neoproterozoic oceans (e.g. Kanzaki and Bindeman, 2022). Nevertheless, relatively high  $\delta^{18}\text{O}$  values have been reported in Cryogenian interglacial carbonates (e.g. Shields-Zhou et al., 2012), and were recently identified in the Southern Paraguay Belt, in a Cryogenian interglacial carbonate interval from the Jacadigo Group (Freitas et al., 2021).

The Mirassol d'Oeste Formation, which covers the siliciclastic Puga Formation, is easily identified in the well 2ANP 0006 MT by the lithological features, characterized by laminated dolostones with stromatolitic facies covering glacial diamictites, as well as by the negative  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly. Therefore, by regional correlation with outcrops, this Formation sets the early Ediacaran deposition within Parecis Basin, recorded in the studied section and associated with the Marinoan glaciation (e.g. Nogueira et al., 2003; Nogueira et al., 2007; Alvarenga et al., 2004, 2009; Font et al., 2006; Riccomini et al., 2007).

The  $\delta^{13}\text{C}$  profile encompasses a negative to positive excursion which reaches values around -6‰ in the middle of the Mirassol d'Oeste Formation. The initial negative  $\delta^{13}\text{C}$  excursion is associated with radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios (up to ~0.7186), that may be related to a large amount of continental influx from the intense erosion generated by deglaciation. In addition, geochemical features frequently observed in cap carbonate successions worldwide, such as an increase on the Fe/Sr and Mn/Sr ratios, are present in the Mirassol d'Oeste Formation. These characteristics could be related to a globally diachronous early diagenesis due to intense meteoric influence in the Marinoan post-glacial interval (e.g. Knauth & Kennedy, 2009).

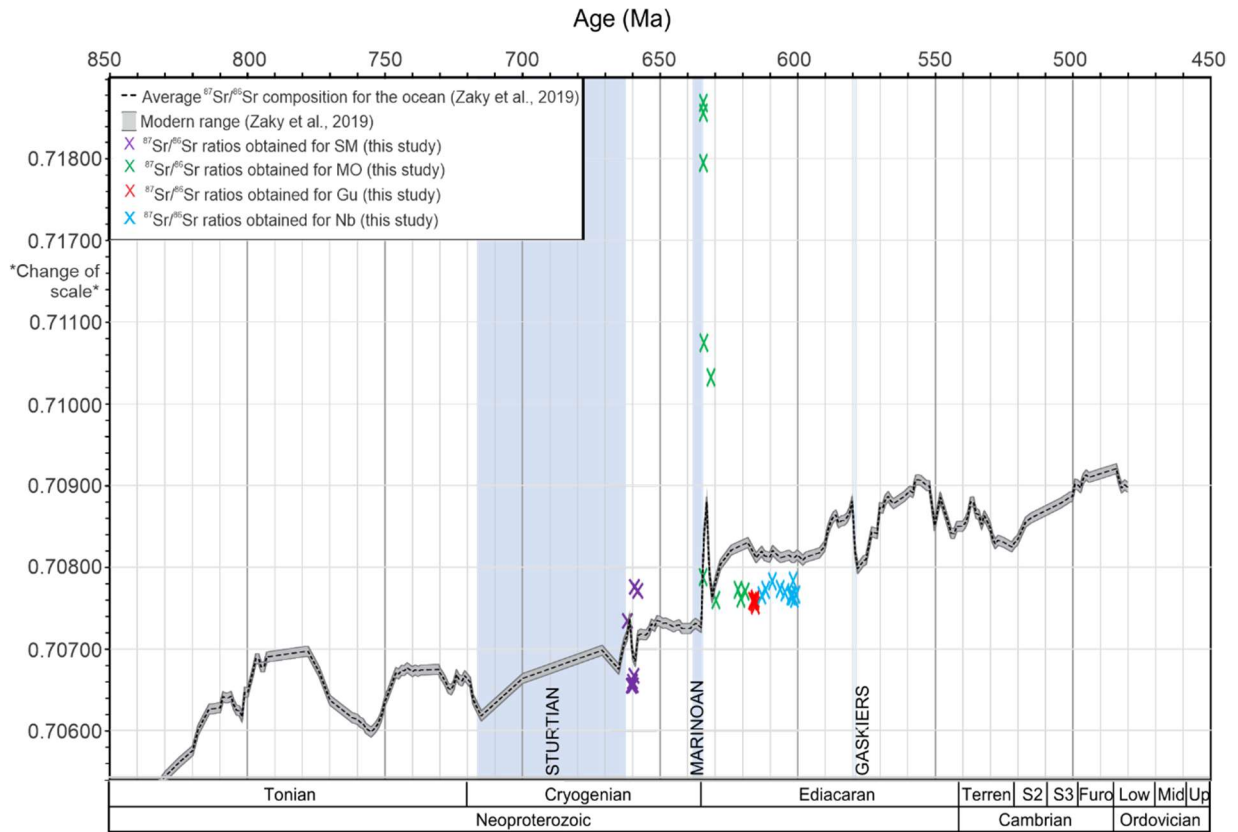


Figure 9. Strontium isotopic composition obtained in Neoproterozoic carbonate samples from 02ANP 0006 MT stratigraphic well and comparison with the seawater average trend line evolution (black dashed line) and natural fluctuation band (solid lines) of 1Ma intervals of measurements of the Neoproterozoic (Zaky et al., 2019). SM = Salto Magessi cap carbonate, MO = Mirassol d'Oeste Formation; Gu = Guia Formation; Nb = Nobres Formation.

An almost linear increase in  $\delta^{13}\text{C}$  values begins in the middle portion of the Mirassol d'Oeste cap carbonates and extends towards the top of the Guia Formation. This trend agrees with the  $\delta^{13}\text{C}$  Neoproterozoic seawater compositions (Figure 10). The origin of this trend, as well as the negative to positive excursion verified in the Salto Magessi carbonate, is possibly related to several processes mainly associated with the balance between the production, remineralization, and/or burial of organic matter in the ocean. According to the obtained  $\delta^{13}\text{C}$  values, possible origins include: i) a gradual increase in photosynthetic bioproductivity after the Marinoan glaciation; ii) rapid burial of  $^{13}\text{C}$ -depleted organic matter (Knoll et al., 1986); iii) exposure and weathering of carbonate platforms in marine regression regimes (Shields et al., 2002; Pokrovsky et al., 2011) generating larger bicarbonate ( $\text{HCO}_3^-$ ) ionic influx and keeping a large dissolved inorganic carbon (DIC) reservoir in the basin, which some cyanobacteria species would use as a source to develop high rates of photosynthesis (Miller and Colman, 1980; Prins and Elzenga, 1989); iv) increased evaporation in shallow marine, near-coastal,

temporarily restricted depositional environment (Frimmel, 2010); and v) lower production and distribution of authigenic carbonate (Schrag et al., 2013, 2014). These are the most common interpretation for the marine carbon cycling during cap carbonate deposition and paleoenvironmental inferences to argue for a specific process affecting cap carbonate deposition in the studied section are beyond the scope of the present study.

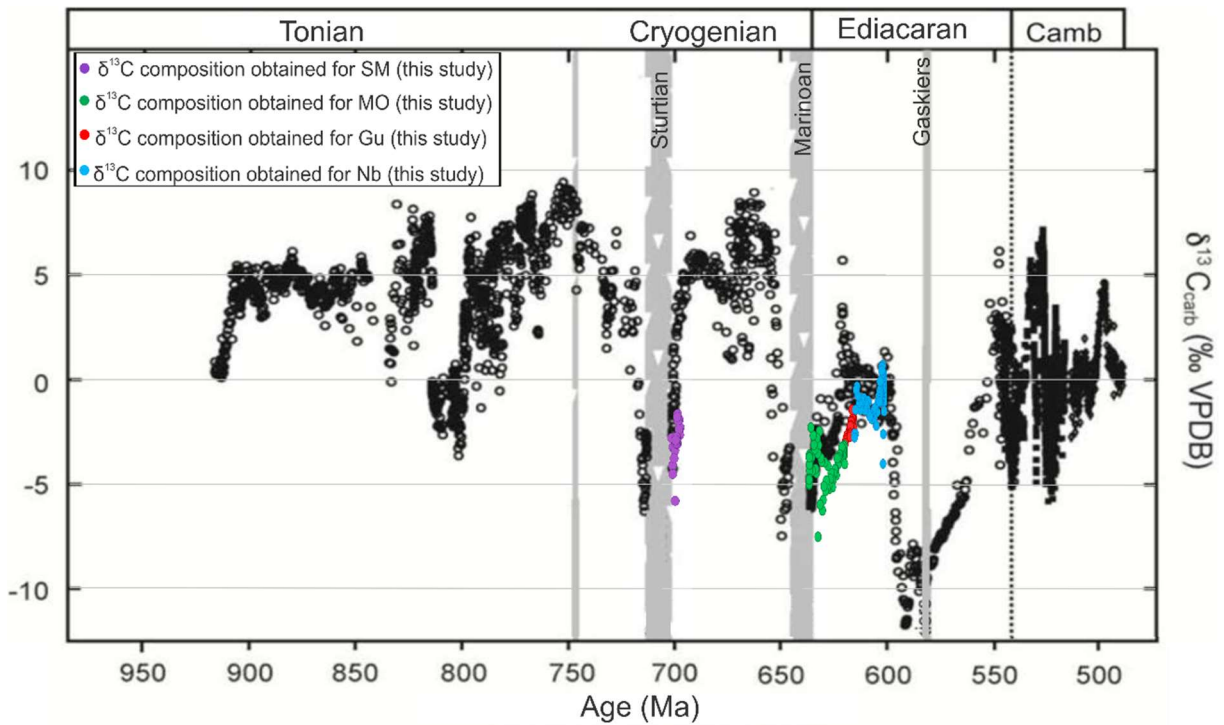


Figure 10. Carbon isotope composition obtained in Neoproterozoic carbonate samples from 02ANP 0006 MT stratigraphic well and comparison with the Neoproterozoic seawater average  $\delta^{13}\text{C}$  composition (Halverson et al., 2005). SM = Salto Magessi cap carbonate, MO = Mirassol d'Oeste Formation; Gu = Guia Formation; Nb = Nobres Formation.

The carbonates from the Guia (especially at its shallower depths) and Nobres formations, both present  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios less radiogenic than the global ocean trendline for the post-Marinoan interval (

Figure 9) and the relatively homogeneous  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values throughout the entire sampled depths (especially in Guia Formation). This suggests that during the deposition of these formations the continental runoff had sharply decreased, or it was influenced by non-radiogenic sources (e.g. carbonates). These data, associated to the heavy  $\delta^{18}\text{O}$  values (up to -6‰ and -2‰, respectively to Guia and Nobres Formations) and sulphates (anhydrite and gypsum) occurrences in core samples (more frequent in Nobres Formation), may suggest a context of some restriction within the basin, with greater influence of local processes.

At the top of the Nobres Formation, the presence of preserved primary to early diagenetic sulfate minerals attests for sulfate supersaturation, at least in the shallower environments. This is in accordance with occurrences of sulfate minerals in the middle Ediacaran, in a scenario of increased marine oxidant pools (see Cui et al., 2021 for a review). Cui et al. (2021) proposed that sulfate pseudomorphs and increases in barium content in the middle Ediacaran record reflects increases in seawater sulfate, related to enhanced continental weathering, inferred from  $^{34}\text{S}$ -depleted associated sulfates recovered from these rocks. A larger sulfate reservoir would stimulate microbial sulfate reduction and anaerobic oxidation of organic matter, reinforcing this scenario as a possible cause for the Shuram anomaly. In addition, as the Nobres Formation is related to a very shallow depositional environment, associated with several exposure cycles at the top of the described drill core, the carbonates of this formation may be undergone both meteoric and hypersaline diagenesis processes, resulting in the variety of isotopic signatures observed. Since the Nobres Formation is overlaid by Serra Azul deposits, representative of the Gaskiers glaciation record (Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008), the 2ANP 0006 MT stratigraphic well would record all three major Neoproterozoic glaciations.

## **CONCLUSIONS**

The 2ANP 0006 MT stratigraphic well records two carbonate successions along Cryogenian-Ediacaran interval, represented by the Salto Magessi carbonate and the carbonate units from the Araras Group. The base of these intervals is marked by negative to positive  $\delta^{13}\text{C}$  excursions. At the base of the section, the Salto Magessi carbonate may be representative of the post-Sturtian succession, however, no sedimentological evidence of typical cap carbonate features is observed, such as the presence of basal diamictite. Nevertheless, together with  $\delta^{13}\text{C}$  negative values and associated excursion, geochemical signatures are compatible with cap carbonate geochemistry. Upwards, isotope results obtained in lithostratigraphic units correlated to the Mirassol d'Oeste, Guia and Nobres formations from the Araras Group are consistent with previously published results acquired in the northern Paraguay Belt. The Sr isotope stratigraphy support correlation of the Salto Magessi carbonate with Cryogenian interglacial carbonates deposited after Sturtian glaciation and preceding Marinoan event, whereas the Ediacaran Araras Group, presented a range of ratios compatible with lower Ediacaran record. At the top of Nobres section, sulphate minerals (gypsum and anhydrite) are preserved, which support the scenario of increased sulfate influx to the seas during early to mid-Ediacaran, as a result of enhanced oxidative weathering. Therefore, the studied section from the 2ANP 0006 MT well records the carbonate deposition of the major glacial events of the Neoproterozoic, with potential to retrieve several geochemical signatures associated with the drastic climate changes experienced by this geological era.

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

The authors thank to Centro de Pesquisas, Desenvolvimento e Inovação Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES/PETROBRAS) and the Agência Nacional de Petróleo (ANP) for providing the samples from the stratigraphic well 02ANP 0006 MT. We also thank the Dr. Rubens Figueira for the geochemical analyses support.

## REFERENCES

- Almeida, F.F.M. 1965. Geologia e recursos minerais do estado de mato grosso 206 da serra da Bodoquena (Mato Grosso). Bol. Div.de Geol. e Mineralogia, 219: 1–96.
- Alvarenga, C.J.S., Santos R.V., Dantas, E.L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 131: 1-21.
- Alvarenga, C.J.S., Figueiredo, M.F., Babinski, M., Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay Belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 236-241.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Santos, R.V., Brod, E.R., Gioia, S.M.C.L, Sial, A.N., Dantas, E.L., Ferreira, V.P. 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, 13: 469-479.
- Alvarenga, C.J.S.; Boggiani, P.C.; Babinski, M.; Dardenne, M.A.; Figueiredo, M.F.; Santos, R.V.; Dantas, E.L. 2009. The Amazonian palaeocontinent. *Developments in Precambrian Geology*, 16: 15–28.
- Alvarenga, C. J. S., Boggiani, P. C., Babinski, M., Dardenne, M. A., Figueiredo, M. F., Dantas, E. L., Uhlein, A., Santos, R.V., Sial, A.N., Trompette, R. 2011. Chapter 45: Glacially influenced sedimentation of the Puga Formation, Cuiabá Group and Jacadigo Group, and associated carbonates of the Araras and Corumbá groups, Paraguay Fold Belt, Brazil: p. 487-497 in Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G., (eds.) *The geological record of Neoproterozoic glaciations: Geological Society of London, Memoirs*, 36(1): 487–497.
- Babinski, M., Trindade, R. I. F., Alvarenga, J. C., Boggiani, P. C., Liu, D., Santos, R. V. 2006. Geochronological constrains on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. *Snowball Earth Conference*, Ascona, Switzerland.
- Babinski, M., Figueiredo, M.F., Fanning, M. 2010. U-Pb SHRIMP geochronological constraints on Puga and Serra Azul glacial diamictites, Northern Paraguay belt. VII SSAGI, South American Symposium on Isotope Geology, Brasília.
- Babinski, M. 2011. Geocronologia das glaciações criogenianas do Brasil Central. Habilitation Thesis, Instituto de Geociências, University of São Paulo, São Paulo.
- Bahia, R.B.C; Pedreira, A.J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, 1: 24-29.
- Bahia, R.C.; Quadros, M.L.; Pedreira, A.J. 1996. As coberturas sedimentares fanerozoicas da região sudeste de Rondônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais, p. 293-302.
- Bahia, R.C., Martins-Neto, M.A, Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J. 2006. Revisão estratigráfica da Bacia dos Parecis – Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4): 692-703.
- Bahia, R.C. 2007. Evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis – Amazônia. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil, 121.

- Bahia, R.C., Martins-Neto, M.A., Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J. 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 639-649.
- Banner, J.L., Hanson, G.N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 3123–3137.
- Bartley, J.K., Kah L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. 2007. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt. *Chemical Geology*, 237:211-232.
- Bellefroid, E.J., Planavsky, N.J., Miller, N.R., Brand, U., Wang, C., 2018. Case study on the utility of sequential carbonate leaching for radiogenic strontium isotope analysis. *Chemical Geology*, 497: 88–99.
- Claypool, G.E., Kaplan, I.R. 1974. The origin and distribution of methane in marine sediments. In: Kaplan, I.R. (Ed.) *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum, New York, 99-139.
- Correa, J.A., Couto, E.A. do. 1972. Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso. DNPM/CPRM, Goiânia, Relatório de Arquivo Técnico da DGM, 1940, Relatório Final, 2v.
- Corsetti, F.A., Lorentz, N.J. 2006. On Neoproterozoic cap carbonates as chronostratigraphic markers. In: Xiao, S., Kaufman, A.J. (Eds.), *Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology*. Springer, Berlin, 273–294.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Geological map of the State of Mato Grosso - Scale 1:1,000,000. 2004. Available in: [http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia\\_basica/cartografia\\_regional/mapa\\_mato\\_grosso.pdf](http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia_basica/cartografia_regional/mapa_mato_grosso.pdf). Accessed in 01/30/2022.
- Cui, H., Kaufman, A.J., Xiao, S., Zhou, C., Liu, X. 2017. Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China. *Chemical Geology*, 450: 59-80.
- Cui, H., Kaufman, A.J., Xiao, S., Chuanming, Z., Zhu, M., Cao, M., Loyd, S., Crockford, P., Liu, X., Goderis, S., Wang, W., Guan, C. 2022. Dynamic interplay of biogeochemical C, S, and Ba cycles in response to the Shuram oxygenation event. *Journal of the Geological Society*. 179.
- Della Giustina, M. E. S., Alvarenga, C. J. S., Dardenne, M. A., Santos, R. V., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Sial, A. N. 2005. Estratigrafia isotópica de dois intervalos carbonáticos na borda da Bacia dos Parecis. In: X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do MERCOSUL, Porto de Galinhas, Pernambuco: SBGq.
- Derry, L.A., Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., 1992. Sedimentary cycling and environmental changes in the late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 1317–1329
- Derry, L.A., 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram–Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 294: 152–162.
- Figueiredo, M.F., Babinski, M., Alvarenga, C.J.S., Pinho, F.E.C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia USP*, 8: 65-75.



- Figueiredo M. F. 2010. Químioestratigrafia isotópica (C, O, S e Sr), Geocronologia (Pb-Pb e K-Ar) e Proveniência (Sm-Nd) das rochas da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. 2010. 188 f. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Fölling, P.G., Frimmel, H.E., 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariiep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, 14: 69–88.
- Font, E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière, A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostone (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 250: 89-103.
- Freitas, B.T., Rudnitzki, I.D., Morais, L., Campos, M.D.R., Almeida, R.P., Warren, L.V., Boggiani, P.C., Caetano-Filho, S., Bedoya-Rueda, C., Babinski, M., Fairchild, T.R., Trindade, R.I.F. 2021. Cryogenian glaciostatic and eustatic fluctuations and massive Marinoan-related deposition of Fe and Mn in the Urucum District, Brazil. *Geology*. 49(12): 1478–1483.
- Frimmel, H.E. 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, 182(4): 239-253.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*. 10: 578–596
- Haeser, B. S., Zalán, P.V., Ferreira, M.A., Petersohn, E. 2014. Revisão litoestratigráfica da Bacia dos Parecis e implicações para a exploração de petróleo. In: Rio Oil & Gas Expo and Conference 2014. 10p.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117: 1181-1207.
- Halverson, G.P., Dudás, F.Ö., 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): 103-129.
- Halverson, G.P., Hurtgen, M.T., Porter, S.M., Collins, A.S. 2009. Neoproterozoic- Cambrian biogeochemical evolution. *Developments in Precambrian Geology*, 16: 351–365.
- Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. 2011. Chemostratigraphy and the Neoproterozoic glaciations, in Arnaud, E.A., Halverson, G.P., and Shields-Zhou, G., eds. *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*, Geological Society, London, *Memoirs*. 36: 51–66.
- Halverson G.P.; Wade B.P.; Hurtgen M.T.; Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182: 337–350.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281: 1342-1346.
- Hoffman, P.F., Schrag, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, 14: 129-155.
- Hoffman, P.F., Macdonald, F.A., Halverson, G.P. 2011. Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. (Eds.), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. 36. Geological Society of London *Memoir*, 67–80.
- Hoffman, P.F., Abbot, D.S., Ashkenazy, Y., Benn, D.I., Brocks, J.J., Cohen, P.A., Cox, G.M., Creveling, J.R., Donnadieu, Y., Erwin, D.H., Fairchild, I.J., Ferreira, D., Goodman, J.C., Halverson, G.P., Jansen, M.F., Le Hir, G., Love, G.D., Macdonald, F.A., Maloof, A.C.,

- Partin, C.A., Ramstein, G., Rose, B.E.J., Rose, C.V., Sadler, P.M., Tziperman, E., Voigt, A., Warren, S.G. 2017. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances* 3, e1600983
- Hudson, J.D. 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society*, 133(6): 637–660
- Jacobsen, S.B.; Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 37-57.
- James, N. P., Narbonne, G. M., Kyser, T. K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown, *Canada Journal of Earth Sciences*. 38: 1229–1262.
- James N.P. & Jones B. 2015. *Origin of carbonate sedimentary rocks*. John Willey and Sons, 464 p.
- Jiang, G., Kennedy, M., Christie-Blick, N. 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, 426: 822–826.
- Kanzaki, Y., Bindeman, I.N. 2022. A possibility of  $^{18}\text{O}$ -depleted oceans in the Precambrian inferred from triple oxygen isotope of shales and oceanic crust. *Chemical Geology*, 604: 120944.
- Kaufman, A.J.; Knoll, A.H.; Narbonne, G.M. 1997. Isotopes, ices ages, and terminal Proterozoic Earth history. *National Academy of Sciences Proceedings*, 94(13): 6600-6605.
- Kennedy, M. J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones; deglaciation,  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, and carbonate precipitation, *Journal of Sedimentary Research*. 66: 1050–1064.
- Kennedy, M.J., Runnegar, B., Prave, A.R., Hoffmann, K.H., Arthur, M.A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, 26: 1059–1063.
- Kennedy, M., Mrofka, D., von der Borch, C. 2008. Snowball Earth termination by destabilization of equatorial permafrost methane clathrate. *Nature*, 453: 642–645.
- Kirschvink, J.L. 1992. Late proterozoic low - latitude glaciation: the Snowball Earth. In: Schopf, J.W., Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere: a Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 51-52.
- Knauth, L.P., Kennedy, M.J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*. 460 (7256): 728-32.
- Knoll, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K., Lambert, I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 231: 832-837
- Kuchenbecker, M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Lopes-Silva, L., Pimenta, F. 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 145–162.
- Lang, X., Shen, B., Peng, Y., Huang, K., Lv, J., Ma, H. 2016. Ocean oxidation during the deposition of basal Ediacaran Doushantuo cap carbonates in the Yangtze Platform, South China. *Precambrian Research*. 281: 253-268.
- Li, D., Shields-Zhou, G.A., Ling, H.F., Thirlwall, M., 2011. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks. *Chemical Geology*, 290: 133–144.

- Liu, C., Wang, Z., Raub, T. D., Macdonald, F. A., Evans, D. A. D., 2014. Neoproterozoic cap-dolostone deposition in stratified glacial meltwater plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 404: 22–32.
- Loureiro, E.M.L. 2016. Caracterização geológico-tectônica da Bacia dos Parecis: uma interpretação integrada. Tese de doutoramento. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 99p.
- Loureiro, E.M.L., Menezes, P.T.L., Zalán, P.V., Heilbron, M. 2017. Tectonic framework of Parecis Basin: a seismic-gravity integrated interpretation. 15th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil.
- Makri, S., Wienhues, G., Bigalke, M., Gilli, A., Rey, F., Tinner, W., Vogel, H., Grosjean, M. 2021. Variations of sedimentary Fe and Mn fractions under changing lake mixing regimes, oxygenation and land surface processes during Late-glacial and Holocene times. *Science of The Total Environment*, 755, 143418.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., Fallick, A.E. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. *Terra Nova*, 13: 1–11.
- Miller, A.G., Colman, B. 1980. Evidence for HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> transport by the blue-green alga (Cyanobacterium) *Coccochloris peniocystris*. *Plant Physiology*, 65: 394-402.
- Montañez, I.P., Banner, J., Osleger, D.A., Borg, L.E., Bosserman, P.J. 1996. Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: Implications for the evolution of Cambrian seawater <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. *Geology*, 24(10): 917–920.
- Montañez, I.P., Osleger, D.A., Banner, J.L., Mack, L.E., Musgrove, M. 2000. Evolution of the Sr and C Isotope Composition of Cambrian Oceans. *GSA Today*: 10–15.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Nóbrega-Sial, A., Veloso-Moura, C., Fairchild, T. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse. *Geology*, 31(7): 613–616.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguaí e sul do Craton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4): 576-587.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild, T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237: 168-190.
- Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I., Guacaneme, C. 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 42: 280–305.
- Pedreira, A.J., Bahia, R.B.C. 2000. Sedimentary basins of Rondônia State, Brazil: response to the geotectonic evolution of the Amazonian craton. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 477-480.
- Pedreira, A.J., Bahia, R.B.C. 2004. Estratigrafia e Evolução da Bacia dos Parecis Região Amazônica, Brasil: integração e síntese de dados dos Projetos Alto Guaporé, Serra Azul, Serra do Roncador, Centro-Oeste de Mato Grosso e Sudeste de Rondônia. Brasília: CPRM. Serviço Geológico do Brasil/DEPAT/DIEDIG, 39p.

- Pierre, C. 1989. Sedimentation and diagenesis in restricted marine basins. In: Fritz, P., Fontes, J.C.H. (Eds.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Marine Environment*. v.3, Elsevier, Amsterdam, 257-315.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F., Melo, C.F., Romanini, S.J. 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Porto Velho: Departamento Nacional de Produção Mineral/Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, v. 1, 169p.
- Pokrovsky, B.G., Mavromatis, V., Pokrovsky, O.S. 2011. Co-variation of Mg and C isotopes in late Precambrian carbonates of the Siberian Platform: A new tool for tracing the change in weathering regime? *Chemical Geology*, 290: 67-74.
- Prave, A. R. 1999. Two diamictites, two cap carbonates, two  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, two rifts; the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California. *Geology*, 27: 339–342.
- Prave, A.R., Condon, D.J., Hoffmann, K.H., Tapster, S., Fallick, A.E. 2016. Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation. *Geology*, 44: 631–634.
- Prins, H.B.A., Elzenga, J.T.M. 1989. Bicarbonate utilization: function and mechanism. *Aquatic Botany*, 31: 59-83.
- Pu, J.P., Bowring, S.A., Ramezani, J., Myrow, P., Raub, T.D., Landing, E., Mills, A., Hodgkin, E., Macdonald, F.A. 2016. Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. *Geology*, 44: 955–958.
- Riccomini, C., Nogueira, A.C.R., Sial, A.N. 2007. Carbon and oxygen isotope geochemistry of Ediacaran outer platform carbonates, Paraguay Belt, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(3): 519-527.
- Romero, J.A.S., Lafon, J.M., Nogueira, A.C.R., Soares, J.L. 2012. Sr isotope geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review*, 55(2): 185-203.
- Rooney, A.D., Macdonald, F.A., Strauss, J.V., Dudás, F.Ö., Hallmann, C., Selby, D. 2014. Re–Os geochronology and coupled Os–Sr isotope constraints on the Sturtian Snowball Earth. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111: 51–56.
- Rooney, A. D., Yang, C., Condon, D. J., Zhu, M., Macdonald, F. A. 2020. U-Pb and Re-Os geochronology tracks stratigraphic condensation in the Sturtian snowball Earth aftermath. *Geology*, 48(6): 625–629.
- Sansjofre, P., Ader, M., Trindade, R., Elie, M., Lyons, J., Cartigny, P., Nogueira, A.C.R. 2011. A carbon isotope challenge to the snowball Earth. *Nature*, 478: 93–96.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A. 1984. Evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, escala 1:2500000. Coord. Carlos Schobbenhaus, Diógenes de Almeida Campos, Gilberto Ruy Derze, Haroldo Asmus. Brasília. Departamento Nacional de Produção Mineral.
- Schrag, D., Higgins, J., Macdonald, F., Johnston, D. 2013. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle. *Science*, 339: 540.

- Schrag, D., Higgins, J., Macdonald, F., Johnston, D. 2014. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle: Why diagenesis matters even more. *Goldschmidt Abstracts*, 2223.
- Shields, G.A., Brasier, M.D., Stille, S., Dorjnamjaa, D. 2002. Factors contributing to high  $\delta^{13}\text{C}$  values in Cryogenian limestones of western Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 99-111.
- Shields-Zhou, G.A., Hill, A.C., Macgabhann, B.A. 2012. Chapter 17 — The Cryogenian Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G. M., (eds). *The Geologic Time Scale*. Boston: Elsevier, 393-411.
- Siqueira L.P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3: 3-16.
- Vasconcelos, C. S., Morales, I. V.F., Figueiredo, M. F. 2014. Revisão da Estratigrafia da Bacia dos Parecis-Alto Xingu. In: SBG 47° Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Bahia. Brasil. September, 2014.
- 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.
- Whithicar, M.J., Faber, E., Schoell, M. 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments:  $\text{CO}_2$  reduction versus acetate fermentation- Isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 693-709.
- Williams, G. 1979. Sedimentology, stable-isotope geochemistry and palaeoenvironment of dolostones capping late Precambrian glacial sequences in Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, 26(7–8): 377–386.
- Yu, W., Algeo, T.J., Zhou, Q., Yuansheng, D., Wang, P. 2020. Cryogenian cap carbonate models: a review and critical assessment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 552, 109727.
- Zaky, A.M., Brand, U., Buhl, D., Blamey, N.M., Bitner, A., Logan, A., Gaspard, D., Popov, A. 2019. Strontium isotope geochemistry of modern and ancient archives: tracer of secular change in ocean chemistry. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56: 245–264.

## 5. CONCLUSÕES

Amostras provenientes do poço estratigráfico 2ANP 0006 MT, de aproximadamente 4,5 km de profundidade, localizado na região centro-sul da Bacia dos Parecis (sub-bacia de Juruena), foram submetidas à descrição litológica, análises de geoquímica elementar por fluorescência de raios-x e de geoquímica isotópica de C, O e Sr. O foco desta pesquisa foram as formações essencialmente carbonáticas depositadas ao longo do Neoproterozoico, e que compõem a base da bacia.

O poço estratigráfico 2ANP 0006 MT registra duas sucessões carbonáticas ao longo do intervalo Criogeniano-Ediacarano, representadas pelo carbonato Salto Magessi e pelas unidades carbonáticas do Grupo Araras (formações Mirassol d'Oeste, Guia e Nobres). A base desses intervalos é marcada por excursões negativas a positivas de  $\delta^{13}\text{C}$ . Sugere-se aqui que o carbonato Salto Magessi, na base da seção estudada, seja representativo da sucessão pós-Sturtiana, apesar de não serem observadas evidências sedimentológicas típicas de carbonatos de capa, como a ocorrência de diamictitos basais. No entanto, juntamente com valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  e com a respectiva excursão, as assinaturas geoquímicas são compatíveis com a geoquímica de carbonatos de capa.

Já os resultados isotópicos obtidos em unidades litoestratigráficas correlacionadas com as formações Mirassol d'Oeste, Guia e Nobres, do Grupo Araras, são consistentes com resultados anteriormente publicados adquiridos na Faixa Paraguai Norte. A excursão negativa de  $\delta^{13}\text{C}$  inicial registrada na Formação Mirassol d'Oeste está associada a razões radiogênicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  radiogênicas, que podem estar relacionadas a uma grande quantidade de influxo continental proveniente da intensa erosão gerada pela deglaciação Marinoana. Além disso, feições geoquímicas frequentemente observadas em sucessões de carbonatos de capa em todo o mundo, como um aumento nas razões Fe/Sr e Mn/Sr, estão presentes nesta formação e podem estar relacionadas a uma diagênese precoce diacrônica de escala global, devido à intensa influência meteórica no intervalo pós-glacial Marinoano.

A quimioestratigrafia isotópica de Sr suporta a correlação do carbonato Salto Magessi com carbonatos interglaciais criogenianos depositados após a glaciação Sturtiana e anterior ao evento Marinoano, enquanto o Grupo Araras apresentou uma faixa de razões isotópicas compatíveis com o registro do Ediacarano inferior. No topo da Formação Nobres, os sais minerais (sulfatos) são preservados, o que indica um cenário de aumento do influxo de sulfato para os mares durante o início e o meio do Ediacarano, como resultado do intemperismo oxidativo aprimorado.

Portanto, conclui-se que a seção estudada do poço 2ANP 0006 MT pode conter o registro da deposição carbonática que segue os principais eventos glaciais do Neoproterozoico, com potencial para recuperar diversas assinaturas geoquímicas associadas às drásticas mudanças climáticas que ocorreram nesta era geológica.

Embora algumas sucessões sedimentares estejam incompletas, o poço 2ANP 0006 MT pode ser uma das poucas seções do mundo a conter o registro sedimentar das três principais glaciações neoproterozoicas. Assim, este poço é um alvo que pode ser melhor explorado através de estudos complementares de sedimentologia, geoquímica elementar e isotópica, para reconstruções quimioestratigráficas e paleoambientais associadas com grandes mudanças climáticas que ocorreram no Neoproterozoico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarenga, C.J.S., Santos R.V., Dantas, E.L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 131: 1-21.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Santos, R.V., Brod, E.R., Gioia, S.M.C.L, Sial, A.N., Dantas, E.L., Ferreira, V.P. 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, 13: 469-479.
- Banner, J.L., Hanson, G.N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 3123–3137.
- Banner, J.L., 2004. Radiogenic isotopes: Systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth Science Reviews*, 65: 141-194.
- Claypool, G.E., Kaplan, I.R., 1974. The origin and distribution of methane in marine sediments. In: Kaplan, I.R. (Ed.) *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum, New York, 99-139.
- Corfield, R.S., 1994. Palaeocene oceans and climate: An isotopic perspective. *Earth Science Reviews*, 37: 225-252.
- Della Giustina, M. E. S., Alvarenga, C. J. S., Dardenne, M. A., Santos, R. V., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Sial, A. N. 2005. Estratigrafia isotópica de dois intervalos carbonáticos na borda da Bacia dos Parecis. In: X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do MERCOSUL, Porto de Galinhas, Pernambuco: SBGq.
- Derry, L.A., Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., 1992. Sedimentary cycling and environmental changes in the late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 1317–1329
- Derry, L.A., 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram–Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 294: 152–162.
- DePaolo, D.J., Ingram, B.L., 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 227: 938-942.
- Falkowski, P.G., 2012. The global carbon cycle: biological processes. In: Knoll, A.H., Canfield, D.E., Konhauser, K.O. orgs., *Fundamentals of Geobiology*, Blackwell Publishing Ltd., p. 5-19.
- Faure, G., Mensing, T.M., 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. 3<sup>rd</sup> edition, New Jersey, John Wiley and Sons, 897p.
- Figueiredo, M.F., Babinski, M., Alvarenga, C.J.S., Pinho, F.E.C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia USP*, 8: 65-75.
- Fölling, P.G., Frimmel, H.E., 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariiep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, 14: 69–88.
- Font, E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière, A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d’Oeste cap dolostone (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 250:89-103.
- Frimmel, H.E., 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, 182(4): 239-253.



- Halverson G.P.; Hoffman P.F.; Schrag D.P.; Maloof A.C.; Rice A.H.N., 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117: 1181-1207.
- Halverson, G.P.; Dudás, F.Ö.; 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): 103-129.
- Halverson G.P.; Wade B.P.; Hurtgen M.T.; Barovich K.M., 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182: 337–350.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281: 1342-1346.
- Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, 14: 129-155.
- Jacobsen, S.B.; Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 37-57.
- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301(2): 112–149.
- Kah, L.C., Bartley, J.K., Teal., D.A., 2012. Chemostratigraphy of the Late Mesoproterozoic Atar Group, Taoudeni Basin, Mauritania: Muted isotopic variability, facies correlation and global isotopic trends. *Precambrian Research*, 200-203: 82-103.
- Kaufman, A.J., Hayes, J.M., Knoll, A.H., Germs, G.J.B., 1991. Isotopic composition of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, 49: 301 – 327.
- Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., Knoll, A.H., 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 409-430.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73: 27-49.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., 1997. Isotopes, ices ages, and terminal Proterozoic Earth history. *National Academy of Sciences Proceedings*, 94(13): 6600-6605.
- Kennedy, M.J., 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: Deglaciation, C excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 1050-1064.
- Kirschvink, J.L., 1992. Late proterozoic low-latitude glaciation: the Snowball Earth. In: Schopf, J.W., Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere: a Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 51-52.
- Knauth, L.P., Kennedy, M.J., 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*. 460 (7256): 728-32.
- Knoll, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K., Lambert, I.B., 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 231: 832-837.
- Knoll, A.H., 1991. End of the Proterozoic Eon. *Scientific America*, 265: 64-73.
- Knoll, A.H., Walter, M.R., 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356: 673-677.

- Kuznetsov, A. B., Semikhatov, M. A., Gorokhov, I. M., 2012. The Sr isotope composition of the world ocean, marginal and inland seas: Implications for the Sr isotope stratigraphy. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 20(6): 501–515.
- Kuznetsov, A. B., Ovchinnikova, G. V., Gorokhov, I. M., Letnikova, E. F., Kaurova, O. K., Konstantinova, G. V., 2013. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb–Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62: 51–66.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., Fallick, A.E., 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. *Terra Nova*, 13: 1–11.
- Melezhik, V., Fallick, A., Pokrovsky, B., 2005. Enigmatic nature of thick sedimentary carbonates depleted in C beyond the canonical mantle value: The challenges to our understanding of the terrestrial carbon cycle. *Precambrian Research*, 137(3-4): 131–165.
- Miller, A.G., Colman, B., 1980. Evidence for HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> transport by the blue-green alga (Cyanobacterium) *Coccochloris peniocyctis*. *Plant Physiology*, 65: 397-402.
- Newton, R., Bottrell, S., 2007. Stable isotopes of carbon and sulphur as indicators of environmental change: past and present. *Journal of the Geological Society*, 164(4): 691–708.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Nóbrega-Sial, A., Veloso-Moura, C., Fairchild, T. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse. *Geology*, 31 (7): 613–616.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild, T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237: 168-190.
- Palmer, M.R., Elderfield, H., 1985. Sr isotope composition of seawater over the past 75 Myr. *Nature*, 314: 526-528.
- Palmer, M.R., Edmond, J.M., 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 2099-2111.
- Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I., Guacaneme, C., 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 42: 280–305.
- Pierre, C., 1989. Sedimentation and diagenesis in restricted marine basins. In: Fritz, P., Fontes, J.C.H. (Eds.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Marine Environment*. v.3, Elsevier, Amsterdam, 257-315.
- Pokrovsky, B. G., Melezhik, V. A., Bujakaite, M. I., 2006. Carbon, oxygen, strontium, and sulfur isotopic compositions in late Precambrian rocks of the Patom Complex, central Siberia: Communication 1. results, isotope stratigraphy, and dating problems. *Lithology and Mineral Resources*, 41(5): 450–474.
- Pokrovsky, B.G., Mavromatis, V., Pokrovsky, O.S., 2011. Co-variation of Mg and C isotopes in late Precambrian carbonates of the Siberian Platform: A new tool for tracing the change in weathering regime? *Chemical Geology*, 290: 67-74.
- Prins, H.B.A., Elzenga, J.T.M., 1989. Bicarbonate utilization: function and mechanism. *Aquatic Botany*, 31: 59-83.

- Ripperdan, R.L., 2001. Stratigraphic variation in marine carbon isotope ratios. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 43: 637-662.
- Schrag D., Higgins J., Macdonald F., Johnston D., 2013. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle. *Science*, 339:540.
- Schrag D., Higgins J., Macdonald F., Johnston D., 2014. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle: Why diagenesis matters even more. *Goldschmidt Abstracts*, 2223.
- Shields, G.A., Brasier, M.D., Stille, S., Dorjnamjaa, D., 2002. Factors contributing to high  $\delta^{13}\text{C}$  values in Cryogenian limestones of western Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 99-111.
- Siegenthaler, U., 1979. Stable hydrogen and oxygen isotopes in water cycle. In: *Lectures in Isotope Geology*, p. 265-273.
- Veizer, J., Hoefs, J., 1976. The nature of  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  and  $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$  secular trend in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1387-1395.
- 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., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1-3): 59-88.
- Wallmann, K., Aloisi, G., 2012. The global carbon cycle: biological processes. In: Knoll, A.H., Canfield, D.E., Konhauser, K.O. eds., *Fundamentals of Geobiology*, Blackwell Publishing Ltd., p. 20-35.
- Whithicar, M.J., Faber, E., Schoell, M., 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments:  $\text{CO}_2$  reduction versus acetate fermentation- Isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 693-709.
- Zaky, A.M., Brand, U., Buhl, D., Blamey, N.M., Bitner, A., Logan, A., Gaspard, D., Popov, A., 2019. Strontium isotope geochemistry of modern and ancient archives: tracer of secular change in ocean chemistry. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56: 245-264.
- Zhu, M.Y., Zhang, J., Yang, A., 2007. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 254: 7-61.

## **APÊNDICE A**

**Principais resultados da geoquímica por fluorescência de raios-x dos carbonatos  
neoproterozoicos**







Unidade Litoestratigráfica	Profundidade (m)	Tipo de Amostra	Unidade	Ca	Ca +/-	Cd	Cd +/-	Cl	Cl +/-	Co	Co +/-	Cr	Cr +/-	Cu	Cu +/-	Fe	Fe +/-	K	K +/-	Mn	Mn +/-	Mo	Mo +/-	Ni	Ni +/-	P	P +/-	Pb	Pb +/-	Rb	Rb +/-	S	S +/-	Sb	Sb +/-	Sn	Sn +/-	Sr	Sr +/-	Zn	Zn +/-	Zr	Zr +/-
Carbonato Salto Magessi	4402,19	Testemunho ou Laterais	PPM	166.004	1.697	<LOD	31	228.311	2.542	<LOD	135	16	5	<LOD	13	17.359	181	9.848	194	293	9	<LOD	6	<LOD	23	<LOD	14.234	<LOD	7	10,1	1,4	21.822	965	<LOD	59	<LOD	52	600	16	<LOD	9	43	5
Carbonato Salto Magessi	4403,22	Testemunho ou Laterais	PPM	194.607	1.961	<LOD	31	170.534	1.953	<LOD	139	<LOD	13	<LOD	13	18.489	190	8.494	178	310	9	<LOD	5,8	<LOD	22	<LOD	14.964	<LOD	7	7,3	1,4	16.749	874	<LOD	57	<LOD	51	578	15	<LOD	9	29	4
Carbonato Salto Magessi	4404,21	Testemunho ou Laterais	PPM	203.408	2.113	<LOD	31	151.354	1.821	<LOD	142	<LOD	14	<LOD	14	18.092	191	10.478	207	326	10	<LOD	6	<LOD	22	<LOD	15.794	<LOD	7	8,3	1,5	17.618	914	<LOD	58	<LOD	51	590	16	9	3	36	4
Carbonato Salto Magessi	4405,20	Testemunho ou Laterais	PPM	211.807	2.175	<LOD	31	140.495	1.693	<LOD	143	<LOD	13	<LOD	13	19.161	197	10.023	200	315	10	<LOD	5,8	<LOD	21	<LOD	15.752	<LOD	7	15,2	1,5	16.110	882	<LOD	58	<LOD	51	599	16	<LOD	9	30	4
Carbonato Salto Magessi	4406,02	Testemunho ou Laterais	PPM	210.956	2.135	<LOD	30	146.291	1.726	<LOD	137	<LOD	13	<LOD	13	18.152	188	6.327	154	323	9	<LOD	5,9	<LOD	21	<LOD	15.697	<LOD	7	8	1,4	20.514	940	<LOD	58	<LOD	51	587	15	<LOD	8	38	4
Carbonato Salto Magessi	4407,01	Testemunho ou Laterais	PPM	182.501	1.851	<LOD	31	205.817	2.309	<LOD	139	<LOD	13	<LOD	13	18.620	191	8.627	180	308	9	<LOD	6	<LOD	22	<LOD	14.895	<LOD	8	12,5	1,5	23.567	988	<LOD	58	<LOD	51	590	16	<LOD	8	53	5
Carbonato Salto Magessi	4408,02	Testemunho ou Laterais	PPM	231.333	2.373	<LOD	32	120.616	1.495	<LOD	142	<LOD	14	<LOD	13	18.761	194	7.023	166	329	10	<LOD	6	<LOD	22	<LOD	16.493	<LOD	7	11,3	1,5	17.747	914	<LOD	59	<LOD	53	598	16	<LOD	8	35	4
Carbonato Salto Magessi	4409,00	Testemunho ou Laterais	PPM	270.414	2.791	<LOD	31	73.824	1.028	<LOD	153	<LOD	14	<LOD	13	21.705	219	21.400	328	374	10	<LOD	6	<LOD	23	<LOD	18.424	<LOD	7	18,9	1,7	71.460	1667	<LOD	59	<LOD	52	639	17	<LOD	9	40	5
Carbonato Salto Magessi	4410,01	Testemunho ou Laterais	PPM	274.020	2.698	<LOD	30	41.384	654	<LOD	136	<LOD	13	<LOD	13	18.323	185	5.993	150	311	9	<LOD	5,9	<LOD	22	<LOD	17.744	<LOD	7	8,8	1,5	92.139	1826	<LOD	57	<LOD	50	746	18	<LOD	8	31	5
Carbonato Salto Magessi	4411,14	Testemunho ou Laterais	PPM	218.140	2.260	<LOD	31	122.909	1.530	<LOD	146	<LOD	14	<LOD	13	19.556	204	10.557	208	319	10	<LOD	6	<LOD	22	<LOD	16.275	<LOD	7	9,1	1,5	28.093	1076	<LOD	59	<LOD	52	619	16	<LOD	9	31	4
Carbonato Salto Magessi	4422,00	Calha	PPM	203.914	1.607	<LOD	18	<LOD	251	<LOD	70	<LOD	9	<LOD	7	9.930	85	4.662	102	210	6	<LOD	3,6	<LOD	13	<LOD	11.556	<LOD	4,3	2,7	0,8	<LOD	1165	<LOD	31	<LOD	29	209	5	5,4	1,8	<LOD	5,3
Carbonato Salto Magessi	4428,00	Calha	PPM	286.407	2.468	<LOD	20	<LOD	318	<LOD	70	<LOD	10	<LOD	8	8.727	81	4.490	115	332	8	<LOD	4	<LOD	14	<LOD	15.158	<LOD	4,6	3,8	0,9	3.711	545	<LOD	34	<LOD	31	532	10	<LOD	5,7	<LOD	8
Carbonato Salto Magessi	4431,00	Calha	PPM	209.732	1.582	<LOD	17	<LOD	243	<LOD	72	<LOD	8	<LOD	7	11.675	90	2.294	73	112	5	<LOD	3,4	<LOD	12	<LOD	11.494	<LOD	4	<LOD	2,2	<LOD	1122	<LOD	29	<LOD	27	235	5	<LOD	4,6	<LOD	5
Carbonato Salto Magessi	4437,00	Calha	PPM	218.229	1.745	<LOD	18	<LOD	268	<LOD	74	<LOD	10	<LOD	7	11.315	91	4.389	102	251	7	<LOD	3,6	<LOD	12	<LOD	12.394	<LOD	4,4	4,5	0,9	<LOD	1249	<LOD	30	<LOD	28	486	9	16	2	<LOD	7

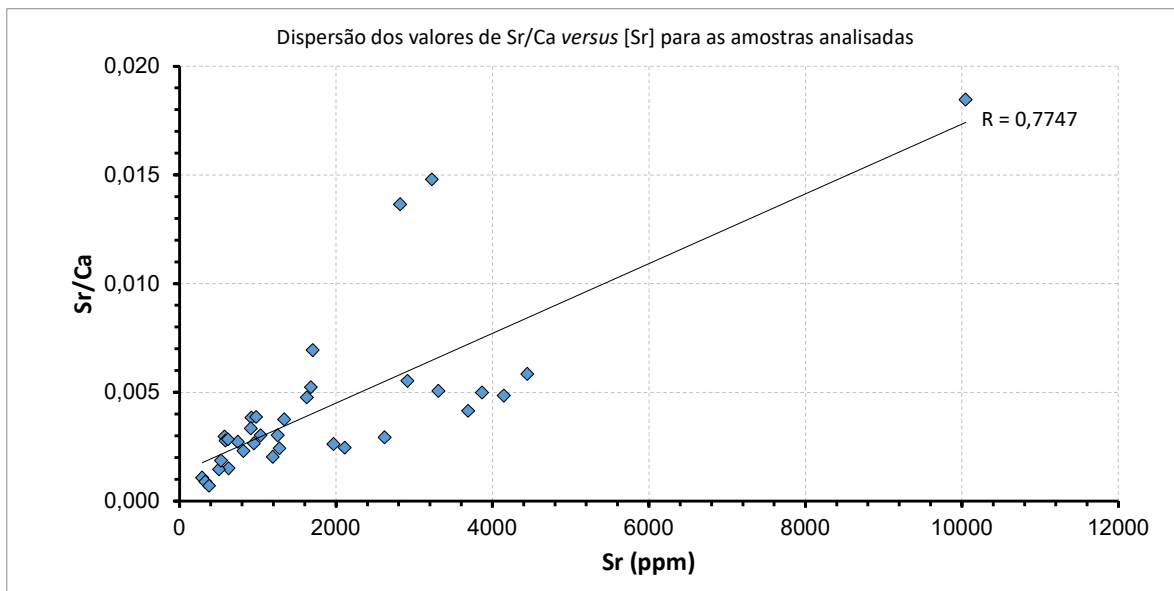


## **APÊNDICE B**

**Composições isotópicas de estrôncio, principais razões geoquímicas obtidas e representação gráfica do coeficiente entre o teor de Sr e as razões Sr/Ca**

Unidade Litoestratigráfica	Litologia	Profundidade (m)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Erro (2σ)	Sr (ppm)	Sr +/- (ppm)	Mn/Sr	Rb/Sr	Fe/Sr	Sr/Ca	Tipo de Amostra
Fm. Nobres	Calcário	3036,0	0,707671	0,000005	920	17	n.a.	n.a.	0,3250	0,0038	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3055,14	0,707617	0,000008	3867	101	n.a.	n.a.	0,0499	0,0050	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3072,66	0,707835	0,000009	2819	69	0,0461	0,0135	1,8404	0,0137	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3081,67	0,707646	0,000007	10049	259	n.a.	n.a.	0,0418	0,0185	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3090,58	0,707674	0,000005	3227	91	0,0087	n.a.	0,2247	0,0148	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3099,68	0,707650	0,000004	3309	83	0,0066	n.a.	0,0774	0,0051	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3174,0	0,707695	0,000003	818	14	n.a.	n.a.	0,2311	0,0023	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3234,0	0,707735	0,000014	1680	29	n.a.	0,0030	0,1530	0,0052	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3330,0	0,707830	0,000035	911	16	n.a.	0,0036	0,9923	0,0033	Calha
Fm. Nobres	Dolomito	3414,0	0,707726	0,000006	1702	26	n.a.	0,0018	0,1722	0,0069	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3462,0	0,707659	0,000003	1278	27	0,0282	n.a.	0,6385	0,0024	Calha
Fm. Guia	Calcário	3542,39	0,707541	0,000006	3691	95	n.a.	n.a.	0,0463	0,0042	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3545,48	0,707615	0,000005	4447	113	n.a.	n.a.	0,1012	0,0059	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3548,41	0,707584	0,000004	2111	57	n.a.	n.a.	0,1587	0,0025	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3552,99	0,707588	0,000005	4145	109	n.a.	n.a.	0,0878	0,0049	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3557,15	0,707576	0,000005	2623	69	n.a.	n.a.	0,1289	0,0029	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3579,0	0,707591	0,000015	1968	44	0,0086	n.a.	0,3095	0,0026	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3669,0	0,707705	0,000015	1256	21	0,0804	0,0025	1,335	0,0030	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3723,0	0,707625	0,000010	1193	25	0,1760	0,0036	3,229	0,0020	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3759,0	0,707724	0,000003	2913	54	0,1260	0,0017	1,576	0,0055	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4035,0	0,707602	0,000006	629	12	0,0604	n.a.	1,552	0,0015	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4095,0	0,710326	0,000011	1038	19	0,2832	0,0055	6,385	0,0030	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4185,08	0,710748	0,000025	290	9	6,2586	0,0724	28,334	0,0011	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4188,69	0,718653	0,000023	1338	30	0,4297	0,0072	2,847	0,0038	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4188,71	0,718533	0,000016	506	13	1,1087	0,0190	7,658	0,0015	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4189,29	0,717919	0,000039	330	9	2,1182	0,0194	13,718	0,0009	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4194,4	0,707883	0,000019	379	12	22,757	0,0509	32,683	0,0007	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4383,0	0,707712	0,000008	952	17	0,1439	0,0062	3,564	0,0026	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4398,0	0,707761	0,000053	1629	27	0,0325	0,0039	1,378	0,0048	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4400,1	0,706674	0,000013	981	24	0,3721	0,0107	21,249	0,0039	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4403,22	0,706558	0,000005	578	15	0,5363	0,0126	31,988	0,0030	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4406,02	0,706603	0,000005	587	15	0,5503	0,0136	30,923	0,0028	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4410,01	0,706553	0,000013	746	18	0,4169	0,0118	24,562	0,0027	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4411,14	0,706553	0,000013	619	16	0,5153	0,0147	31,593	0,0028	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4428,0	0,707346	0,000008	532	10	0,6241	0,0071	16,404	0,0019	Calha

n.a. = concentrações de Mn ou Rb estavam abaixo do Limite de Detecção do equipamento



## **APÊNDICE C**

### **Dados isotópicos de carbono e oxigênio**

Unidade Litoestratigráfica	Litologia	Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Tipo de Amostra
Fm. Nobres	Dolomito	3019	-0,64	0,10	-2,50	0,06	Lateral
Fm. Nobres	Dolomito	3020	-0,23	0,05	-3,21	0,05	Lateral
Fm. Nobres	Calcário	3021	-0,09	0,08	-2,28	0,13	Calha
Fm. Nobres	Dolomito	3021	-0,35	0,09	-3,58	0,06	Lateral
Fm. Nobres	Dolomito	3022,3	-0,70	0,10	-3,50	0,05	Lateral
Fm. Nobres	Dolomito	3023	-0,81	0,10	-3,55	0,06	Lateral
Fm. Nobres	Dolomito	3023,8	-1,07	0,11	-2,82	0,06	Lateral
Fm. Nobres	Calcário	3024	-0,72	0,07	-2,50	0,12	Calha
Fm. Nobres	Dolomito	3025	-1,54	0,11	-3,24	0,07	Lateral
Fm. Nobres	Calcário	3027	-0,97	0,07	-2,29	0,13	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3030	0,10	0,08	-2,40	0,13	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3033	0,01	0,08	-2,63	0,13	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3036	0,28	0,06	-2,86	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3039	-1,04	0,06	-4,05	0,08	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3042	-2,63	0,07	-4,53	0,09	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3045	-4,05	0,07	-4,74	0,08	Calha
Fm. Nobres	Dolomito	3047,76	-0,51	0,09	-4,92	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3048,82	0,15	0,10	-4,23	0,07	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3049,84	-0,49	0,06	-5,62	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3050,8	0,06	0,09	-5,13	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3051,83	0,62	0,08	-6,91	0,04	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3052,73	0,68	0,08	-6,87	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3053,7	0,33	0,08	-7,17	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3054,42	0,34	0,09	-7,32	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3055,01	0,26	0,09	-7,29	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3055,65	0,18	0,08	-7,57	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3056,02	0,27	0,09	-3,73	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3056,96	-0,33	0,09	-4,69	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3062,49	0,52	0,09	-3,53	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3063,48	0,38	0,09	-6,55	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3063,88	0,59	0,09	-6,75	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3064,06	0,56	0,08	-6,32	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3065,06	0,40	0,09	-5,79	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3073,25	-0,70	0,08	-4,30	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3074,3	-1,05	0,09	-4,62	0,04	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3075,5	-0,89	0,10	-4,91	0,07	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3076,54	-0,65	0,10	-3,98	0,07	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3077,59	-0,90	0,09	-6,02	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3078,56	-0,66	0,10	-6,63	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3079,51	-0,48	0,10	-7,19	0,07	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3080,68	-0,13	0,10	-6,55	0,07	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3081,67	-0,77	0,05	-6,90	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3082,15	-0,67	0,10	-6,07	0,07	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3083,11	-1,11	0,10	-5,46	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3083,96	-0,73	0,11	-4,22	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3084,46	-0,63	0,09	-3,46	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3087,51	-1,06	0,11	-4,59	0,08	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3088,54	-0,57	0,09	-4,23	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3089,58	-0,51	0,10	-4,77	0,08	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3090,58	-0,59	0,06	-3,43	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3091,11	-0,12	0,11	-2,98	0,08	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3092,12	-0,59	0,10	-4,32	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3093,07	-0,83	0,10	-3,86	0,07	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3094,28	-1,03	0,09	-3,75	0,04	Testemunho
Fm. Nobres	Dolomito	3097,22	-0,74	0,11	-4,90	0,08	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3098,68	-1,01	0,06	-6,89	0,05	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3099,68	-0,94	0,06	-7,44	0,06	Testemunho
Fm. Nobres	Calcário	3100,25	-1,07	0,10	-6,96	0,05	Testemunho

Unidade Litoestratigráfica	Litologia	Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Tipo de Amostra
Fm. Nobres	Calcário	3102	-0,85	0,07	-5,42	0,14	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3114	-0,84	0,06	-5,88	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3126	-1,12	0,07	-4,67	0,12	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3138	-1,58	0,06	-5,29	0,09	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3150	-2,24	0,06	-6,54	0,09	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3162	-1,34	0,06	-7,07	0,08	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3174	-1,41	0,06	-6,89	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3186	-1,85	0,06	-6,50	0,09	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3198	-1,57	0,06	-5,27	0,08	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3210	-1,76	0,06	-6,81	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3222	-1,91	0,06	-6,55	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3234	-1,70	0,07	-6,12	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3246	-1,79	0,06	-5,33	0,08	Calha
Fm. Nobres	Dolomito	3250	-1,80	0,10	-7,45	0,05	Lateral
Fm. Nobres	Calcário	3258	-1,70	0,07	-6,55	0,14	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3270	-1,09	0,06	-5,98	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3282	-1,03	0,07	-6,98	0,13	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3294	-1,40	0,06	-6,51	0,08	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3306	-1,26	0,06	-6,70	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3318	-1,11	0,06	-6,65	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3330	-1,49	0,06	-6,17	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3342	-0,91	0,06	-6,08	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3354	-1,00	0,07	-6,53	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3366	-1,09	0,06	-6,16	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3378	-0,98	0,06	-6,26	0,08	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3390	-1,33	0,06	-6,88	0,08	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3402	-1,48	0,06	-6,48	0,09	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3414	-1,16	0,06	-6,60	0,09	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3426	-0,84	0,06	-5,74	0,08	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3438	-0,80	0,08	-6,58	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3450	-0,36	0,06	-7,09	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3462	-0,51	0,07	-7,28	0,10	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3474	-1,47	0,06	-6,60	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3474	-2,62	0,10	-7,67	0,05	Lateral
Fm. Nobres	Calcário	3486	-2,60	0,06	-5,59	0,11	Calha
Fm. Nobres	Calcário	3488	-2,80	0,10	-7,83	0,06	Lateral
Fm. Guia	Calcário	3498	-1,76	0,06	-6,94	0,11	Calha
Fm. Guia	Calcário	3498,5	-2,38	0,11	-7,74	0,08	Lateral
Fm. Guia	Calcário	3501	-1,58	0,08	-7,54	0,13	Calha
Fm. Guia	Calcário	3504	-1,56	0,06	-6,76	0,10	Calha
Fm. Guia	Calcário	3507	-1,86	0,07	-6,21	0,11	Calha
Fm. Guia	Calcário	3510	-1,91	0,08	-6,51	0,13	Calha
Fm. Guia	Calcário	3513	-1,99	0,07	-6,56	0,12	Calha
Fm. Guia	Calcário	3516	-1,89	0,06	-7,95	0,09	Calha
Fm. Guia	Calcário	3519	-1,89	0,06	-6,86	0,09	Calha
Fm. Guia	Calcário	3522	-1,89	0,06	-7,09	0,09	Calha
Fm. Guia	Calcário	3525	-1,48	0,07	-7,95	0,13	Calha
Fm. Guia	Calcário	3528	-1,47	0,07	-7,84	0,12	Calha
Fm. Guia	Calcário	3537	-1,99	0,06	-8,23	0,10	Calha
Fm. Guia	Calcário	3540,29	-2,04	0,12	-8,57	0,10	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3541,28	-2,38	0,10	-8,34	0,06	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3542,39	-2,37	0,11	-7,95	0,08	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3543,44	-2,21	0,12	-8,48	0,09	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3544,45	-2,55	0,11	-8,52	0,08	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3545,48	-2,52	0,11	-8,49	0,07	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3546,5	-2,55	0,11	-8,18	0,07	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3547,5	-2,66	0,06	-8,78	0,07	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3548,41	-2,60	0,07	-8,33	0,06	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3548,99	-2,46	0,06	-8,95	0,06	Testemunho

Unidade Litoestratigráfica	Litologia	Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Tipo de Amostra
Fm. Guia	Calcário	3549,09	-2,52	0,11	-8,38	0,07	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3551,03	-2,43	0,11	-7,99	0,08	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3552	-2,59	0,11	-7,97	0,08	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3552,99	-2,61	0,11	-8,65	0,05	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3554,12	-2,25	0,10	-9,14	0,04	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3555,18	-2,75	0,10	-8,36	0,05	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3556,21	-2,59	0,10	-8,29	0,05	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3557,15	-2,65	0,10	-8,06	0,05	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3557,85	-2,75	0,10	-8,20	0,05	Testemunho
Fm. Guia	Calcário	3561	-2,30	0,08	-7,96	0,13	Calha
Fm. Guia	Calcário	3570	-2,48	0,07	-7,82	0,13	Calha
Fm. Guia	Calcário	3579	-2,74	0,08	-8,29	0,15	Calha
Fm. Guia	Calcário	3588	-2,62	0,06	-7,85	0,09	Calha
Fm. Guia	Calcário	3597	-2,71	0,07	-7,66	0,11	Calha
Fm. Guia	Calcário	3606	-2,68	0,07	-7,52	0,14	Calha
Fm. Guia	Calcário	3615	-2,84	0,09	-7,55	0,14	Calha
Fm. Guia	Calcário	3624	-2,94	0,08	-7,54	0,13	Calha
Fm. Guia	Calcário	3633	-3,07	0,07	-8,47	0,14	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3643	-4,06	0,11	-8,23	0,05	Lateral
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3645	-3,17	0,09	-7,76	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3648	-3,63	0,06	-7,89	0,11	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3651	-3,42	0,06	-8,15	0,11	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3654	-3,62	0,06	-8,32	0,11	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3657	-3,65	0,07	-7,97	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3660	-3,36	0,08	-7,70	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3663	-3,20	0,09	-7,59	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3666	-3,58	0,06	-8,17	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3669	-3,38	0,07	-8,31	0,14	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3672	-3,42	0,06	-8,60	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3675	-3,63	0,06	-8,36	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3687	-3,26	0,08	-8,06	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3699	-3,87	0,09	-9,51	0,15	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3711	-3,61	0,07	-8,17	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3723	-3,61	0,08	-8,74	0,14	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3735	-3,75	0,08	-8,29	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3747	-4,09	0,07	-8,64	0,12	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3759	-3,79	0,07	-8,48	0,14	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3771	-4,60	0,07	-9,85	0,15	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3783	-4,31	0,08	-8,73	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3795	-4,31	0,07	-8,81	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3807	-4,55	0,06	-9,06	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3819	-4,81	0,07	-9,00	0,12	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3831	-5,17	0,07	-9,10	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3843	-4,75	0,07	-8,82	0,12	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3855	-4,49	0,08	-8,98	0,12	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3867	-4,76	0,06	-9,44	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3879	-5,24	0,07	-9,91	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3891	-5,12	0,07	-10,42	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3903	-4,15	0,06	-9,07	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3915	-5,21	0,07	-10,20	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3927	-4,85	0,09	-9,27	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3939	-5,35	0,08	-10,70	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3951	-3,98	0,07	-9,27	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3963	-5,12	0,07	-10,54	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3975	-5,78	0,08	-11,00	0,11	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3987	-6,28	0,11	-11,35	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	3999	-3,95	0,06	-8,93	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4011	-3,78	0,06	-8,71	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4023	-6,00	0,12	-9,91	0,13	Calha

Unidade Litoestratigráfica	Litologia	Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Tipo de Amostra
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4035	-2,50	0,07	-7,46	0,12	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4047	-3,16	0,06	-7,62	0,09	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4055,5	-7,54	0,07	-11,70	0,06	Lateral
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4059	-3,56	0,07	-8,25	0,09	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4071	-2,82	0,07	-7,81	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4083	-4,49	0,08	-8,90	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4095	-4,30	0,07	-8,27	0,11	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4107	-3,37	0,07	-7,73	0,12	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4119	-3,15	0,06	-7,21	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4131	-2,70	0,06	-7,74	0,10	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4143	-4,38	0,07	-8,93	0,15	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4155	-3,75	0,07	-8,12	0,14	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4167	-2,32	0,09	-6,70	0,18	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4179	-3,93	0,06	-8,56	0,13	Calha
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4185,08	-4,17	0,10	-7,09	0,06	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4185,59	-4,32	0,11	-7,38	0,07	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4186,1	-4,26	0,11	-7,19	0,05	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4186,62	-4,08	0,11	-7,28	0,05	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4187,13	-4,00	0,06	-7,13	0,04	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4187,67	-4,18	0,11	-7,33	0,05	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4188,69	-4,12	0,11	-7,08	0,05	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4188,71	-4,38	0,11	-7,71	0,06	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4189,29	-4,09	0,11	-7,32	0,05	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4189,77	-3,71	0,10	-6,57	0,04	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Dolomito	4190,28	-3,61	0,10	-6,52	0,06	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4190,81	-3,71	0,11	-7,75	0,04	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4191,35	-3,74	0,10	-8,38	0,05	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4191,9	-4,85	0,11	-11,89	0,05	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4192,35	-4,91	0,11	-12,60	0,06	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4192,96	-5,05	0,11	-12,55	0,07	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4193,46	-5,01	0,11	-12,64	0,06	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4193,88	-4,75	0,11	-11,79	0,06	Testemunho
Fm. Mirassol d'Oeste	Calcário	4194,4	-4,81	0,07	-12,04	0,06	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4380	-2,28	0,08	-6,34	0,15	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4383	-2,64	0,08	-7,89	0,14	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4386	-1,91	0,09	-7,09	0,13	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4389	-2,36	0,09	-6,77	0,14	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4392	-1,85	0,08	-6,50	0,13	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4395	-1,94	0,08	-4,04	0,12	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4398	-1,64	0,08	-5,72	0,19	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4400	-1,77	0,09	-6,26	0,15	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4400,1	-3,08	0,10	1,52	0,06	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4401,15	-2,98	0,06	2,10	0,05	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4402,19	-2,77	0,11	2,94	0,05	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4403,22	-2,98	0,06	1,98	0,05	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4404,21	-3,00	0,11	2,02	0,06	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4405,2	-2,87	0,11	2,41	0,05	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4406,02	-2,85	0,11	2,79	0,06	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4407,01	-2,75	0,11	2,76	0,06	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4408,02	-3,05	0,06	1,67	0,05	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4409,01	-3,02	0,11	1,62	0,06	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4410,01	-2,93	0,11	2,20	0,07	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4411,14	-2,88	0,11	1,51	0,05	Testemunho
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4413	-5,80	0,08	-10,39	0,16	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4414	-3,38	0,11	2,21	0,04	Lateral
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4416	-2,95	0,07	1,73	0,12	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4420	-3,76	0,11	1,93	0,06	Lateral
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4422	-3,22	0,08	0,59	0,12	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4428	-3,23	0,08	-2,33	0,13	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4430	-4,51	0,11	-4,84	0,04	Lateral
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4431	-4,09	0,09	-5,75	0,13	Calha
Carbonato Salto Magessi	Calcário	4437	-2,79	0,09	-0,81	0,13	Calha

Precisão Analítica:  $\delta^{13}\text{C} = \pm 0,05\text{‰}$  e  $\delta^{18}\text{O} = \pm 0,07\text{‰}$