



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

**Papel da diagênese na composição
geoquímica e mineralógica das
carapaças de *Corumbella weneri*,
Formação Tamengo, Grupo
Corumbá, Mato Grosso do Sul.**

ANA VALÉRIA ALVES CALMON ALMEIDA

Dissertação de Mestrado Nº 512

Orientador: Prof. Dr. Martino Giorgioni

Brasília, OUT/2023



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Papel da diagênese na composição geoquímica e mineralógica das carapaças de *Corumbella weneri*, Formação Tamengo, Grupo Corumbá, Mato Grosso do Sul.

ANA VALÉRIA ALVES CALMON ALMEIDA

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

Área de concentração:
Geoquímica

Orientador: Prof. Dr. Martino
Giorgioni

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Martino Giorgioni (IG/UnB);

Prof. Dr. Fabrício de Andrade Caxito (UFMG);

Prof. Dr. Carlos José de Alvarenga (IG/UnB);

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

Ap

Alves Calmon Almeida, Ana Valéria
Papel da diagênese na composição geoquímica e
mineralógica das carapaças de *Corumbella weneri*, Formação
Tamengo, Grupo Corumbá, Mato Grosso do Sul / Ana Valéria
Alves Calmon Almeida; orientador Martino Giorgioni. --
Brasília, 2023.
79 p.

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

1. Carbonatos. 2. Formação Tamengo. 3. Neoproterozóico.
4. Geoquímica Isotópica. 5. Geoquímica Elementar. I.
Giorgioni, Martino , orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

A mim por não ter desistido. Aos meus amigos, família, namorado e psicóloga que todas as vezes que só eu não fui suficiente reproduziram o meme da Jojo Toddyinho e me disseram: “*vai não, amor*”. Como a ciência não se faz sozinha, não poderia deixar de agradecer aos amigos de sala, café e boas fofocas que andaram comigo esses anos e que fizeram esse caminho ser mais leve. Ao meu orientador, Martino Giorgioni, por todo o apoio, pelo ombro amigo e as muitas horas de conversas e orientações. Sem vocês esse trabalho não seria nada.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001; da Fundação de Apoio à Pesquisa do Distrito Federal (FAPDF) - processo no. 0193.001609/2017; e do projeto “Arcabouço cronobioestratigráfico do Ediacariano do Brasil através do desenvolvimento metodológico em paleontologia – EDIACARIANO”, financiado pelas ANP & PETROBRAS, N. PETROBRAS/FUB-IG-2012/5005

RESUMO

O Neoproterozóico é notável por seus eventos de natureza tectônica, climática e ambiental de grande magnitude. A análise das sequências carbonáticas desse período tem se tornado cada vez mais relevante, impulsionada por descobertas geoquímicas, embora algumas não tenham explicações totalmente claras ou que ainda levantem debates. No contexto brasileiro, destaca-se a Formação Tamengo, que compõe as camadas superiores do Grupo Corumbá, em virtude da sua significativa importância geológica e paleontológica. É nesta formação que são encontrados registros dos fósseis guias *Corumbella werneri* e *Cloudina lucianoi*. Este trabalho tem como escopo principal entender quais foram as contribuições da diagênese nos dados químicos elementares e isotópicos nas carapaças de *Corumbella werneri* e nas rochas dessa unidade. Para isso foram utilizadas as metodologias de petrografia, imageamento a partir de QEM-Scan, microsonda eletrônica, análises de ICP-MS e análises de isótopos de C, O e Sr. As *Corumbellas* ocorrem em níveis de calcários impuros, margosos, e apresenta mineralogia composta, majoritariamente, por calcitas. Já a matriz da rocha é composta por argilominerais e quartzo em sua maioria e outros minerais. A análise de elementos terras raras (ETR) mostrou um padrão homogêneo e enriquecido entre a matriz e as carapaças. Além disso, os valores médios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ distintos para a matriz e a carapaça, mas valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ muito próximos nos dois constituintes. A análise minuciosa da rocha e do fóssil revelou a influência de um processo hidrotermal regional após a sua formação. Esse fenômeno, ocorreu a uma certa distância, resultando em um notável enriquecimento tanto na matriz quanto nas carapaças em ETR. No entanto, apesar de afetar a composição elementar, esse processo não alterou as características texturais e isotópicas da rocha.

Palavras-chave: Carbonatos; Ediacarano; Faixa Paraguai; Grupo Corumbá; Isótopos; Elementos Terras Raras.

ABSTRACT

The Neoproterozoic is notable for its tectonic, climatic, and environmental events of great magnitude. The analysis of carbonate sequences from this period has become increasingly relevant, driven by geochemical discoveries, although some are somewhat controversial. In the Brazilian context, the Tamengo Formation stands out, which is part of the upper layers of the Corumba Group, due to its remarkable geological and paleontological importance. It is in this formation that records of the index fossils *Corumbella weneri* and *Cloudina luciano* are found. This work's main scope is to understand the contributions of diagenesis to the elementary chemical and isotopic data in the carapaces of *Corumbella weneri* and the rocks of this unit. For this purpose, petrography, imaging from QEM-Scan, electron microprobe, ICP-MS analyses, and C, O, and Sr isotope analyses were used. *Corumbellas* occur in levels of impure, marly limestone, and present mineralogy composed mainly of calcites. The rock matrix is composed mostly of clay minerals quartz and other minerals. The analysis of rare earth elements (REE) showed a homogeneous and enriched pattern between the matrix and the carapaces. Furthermore, the average values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ were different for the matrix and the carapace, but $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values were very close in the two constituents. Detailed analysis of the rock and fossil revealed the influence of a regional hydrothermal process after its formation. This phenomenon occurred at a certain distance, resulting in a remarkable enrichment in both matrix and carapaces in REE. However, despite affecting the elemental composition, this process did not alter the textural and isotopic characteristics of the rock.

Keywords: Marlstones; Ediacaran; Paraguay Belt; Corumba Group; Isotopes; Rare Earth Elements

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de Localização da área de estudo.....	Erro! Indicador não definido.
Figura 2- Padrão ETR.....	19
Figura 3- Variações seculares de $\delta^{13}\text{C}$	22
Figura 4- Curva secular de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	26
Figura 5- Mapa Geológico da Faixa Paraguai	29
Figura 6- Mapa Geológico da área de estudo	Erro! Indicador não definido.
Figura 7- Imagem de Petrografia.....	Erro! Indicador não definido.
Figura 8- Imagem de Microsonda.....	Erro! Indicador não definido.
Figura 9- Imagem de <i>QEM-Scan</i>	Erro! Indicador não definido.
Figura 10- Imagem isolada dos minerais, feito a partir do <i>QEM-Scan</i>	Erro! Indicador não definido.
Figura 11- Distribuição dos teores máximos, mínimos e medianos dos elementos analisados dos constituintes.....	Erro! Indicador não definido.
Figura 12- Padrão ETR da amostra estudada	Erro! Indicador não definido.
Figura 13- Gráficos <i>CrossPlot</i> $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ <i>Boxplot</i> $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro! Indicador não definido.
Figura 14- Padrão de ETR em fósseis e rochas carbonáticas.....	Erro! Indicador não definido.
Figura 15 - Desenho esquemático da história evolutiva da rocha.....	Erro! Indicador não definido.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Referências Principais para o Grupo Corumbá	30
Tabela 2- Protocolo de identificação de espécies desenvolvido para a amostra	Erro! Indicador não definido.
Tabela 3- Classificação do Coeficiente de Pearson.....	Erro! Indicador não definido.
Tabela 4- Correlações de Pearson para a Matriz	Erro! Indicador não definido.
Tabela 5- Correlações de Pearson para a carapaça.....	Erro! Indicador não definido.
Tabela 6- Valores Médios dos ETR e índices analisados.	Erro! Indicador não definido.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1	INTRODUÇÃO	11
2	OBJETIVOS	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

CAPÍTULO 2 - ESTADO DA ARTE

1	FUNDAMENTAÇÃO TEORICA	15
1.1	Diagênese	15
1.1.1	Fóssil Diagênese	16
1.2	Geoquímica Elementar	17
1.2.1	Elementos Maiores, menores e traços	17
1.2.1.1	Elementos Terras Raras (ETRs)	17
1.2.1.1.1	Cério (Ce)	19
1.2.1.1.2	Európio (Eu)	20
1.2.1.1.3	Razão Ítrio/ Hólmio (Y/Ho)	20
1.2.2	Geoquímica Isotópica	21
1.2.2.1	Fundamento Isotópico	21
1.2.2.2	Isótopos de Carbono	21
1.2.2.3	Isótopos de Oxigênio	23
1.2.2.4	Isótopos de Estrôncio	25

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL

1	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	28
1.1	Faixa Paraguai	28
1.1.1	Grupo Corumbá	30
1.1.1.1	Corumbella weneri	32

CAPÍTULO 4 - ARTIGO CIENTÍFICO

1	INTRODUÇÃO	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
3	MATERIAIS E MÉTODOS	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
3.1	Análise Petrográfica	Erro! Indicador não definido.
3.2	Análise de QEM-Scan	Erro! Indicador não definido.
3.2.1	Protocolo de Identificação de Espécies (SIP)	Erro! Indicador não definido.
3.3	Microsonda Eletrônica	Erro! Indicador não definido.
3.4	Análise de Elementos Terras Raras	Erro! Indicador não definido.
3.5	Análise de Isótopos de Carbono e Oxigênio em carbonato	Erro! Indicador não definido.
3.6	Análise de Isótopos de Estrôncio	Erro! Indicador não definido.
4	RESULTADOS	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
4.1		Petrografia
		Erro! Indicador não definido.
4.1.1	Minerais Principais	Erro! Indicador não definido.
4.2	Composição Química	Erro! Indicador não definido.
4.2.1	Elementos Traços e Terras Raras	Erro! Indicador não definido.
4.3	Análises Isotópicas	Erro! Indicador não definido.
5	DISCUSSÃO	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
6	CONCLUSÃO	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

1 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	36
REFERÊNCIAS	37

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1 INTRODUÇÃO

A Era Neoproterozoica abrange o intervalo de tempo geológico que se estende entre 1Ga e 0,538 Ga. Nessa Era eventos tectônicos, climáticos e ambientais foram resgistrados nos sedimentos carbonáticos depositados durante tal período (Halverson e Shields-Zhou, 2011). A crescente relevância dos carbonatos neoproterozóicos nas últimas décadas se deve a descobertas recentes que revelam complexidades inesperadas nos dados químicos e biológicos desse período (Hayes et al., 1999; Hoffman e Schrag, 2002; Halverson et al., 2005; Lyons et al., 2014). Os estudos feitos a partir da química elementar das rochas e de geoquímica isotópica possuem uma grande importância no entendimento das sequências Pré-Cambrianas, onde o registro fóssil é escasso e a bioestratigrafia passa a ter um uso limitado (Knoll e Walter, 1992).

A diagênese é comumente definida como o conjunto de mudanças químicas nos elementos, na estrutura das partículas de carbonato e na textura do sedimento depositado (Brand e Veizer, 1981). Bathurst (1972) complementou essa definição, destacando que essas transformações ocorrem em ou próximas da superfície terrestre e incluem processos como cimentação, compactação e estabilização, que levam à formação de rochas calcárias. Durante a diagênese, as composições químicas originais das rochas podem ser modificadas devido as interações entre as rochas e fluidos (Shieh e Taylor, 1969; Kaufman e Knoll, 1995). No entanto, o entendimento a cerca dessas informações no Neoproterozóico ainda demanda extensa pesquisa e investigação.

O Grupo Corumbá localizado extremo oeste do Brasil, sob o contexto geológico da Faixa Paraguai, é um significativo depósito carbonático de ampla importância paleontológica, com fósseis guias do final do período Ediacarano (Almeida, 1984; Boggiani et al., 1993; Boggiani, 1998; Adorno et al., 2017; Adorno, 2019). Este Grupo é uma sequência de rochas siliciclásticas e carbonáticas que representam uma evolução de uma bacia do tipo *rift* para uma margem passiva (Boggiani, 1998, 2010). A estratigrafia inclui as Formações: Cadieus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus (Boggiani e Alvarenga, 2004).

A Formação Tamengo, com idade aproximada de 543 ± 3 Ma, apresenta, da base para o topo, diamictitos, brechas carbonáticas e dolomitos, seguidos por uma densa quantidade de calcários cinza-escuros intercalados com pelitos. Esses sedimentos foram depositados em ambientes de margem continental (Babinski et al., 2013; Boggiani et al., 2010; Ramos et al., 2022). Nesta Formação são encontrados registros dos primeiros

animais capazes de produzir esqueletos mineralizados, como os tubos flexíveis de *Corumbella weneri* (Hahn et al., 1982) e os com forma de funil de *Cloudina luciano* (Germis, 1972; Adorno et al., 2017; Adorno, 2019).

Essa pesquisa apresenta dados químicos elementares e isotópicos de carapaças de *Corumbella weneri* de um nível de marga na Formação Tamengo. A amostra utilizada para este estudo é proveniente da seção da Mina de Sobramil localizada a norte da cidade de Corumbá (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

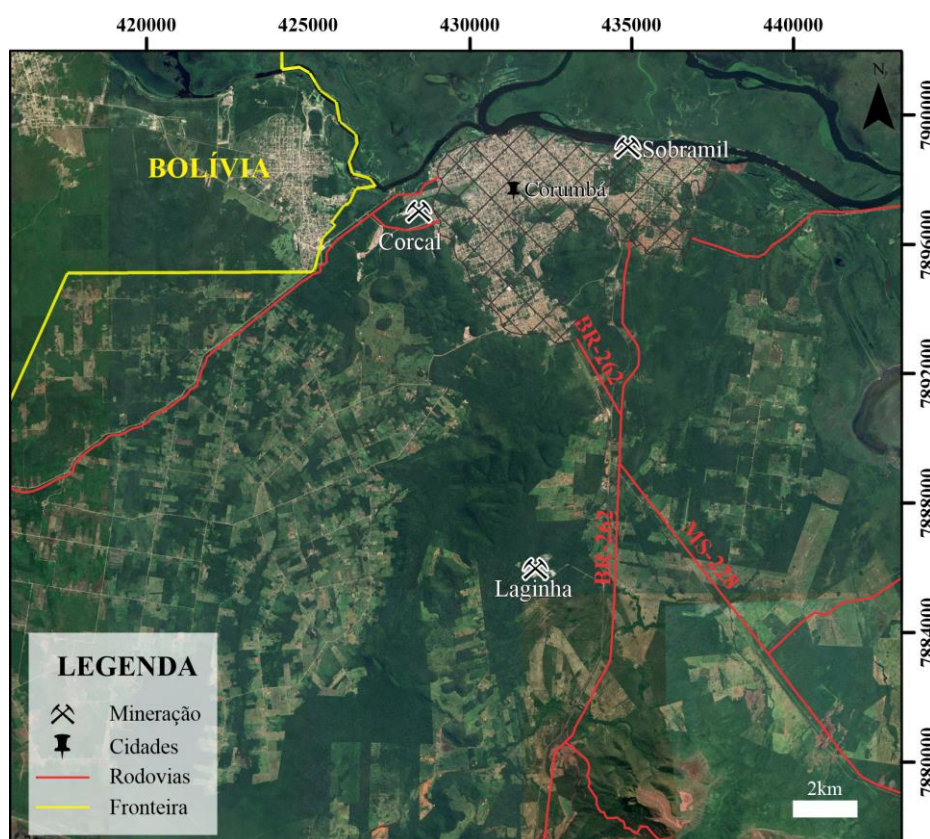


Figura 1- Mapa de Localização da área de estudo.

O primeiro capítulo desse trabalho engloba a formulação científica, as justificativas e o objetivo. O segundo capítulo compreende a fundamentação teórica utilizada, abordando geoquímica elementar e isotópica, bem como registro dessas informações no Neoproterozóico. As informações relativas à geologia regional estão disponibilizadas no capítulo três. No quarto capítulo é apresentado o manuscrito a ser submetido, intitulado como “Estudo piloto para o entendimento de sinais geoquímicos primários e secundários na composição química das carapaças de *Corumbella weneri*, Grupo Corumbá, Brasil” e nele estão delineados as metodologias, resultados, discussão e conclusão do trabalho. Por fim, o quinto capítulo encerra com as considerações finais e

recomendações para investigações futuras.

2 OBJETIVOS

O trabalho tem como escopo elucidar os sinais sin- e pós-deposicionais na composição geoquímica e mineralógica das carapaças de *Corubella weneri* na Formação Tamengo, Grupo Corumbá. Para tal, os objetivos específicos são:

- Identificar os constituintes minerais e fases carbonáticas;
- Identificar os elementos maiores, menores e traços da rocha e das carapaças;
- Avaliar os padrões de ETR's e as condições redox
- Aprimorar a caracterização geoquímica isotópica, através de isótopos de Carbono, Oxigênio e Estrôncio;
- Reconstruir a sequência diagenética da rocha;

CAPÍTULO 2

ESTADO DA ARTE

1 FUNDAMENTAÇÃO TEORICA

1.1 Diagênese

As transformações que ocorrem em resposta as condições estabelecidas após a deposição dos sedimentos constituem a diagênese (Tucker, 2001). Essas mudanças físicas e/ou químicas ocorrem normalmente a temperaturas abaixo de 250°C (Nichols, 2009). Nos sedimentos carbonáticos, a diagênese envolve uma pluralidade de processos que podem ser influenciados por muitos fatores como: temperatura, pressão e composição química da água (Jones e Xiao, 2006).

Os processos que mais ocorrem na diagênese são:

Cimentação: trata-se da cristalização de minerais intersticiais, corresponde a principal forma de fechamento dos poros. Segundo Flügel, (2010) a formação dos cimentos depende principalmente da composição do fluido percolante, fluxo da água, porosidade, permeabilidade e mineralogia do substrato;

Compactação: Esse fenômeno é desencadeado pelo aumento da pressão confinante, e conforme Moore e Wade, (2013), pode ser dividida em dois tipos: física (mecânica) e química. (a) Compactação mecânica: resulta no empacotamento dos grãos. À medida que a pressão aumenta, ocorre o aumento do fraturamento e deformação dos grãos (Tucker, 1991). (b) Compactação química: é resultado do aumento da solubilidade entre os contatos dos grãos sob a aplicação de tensão. Com o avanço do soterramento, o empacotamento já se encontra tão apertado que inicia um processo de dissolução dos minerais sob o efeito de pressão. Nessa fase, são encontradas texturas como *seams* de dissolução e estilólitos (Tucker, 1991; Moore e Wade, 2013).

Recristalização e Neomorfismo: O termo neomorfismo foi proposto pela primeira vez por Folk (1965) e corresponde a transformação do mineral por um polimorfo, p.e. quando há a mudança da calcita para aragonita e vice-versa. Já a recristalização ocorre quando se mantém exatamente a composição mineralógica, podendo alterar tamanho e forma dos cristais (Boggs, 2009). Estes processos ocorrem na fase de consolidação da rocha, que ocorre após a deposição dos sedimentos carbonáticos

Dissolução: Ocorre quando fluidos subsaturados dissolvem os sedimentos carbonáticos (James & Choquette, 1984). Dependendo das condições dos fluidos e das características mineralógicas dos constituintes sedimentares. Esse processo pode ocorrer de forma seletiva, ou seja, só em alguns constituintes específicos, ou pervasiva, afetando todos os constituintes indiscriminadamente.

Dolomitização: Fairbridge (1957) aponta que a dolomitização é o fenômeno através do qual o carbonato de cálcico é transformado em um dolomito ou em um carbonato com Ca e Mg. Ele pode ocorrer de forma: (a) parcial (seletiva ou não), ocorrendo em parte da rocha ou em alguns grãos e/ou cristais; (b) total, que gerando rochas totalmente cristalinas e com a textura original irreconhecível (Tucker e Dias-Brito, 2017).

Micritização: Corresponde a alteração da textura de um grão, transformando-a em mirocristalina. Pode ser provocado por organismos, geralmente, algas e bactérias. Esse processo pode formar novos envelopes ao redor dos fragmentos e de bioclastos ou micritizar toda a estrutura até que fique irreconhecível (Bathurst, 2007).

1.1.1 Fóssil Diagênese

Entende-se por conjunto de processos que afetam um fóssil após o seu sepultamento (Fernández-López e Fernández-Jalvo, 2002). Assim como na diagênese de rochas, os elementos químicos que compõem os fósseis podem interagir com fluidos e outros constituintes ocasionando transformações químicas e/ou texturais (Karkanas et al., 1999). Para que haja a preservação dos restos biogênicos diversos aspectos devem ser levados em consideração como: pressão, temperatura, ação de microrganismos e composição da água intersticial.

Após a morte do espécime as partes de seu endoesqueleto ou exoesqueleto podem ser desagregadas e depositadas (Medeiros, 2010). O registro de informações paleontológicas frequentemente sofre alterações por meio de processos diagenéticos, que podem ser físicos, biológicos ou químicos (Courty, 1989). Entretanto, sob condições ambientais específicas, os restos do organismo podem ser preservados antes de serem completamente destruídos.

A água desempenha um papel significativo na distribuição de elementos pelas carapaças carbonáticas, promovendo dissolução, precipitação e substituição, resultando em uma transformação contínua da composição mineral das mesmas, aproximando-a do equilíbrio com o ambiente de soterramento (Lambert et al., 1985; Trueman et al., 2004; Müller e Reiche, 2011). Os potenciais de oxirredução (Eh) e o potencial hidrogeniônico (pH) são fatores importantes para definir os campos de estabilidade dos sedimentos e restos de organismos (Medeiros, 2010).

1.2 Geoquímica Elementar

Tradicionalmente a Geoquímica é conhecida como a disciplina que estuda sobre a distribuição e comportamento dos elementos químicos acerca de questões geológicas. O avanço do conhecimento nesse campo tem aprofundado a compreensão dos fenômenos químicos inerentes aos processos geológicos. A fim de categorizar os dados geoquímicos estes podem ser vistos em: elementos maiores, menores, traços e isotópicos.

1.2.1 Elementos Maiores, menores e traços

Elementos maiores são definidos como aqueles que predominam em qualquer tipo de rocha com concentrações superiores a 1%. Por sua vez, os elementos menores apresentam variações entre 0,1% e 1%. Sob análises geoquímicas, esses dois grupos de elementos são vistos em forma de óxidos: SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO, K₂O, Na₂O, Fe₂O₃, P₂O₅, MnO e TiO₂ (Faure, 1991). Já os elementos traços, como: V, Cr, Ni, Cu, Zn, Sr, Rb, Ba, ETR, Nb, Th, Pb, Co, Li, Zr são expressos em concentrações inferiores a 0,1%.

A composição química elementar dos carbonatos ajuda a entender as condições físico-químicas deposicionais e diagenéticas das rochas. Tribovillard et al., (2006), Zhao e Zheng, (2014) e Smrzka et al., (2019) abordam em seus trabalhos sobre a alta susceptibilidade de elementos como Na, Mg, P, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Sr, Mo e U na trama carbonática. Por outro lado, Govin et al., (2012) e Ganai et al., (2018) apresentam sobre a entrada dos sedimentos terrígenos no ambiente e sobre a incorporação de elementos como Be, Al, Sc, Co, Ga, Cs, ETR, Hf e Th proveniente desse tipo de sedimentos.

1.2.1.1 Elementos Terras Raras (ETRs)

São chamados de elementos terras raras (ETR) os 15 elementos da tabela periódica pertencentes a família dos lantanídeos. Posteriormente, devido as semelhanças físico-químicas o ítrio (Y) foi adicionado a esse grupo (Lapido Loureiro, 1994). Esse conjunto é dividido a partir de suas características geoquímicas em: Leves - La⁵⁷, Ce⁵⁸, Pr⁵⁹ e Nd⁶⁰; Médios - Sm⁶², Eu⁶³, Gd⁶⁴, Tb⁶⁵ e Dy⁶⁶; Pesados - Ho⁶⁷, Er⁶⁸, Tm⁶⁹, Yb⁷⁰ e Y³⁹ e Lu⁷¹ (Dubinin, 2004).

O estudo das assinaturas ETR de sedimentos biogênicos Proterozóicos serve, principalmente, para rastrear variações da antiga química do oceano. Nos carbonatos, esses elementos têm uma grande importância, porque em geral apresentam baixa mobilidade e são dificilmente afetados pela diagênese (Banner e Hanson, 1990; Chaudhuri e Cullers, 1979) ou pelo metamorfismo (Muecke *et al.*, 1979). Entretanto,

estes são bastante sensíveis a profundidade, salinidade e nível de oxigenação (Frimmel, 2009). Dessa forma, o estudo das assinaturas de ETR's é um importante registro geoquímico das águas passadas e dos carbonatos que precipitaram a partir destas.

As abundâncias naturais de ETR+Y são fruto da nucleossíntese, formação de elementos mais pesados a partir de elementos mais leves por fusão nuclear, e exibem uma flutuação do número atômico. Para fins de estudo, essa variação destes elementos nos resultados geoquímicos pode ser corrigida através do processo de normalização que consiste no ajuste da concentração em comparação a um material de referência (Valdés-Vilchis *et al.*, 2021).

No caso dos carbonatos são utilizados de forma mais comum o padrão *Post-Archean Australian Shale- PASS* (Mclennan, 1989). Entretanto, podem ser utilizados também: *World Shale- WS* (Bau *et al.*, 2018), *North American Shale Composite- NASC* (Mclennan, 1989) e *European Shale- EUS* (Haskin e Haskin, 1966). Ao obter os dados normalizados é importante o entendimento do conceito de anomalias geoquímicas: são considerados desvios da inclinação normal após o processo de normalização. Estas podem ser positivas se o valor for maior que um ou negativas se o valor for menor que um (Henderson, 1984; Valdés-Vilchis *et al.*, 2021).

Devido as propriedades físico-química desses elementos, em condições naturais os ETR+Y ocorrem sempre em grupo, isto é, de forma uniforme. Dessa forma, o enriquecimento ou empobrecimento em algum elemento está relacionado a alguns fatores, a depender do elemento.

Os ETR juntamente com elementos maiores e menores vem chamando atenção nos recentes estudos por ajudarem na interpretação dos ambientes deposicionais das rochas (Elderfield e Sholkovitz, 1987; Nothdurft *et al.*, 2004). No entanto, a utilização desses dados requer uma atenção com fatores que possam influenciar nos valores elementares.

Ainda não há um consenso sobre as condições que alteram a composição do padrão ETR nas rochas. Contudo, autores apontam que os fatores que mais controlariam seriam: profundidade da lâmina de água, oxigenação, salinidade, influência de águas continentais e atividades hidrotermais oceânicas (Frimmel, 2009)

Frimmel, (2009) e Zhang *et al.*, (2015) retratam em seus trabalhos que os diferentes valores dos ETR permitem definir os ambientes deposicionais das rochas (Figura 2). Os carbonatos tipicamente marinhos apresentam sua assinatura química com:

(i) Uniforme depleção de ETR's leves e gradual enriquecimento em ETR's pesados; (ii) Anomalia positiva de Lantânio (La), Gadolínio (Gd) e Lutécio (Lu); (iii) Anomalia negativa de Cério (Ce). Em contrapartida, os carbonatos impuros apresentam-se com valores de ETR's constantes e sem fortes anomalias (Bolhar e Van Kranendonk, 2007; Zhang et al., 2015).

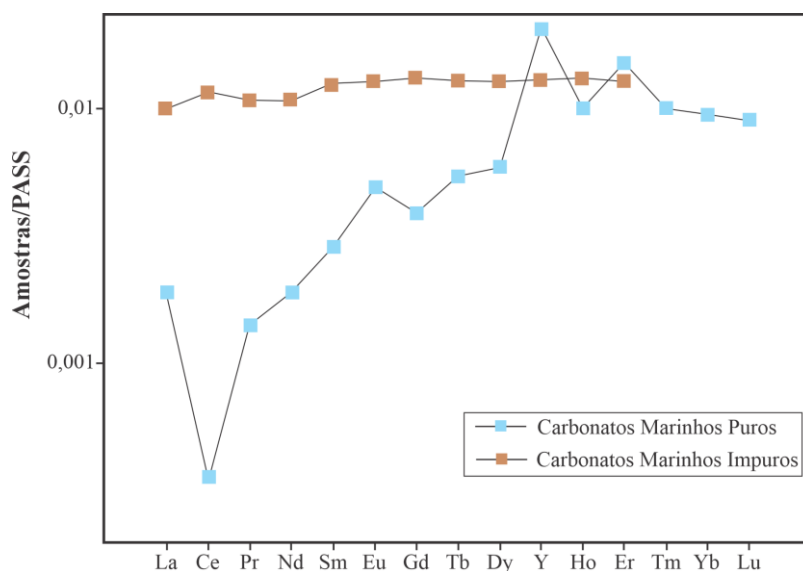


Figura 2- Exemplo de padrão de ETR de águas marinhas do Oceano Pacífico sinalizados pela cor azul (Bolhar *et al.*, 2004) além destes é possível a visualização do padrão de ETR em plataformas carbonáticas próximas a linha de costa Frimmel (2010).

1.2.1.1.1 Cério (Ce)

As anomalias de Cério são importantes para o entendimento do estado de oxidação do ambiente deposicional. A variação dos cátions existentes deste elemento, Ce^{3+} (menos solúvel) e Ce^{4+} (mais solúvel) faz com que haja alterações em sua concentração (Zhang et al., 2015). Diversos autores apontam que existem dois meios para o desenvolvimento das anomalias em Ce, sendo eles: (i) mudanças no estado de oxirredução ao longo da coluna de água (Zhang et al., 2015); (ii) oxidação do ambiente através de atividades biogênicas (Sholkovitz et al., 1994). A depleção ou o enriquecimento do Cério está associado ao nível de oxigenação das águas. Em ambientes mais oxigenados, o Ce^{+4} , mais solúvel, é mais absorvido pelas partículas, resultando em uma anomalia negativa (Zhao et al., 2009).

Após o processo de normalização, são indicadas para anomalias negativas de Cério valores menores que 0,9 (Hohl et al., 2015) ou menores que 1 (Ward et al., 2019). Estas ainda podem ser calculadas através da expressão:

$$\frac{Ce}{Ce_{PASS}} = \frac{Ce}{[Pr \times (Pr/Nd)^2]} \quad (\text{Lawrence et al., 2006})$$

onde, Ce= Cério, Pr= Promécio e Nd= Neodímio

1.2.1.1.2 Európio (Eu)

As variações de Európio geralmente são restritas a processos magmáticos ou a sistemas de alta temperatura (Bau et al., 2010). Dessa forma, anomalias desses elementos, não são vistas usualmente em carbonatos. Trabalhos como o de Bau, (1991) retrata que esse enriquecimento através de processos hidrotermais se dá em razão do Eu+3 ser mais solúvel, em condições de extrema redução. Frimmel (2010) aborda ainda que além da atividade hidrotermal pós deposicional pode ocorrer através de um enriquecimento de quartzo ou feldspato nos sedimentos antes da deposição. Além dessas, há uma outra justificativa abordada por Kamber e Webb (2001) que seria a partir da contaminação com materiais detríticos continentais, em condições proximais a linha de costa.

1.2.1.1.3 Razão Ítrio/ Hólmio (Y/Ho)

Os valores de Ítrio podem ser assumidos através da razão Y/Ho, para Zhang et al., (2015) essa razão pode servir como um guia para a precipitação dos carbonatos em diferentes colunas de água. Ward et al., (2019) associa em seu trabalho os valores dessa razão também a condições *redox* pretéritas onde, os altos valores de Y/Ho estariam ligados a altas condições de oxigenação.

Nozaki et al., (1997) em seu trabalho apontam sobre os elementos Y e Ho apresentarem suas eletronegatividades similares, entretanto, em ambientes aquosos o Ho é mais facilmente removido que o Y. Taylor e McLennan (1985) apontam valores da razão, considerando a normalização de PASS, com valores de 27, mas seriam relacionados a carbonatos continentais. Entretanto, Frimmel (2009) utiliza valores >40 para carbonatos estritamente marinhos e valores entre 30 e 40 para carbonatos em ambientes de plataforma rasa.

1.2.2 Geoquímica Isotópica

1.2.2.1 Fundamento Isotópico

Por definição, isótopos são átomos de um mesmo elemento químico que possuem a mesma quantidade de prótons (Z) mas diferenciam-se pelo número de massa (A). Tal variação se dá pelo diferente número na quantidade de nêutrons presente no núcleo.

Isótopos estáveis são nuclídeos de um mesmo elemento químico que ocorrem de forma comum na natureza e que não sofrem decaimento ao longo do tempo. De forma antagônica, os isótopos radiogênicos são aqueles resultantes do processo de decaimento radioativo.

No estudo de isótopos estáveis, os valores obtidos são dados em *per mil* (‰) e sua composição isotópica é representada pela notação delta (δ) seguido pelo isótopo menos abundante e mais pesado do sistema. Esta notação representa a razão de isótopo leve/pesado em relação a uma amostra padrão, como representado na equação 1:

$$\delta = (R_{am}/R_{pad} - 1) \times 1000$$

onde: R_{am} = Razão amostra

R_{pad} = Razão do padrão

Os resultados positivos nessa equação apontam que a amostra analisada apresenta uma razão isotópica maior que a do padrão. Por sua vez, valores negativos indicam o valor de referência maior que o da amostra.

1.2.2.2 Isótopos de Carbono

O carbono é um elemento químico que se caracteriza por um número atômico (Z)=6, não metálico, pertencente à família 4A da tabela periódica e conta com dois isótopos estáveis (^{12}C e ^{13}C) e um radiogênico (^{14}C). Trata-se de um dos elementos mais presentes no universo e em todo o sistema climático e, no último, encontra-se envolvido na maioria dos processos naturais. Em seu estado reduzido apresenta-se no carbono mineral. Já em seu estado oxidado pode manifestar-se através de compostos orgânicos e espécies inorgânicas como dióxido de carbono (CO_2), íons de carbonato e até em minerais calcínicos.

No estudo isotópico do carbono, o padrão mais utilizado é o PDB (*Pee Dee Belemnite*) que corresponde à razão isotópica de uma concha de *Belemnite* do Cretáceo na Formação *Pee Dee* (Estados Unidos).

O principal mecanismo de fracionamento do carbono ocorre através da produção de matéria orgânica, que por sua vez acontece por meio da fotossíntese. Neste processo, é utilizado preferencialmente o carbono leve, ^{12}C , que causa o enriquecimento em carbono pesado no meio, consequentemente, uma elevação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Schidlowski et al., 1983). Dessa forma, um ambiente com baixa ou inexistente atividade biológica, apresentará valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos, bem como os carbonatos que ali forem formados. De forma similar, um ambiente com alta intensidade biológica, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ passam a ser positivos bem como os carbonatos que precipitarem.

Os estudos quimioestratigráficos partem do pressuposto que os carbonatos se depositam em equilíbrio químico com a água do mar e que as mudanças (climáticas, tectônicas e biológicas) que provocassem alterações nesse meio seriam refletidas nos dados isotópicos. Apesar de amplamente estudado, o Neoproterozóico apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ que ainda não estão claros quanto a sua origem primária ou secundária. Halverson et al., (2010) apresentam valores médios para essa era de $\delta^{13}\text{C} = +5\text{‰}$ até o fim do período Criogeniano e passa a ter alternâncias com amplitude de até 12‰ próximo ao limite Pré-cambriano/Cambriano (Figura 3).

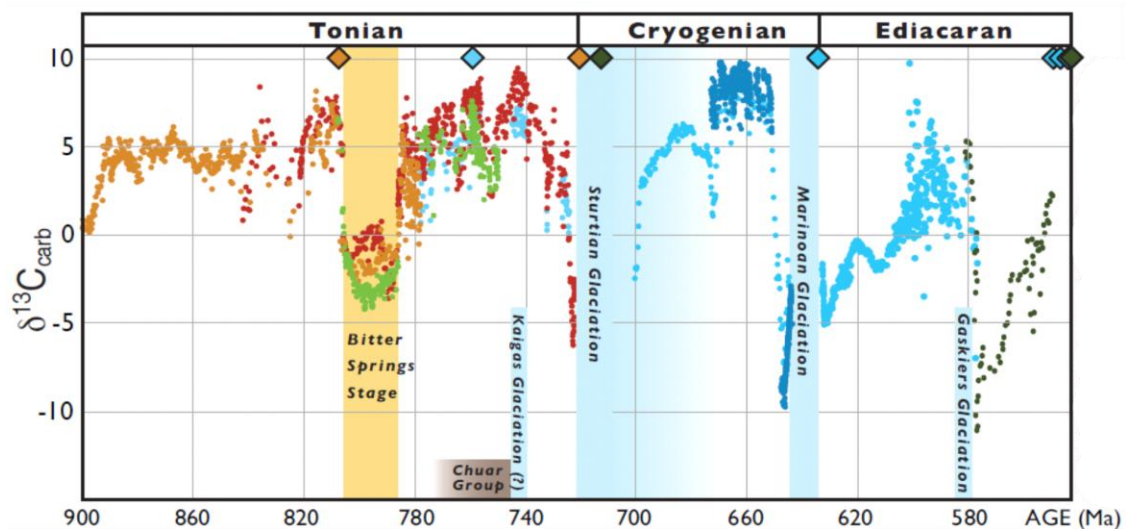


Figura 3- Variações seculares de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de carbonatos marinhos de 2.5Ga ao presente. Fonte: Swanson-Hysell et al., (2012)

A composição isotópica de C pode ser alterada através dos aspectos relacionados ao soterramento de matéria orgânica, teor de CO_2 na atmosfera e a oxigenação (Karthur, 1993) e dos processos de reequilíbrio. Além disso, outros fatores como reações de descarbonatação que ocorrem durante processos metamórficos e os processos hidrotermais também alteram os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Kaufman e Knoll, 1995). Sendo o alvo desse estudo, os processos que envolvem a diagênese.

Na fase de consolidação da rocha, que ocorre após a deposição dos sedimentos carbonáticos podem ocorrer reações de reequilíbrio químico, podendo ocorrer em função da percolação de novos fluídos de composição diferente da rocha provocando, dessa forma, processos conhecidos como recristalização o neomorfismo. Kaufman e Knoll (1995) retratam que o neomorfismo de CaCO_3 pode ser responsável pelas alterações isotópicas a depender da permeabilidade e acesso da água ao sedimento.

A dolomitização é o fenômeno através do qual o carbonato cálcico é transformado em um dolomito ou em um carbonato com Ca e Mg (Fairbridge, 1957). Durante o processo de dolomitização, existe a possibilidade de reequilíbrios, esse episódio pode causar um enriquecimento de carbono na rocha, visto que a dolomita em equilíbrio com a calcita pode se apresentar enriquecida em até 2‰ de ^{13}C (Sheppard e Schwarcz, 1970). Não obstante, os estudos com carbonatos do Proterozóico mostraram que as composições isotópicas da dolomita e da calcita seriam as mesmas (Tucker, 1983). Esse fato por Tucker (1983) tem sido atribuído a um processo de dolomitização sin-deposicional e na presença de fluídos com química semelhante a água do mar.

Ainda que os processos citados anteriormente causem modificações isotópicas, foi comprovado experimentalmente que o processo que mais altera os valores de $\delta^{13}\text{C}$ seria o biológico (Narbonne et al., 1994; Kaufman e Knoll, 1995). O carbono orgânico que é proveniente da fotossíntese é empobrecido em ^{13}C relativo ao carbono precipitado no mesmo corpo de água (Narbonne et al., 1994). A fermentação de matéria orgânica e a respiração geram um CO_2 mais leve que pode ser incorporado aos minerais carbonáticos no processo diagenético (Narbonne et al., 1994). Ademais processos como a bioturbação favorece reequilíbrios isotópicos e diagenéticos (Walter e Burton, 1990).

1.2.2.3 Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é um elemento químico que se caracteriza por ser não metálico e da família 6A (família dos calcogênios) da tabela periódica. Na natureza, são encontrados três de isótopos de oxigênio: O^{16} (99,63%), O^{17} (0,003%) e O^{18} (0,19%). Por ter uma baixa porcentagem o O^{17} é desconsiderado nos cálculos de composição isotópica (Bowen, 1988). No estudo isotópico do oxigênio o padrão mais utilizado, para a água, é o *SMOW* (*Standard Mean Ocean Water*), que corresponde a uma amostra de água marinha que representa a composição do oceano atual. Entretanto, para a calcita é calculado de forma

semelhante ao carbono, com o padrão V-PDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*; Holser et al., 1996).

O fracionamento isotópico do oxigênio está intimamente ligado ao ciclo hidrológico (Faure, 1986; Bowen, 1988). Os processos de condensação, precipitação e evaporação desempenham um papel crucial no fracionamento. Durante a evaporação, o equilíbrio isotópico ocorre entre as moléculas de água presentes nos oceanos e na atmosfera, e isso é influenciado pela pressão do vapor d'água. Devido à discrepância entre as moléculas isotópicas, as pressões de vapor variam, resultando na evaporação preferencial da molécula com o isótopo mais leve em comparação com a molécula mais pesada (Gat, 1984). Hu et al., (2009) aponta que o processo de fracionamento, durante a evaporação, está ligado diretamente a temperaturas. Por outro lado, na condensação, ocorre o processo inverso onde os isótopos mais pesados tendem a se condensar primeiro.

Nos carbonatos, o fracionamento do oxigênio ocorre durante o processo de precipitação mineral, sendo sensível tanto à temperatura quanto à composição isotópica do meio no qual ocorreu a cristalização (Holser et al., 1996). A composição está intimamente relacionada aos processos de evaporação, precipitação, bem como à variação de volume resultante da formação e derretimento de gelo em áreas adjacentes (Ravelo e Hillaire-Marcel, 2007). Por outro lado, temperaturas elevadas tendem a favorecer a incorporação de isótopos mais leves, com o ^{16}O , na estrutura dos minerais precipitados (Dwyer, 2000).

Assim como os isótopos de carbono, os isótopos de oxigênio partem do pressuposto que os carbonatos se depositam em equilíbrio com a água do mar. Apesar de conhecidas as formas de fracionamento do oxigênio, o entendimento dos isótopos desse elemento no Pré-Cambriano ainda é bastante obscuro. Estudos mostram que a variação de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo da história evolutiva da Terra vão de valores muito negativos (-10‰ VPDB) no Neoproterozóico a até 0‰ no Ordoviciano (Jaffrés *et al.*, 2010).

Allan e Matthews (1977) retratam que em processos diagenéticos como cimentação e a recristalização, se há uma interação com fluídos mais depletados, acabam gerando uma queda do valor de $\delta^{18}\text{O}$. Além deste, a própria interação com fluídos, meteóricos ou hidrotermais, também pode gerar uma variação nos valores isotópicos. Com a passagem de fluído pós deposicionais, os isótopos tendem a diminuir mais facilmente que os isótopos de C, por exemplo.

1.2.2.4 Isótopo de Estrôncio

O estrôncio é um elemento químico caracterizado por pertencer ao grupo dos metais alcalinos-terrosos da tabela periódica. Na natureza, possui quatro isótopos: Sr^{84} (0,56%), Sr^{86} (9,86%), Sr^{87} (7%) e Sr^{88} (88,58%). Apenas o ^{87}Sr é um isótopo radiogênico e este pode ter duas origens: ou o processo semelhante aos isótopos estáveis a partir da nucleossíntese ou fruto do decaimento do rubídio- ^{87}Rb (Kendall e McDonnell, 1998). Dessa forma, a composição isotópica deste elemento depende tanto da mineralogia quanto da idade (Faure, 1986).

A composição isotópica do estrôncio baseia-se na variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ao precipitarem os carbonatos retiram o estrôncio da água dos oceanos, por não haver um processo de fracionamento durante a cristalização estes se apresentam como amostras diretas da concentração na água do mar (Holser et al., 1996). Faure e Mensing (2005) abordam ainda que as variações na razão isotópica podem servir para obter as idades de um grupo de rochas.

Essa metodologia apresenta limitações e a amostragem deve ser cautelosa. Amostras alteradas e com fortes efeitos diagenéticos podem fornecer idades errôneas. O estrôncio uma vez que liberado através de processos intempéricos para o meio é homogeneizado isotopicamente com a mistura de outras águas. Então entra novamente no ciclo das rochas (Faure, 1986).

Da mesma forma que os outros isótopos aqui citados a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresenta variações ao longo do tempo geológico (Figura 4). Esta curva foi proposta pela primeira vez por Burke et al., (1982) que a construiu para a água do mar do Fanerozóico. Posteriormente, Halverson et al., (2007) acrescentou os dados de alta resolução para o Neoproterozóico.

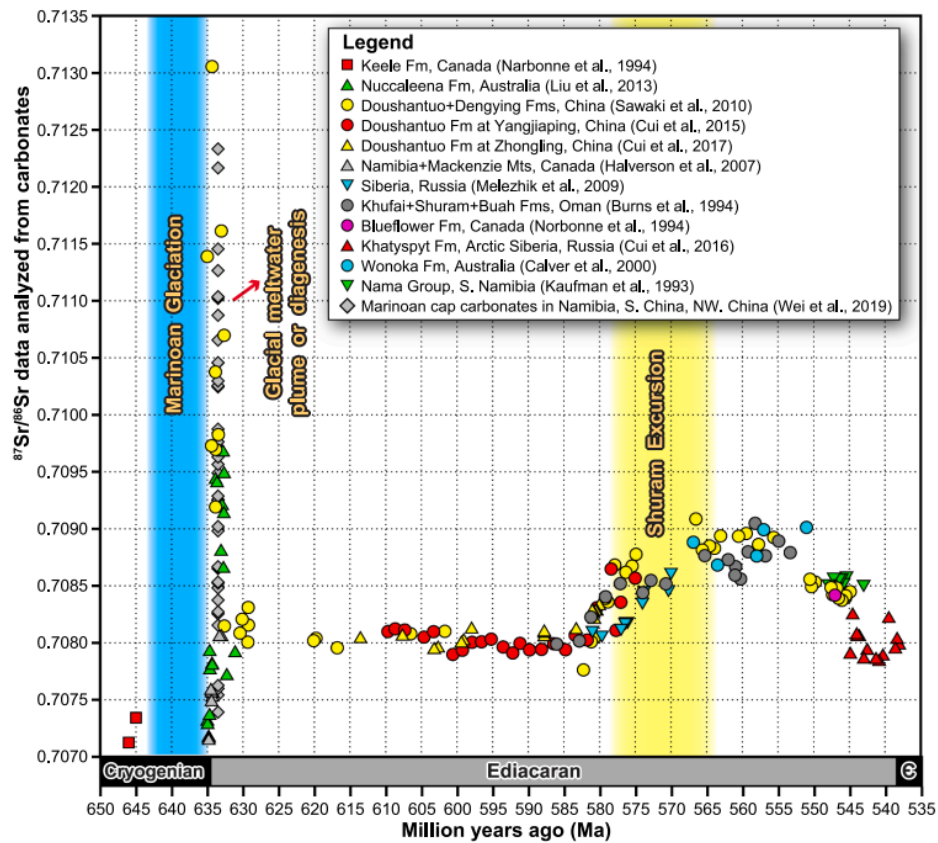


Figura 4- Curva secular da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar. Fonte: Cui et al., (2020).

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

1.1 Faixa Paraguai

O cenário geológico regional dessa pesquisa está fundamentado sob o contexto da Faixa Paraguai. Trata-se de uma faixa de dobramentos de 1500km de comprimento localizada na porção sudoeste do Cráton Amazônico e que se estende entre os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (Figura 5A). É caracterizada por ser composta por rochas sedimentares e em menor proporção vulcânicas e vulcanossedimentares, deformadas e metamorfizadas durante o evento orogenético Brasileiro/ Panafricano (Almeida, 1984; Alvarenga e Trompette, 1993).

Boggiani e Alvarenga, (2004) retratam que além da descontinuidade geográfica, a Faixa Paraguai apresenta diferenças composicionais e paleontológicas o que acarretou numa divisão em duas porções: setentrional, localizada no estado do Mato Grosso e meridional, em Mato Grosso do Sul (Figura 5B). Campanha et al., (2011) indicam ainda que os dois segmentos se encontram separados pelas unidades sedimentares das Bacias do Pantanal e Paraná.

As unidades basais que compõem a sucessão da Faixa Paraguai na porção setentrional são compostas pelos filitos e metadolomitos sobre diamictitos, conglomerados e arenitos do Grupo Cuiabá. Gradando lateralmente ocorrem os paraconglomerados e diamictitos das Formações Puga e Bauxi, respectivamente (Almeida, 1984; Alvarenga, 1988; Boggiani et al., 1993; Boggiani e Alvarenga, 2004). Sobrepostas a estas encontram-se os calcários do Grupo Araras e as rochas Terrígenas do Grupo Alto Paraguai.

Na seção meridional, alvo desse estudo, a sucessão é constituída na base pelas unidades do Grupo Cuiabá e Formação Puga. Acima destas encontram-se as brechas polimíticas e BIF's do Grupo Jacadigo e, em seguida, as rochas carbonáticas e siliciclásticas do Grupo Corumbá (Almeida, 1984; Boggiani et al., 1993; Boggiani, 1998).

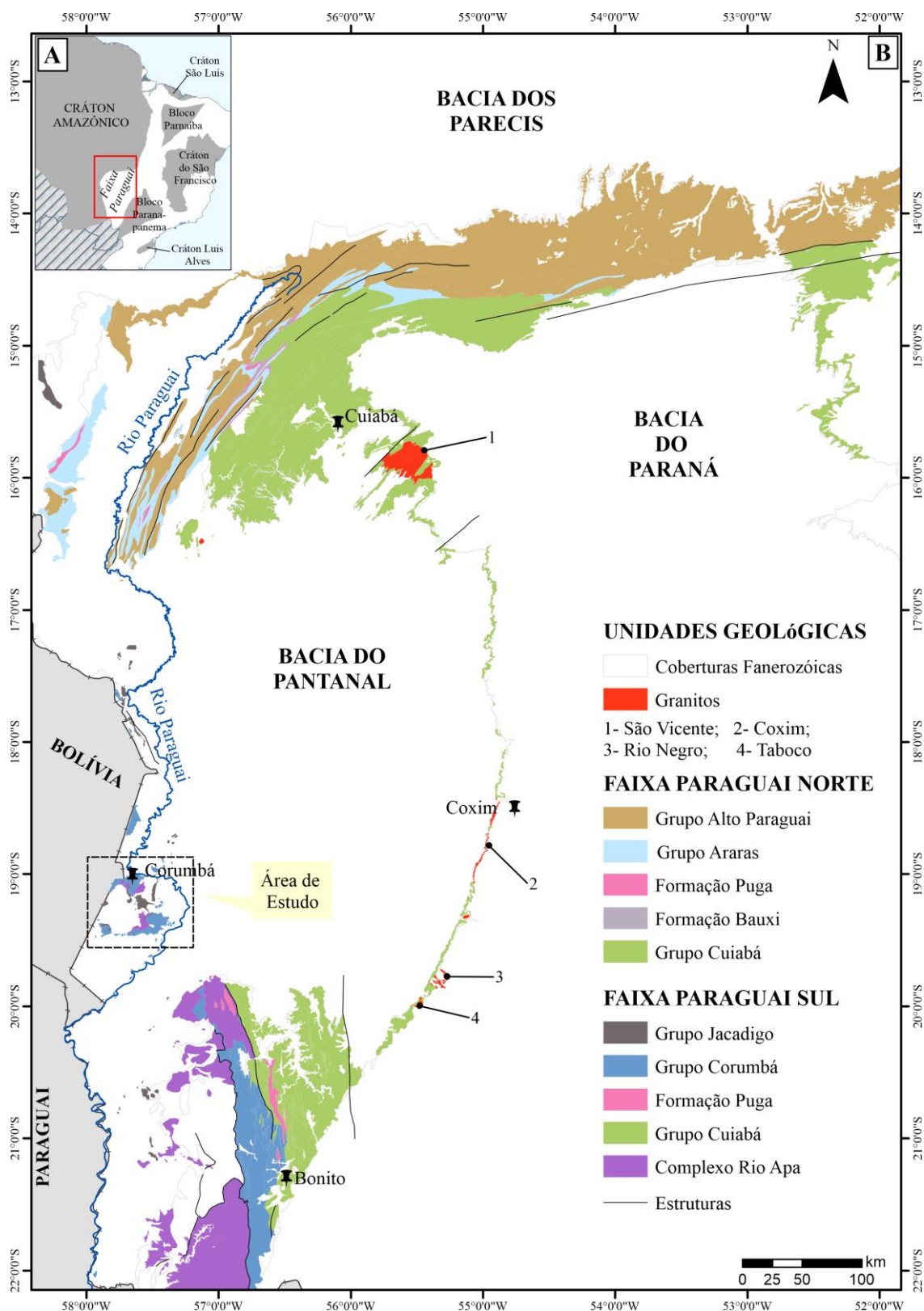


Figura 5- (A) Mapa dos crátons (em cinza) e faixas móveis (em branco) do Brasil com destaque para a Faixa Paraguai região do município de Corumbá, alvo desse estudo, modificado de Almeida et al., (1977) e Schobbenhaus *et al.*, (2004); (B) Mapa Geológico esquemático da Faixa Paraguai

1.1.1 Grupo Corumbá

Os primeiros registros geológicos sobre a região referem-se a Castelnau (1857) que estudou os calcários que ocorriam na área de Mato Grosso do Sul (Boggiani, 1998). A partir daí uma série de estudos sob os mais diversos aspectos geológicos da região foram intensificados (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

A primeira coluna estratigráfica para a Faixa Paraguai Sul foi individualizada da, base para o topo, as Formações: Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus (Almeida, 1965). Com o passar do tempo, e com o avanço dos estudos o empilhamento estratigráfico do Grupo passou por algumas modificações. No entanto, Boggiani e Alvarenga (2004) consolidaram a estratigrafia atual incluindo a Formação Cadieus à base do Grupo.

Tabela 1- Referências Principais da Região

Tópico	Referência
Primeira Descrição	Castelnau, (1857)
Denominação “Grupo Corumbá”	Almeida, (1965)
Estratigrafia	Almeida, (1965), (1984); Corrêa et al., (1976); Del’Arco et al., (1982); Boggiani, (1998); Boggiani e Alvarenga, (2004)
Análises Sedimentares, Faciológicas, Paleogeográficas e de Sistemas Depositionais	Boggiani et al., (1993); Boggiani, (2010); Fontaneta, (2012); Fazio, (2018); Fazio et al., (2019); Oliveira et al., (2019); Amorim et al., (2020); Fernandes et al., (2022); Ramos et al., (2022)
Análises Paleontológicas	Hahn et al., (1982); Walde et al., (1982); Zaine e Fairchild, (1987); Fairchild et al., (1999); Hidalgo, (2002) Babcock et al., (2005); Warren et al., (2011); Pacheco et al., (2012); Kerber et al., (2013); Tobias, (2014); Walde et al., (2015); Adorno et al., (2017); Parry et al., (2017); Osés et al., 2022
Geocronologia	Babinski et al., (2008); Babinski et al., (2013); Parry et al., (2017);
Químioestratigrafia	Babinski et al., (2008); Sial et al., (2008); Boggiani et al., (2010); Spangenberg et al., (2014); Fazio et al., (2019); Gomez et al., (2018); Ramos et al., (2019), (2022)

Boggiani (1998, 2010), expõe sobre a que a sedimentação desse Grupo ocorre durante um rifteamento no início do período Ediacariano representando um ciclo completo de uma bacia do tipo rifte para uma margem passiva.

O ciclo se inicia pela sedimentação siliciclástica de conglomerados, arenito de ambientes de leques aluviais e folhelhos lacustres da Formação Cadieus que foram depositados sobre o embasamento. Acima destes encontram-se os arenitos, siltitos, argilitos, calcários e dolomitos de ambiente de leque aluvial da Formação Cerradinho (Figura 6; Boggiani, 1998).

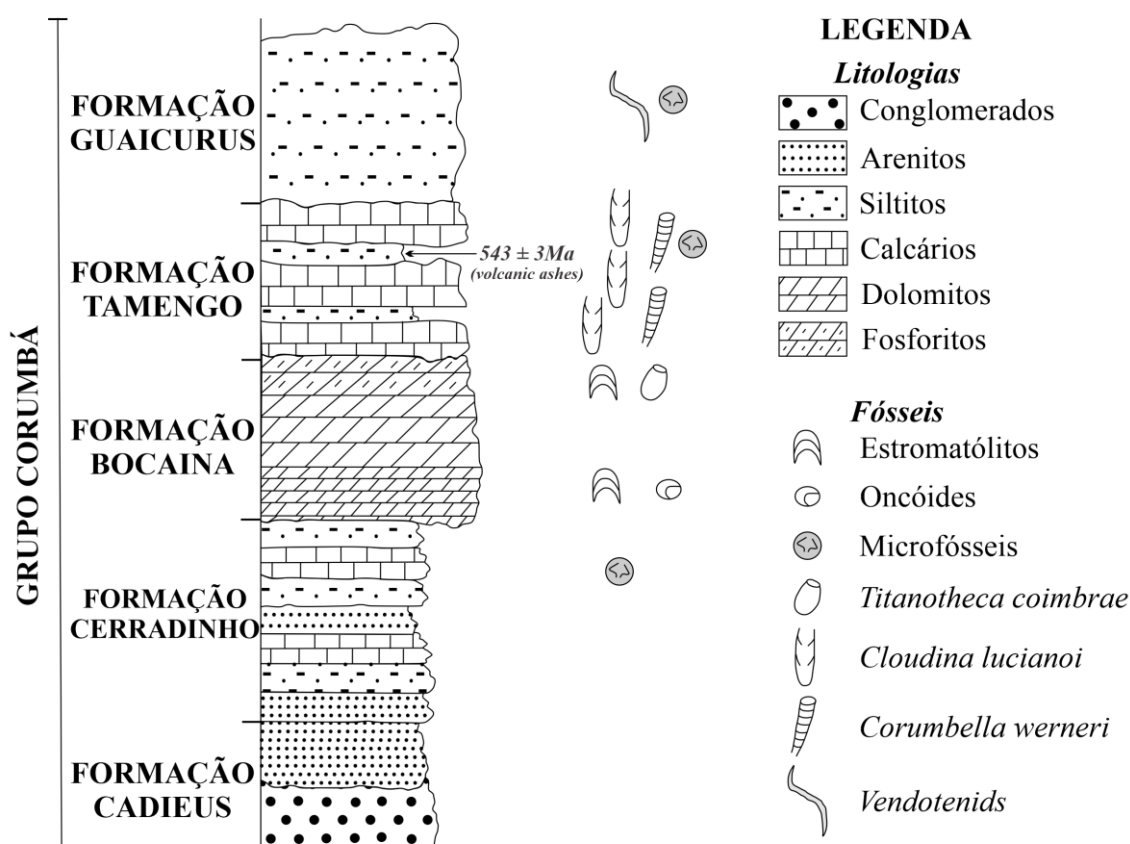


Figura 6 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Corumbá, modificado de Walde *et al.*, (2015).

Posteriormente, a Bacia Corumbá foi recoberta por águas marinhas, em condições favoráveis para a proliferação microbiana que originou uma sucessão de carbonatos com níveis estromatolíticos da Formação Bocaina (Boggiani, 1998).

A Formação Tamengo, alvo desse estudo, expressa por um ambiente marinho nerítico de raso a profundo (Boggiani, 1998, 2010; Boggiani *et al.*, 1993, 2010). De acordo com Boggiani (1998), litoestratigraficamente, a Formação Tamengo é composta por brechas, dolomitos e calcários seguidos por laminitos intercalados. Oliveira *et al.*,

(2019) e Amorim et al., (2020) interpretam essa unidade possuindo duas associações de fácies (i) *shoreface* com barras oolíticas; (ii) *offshore* influenciadas por tempestade.

Babinski et al., (2008) a partir de métodos de datação U-Pb em zircões encontrados em níveis de cinzas presentes na unidade constataram a idade de $543 \pm 3\text{Ma}$. Posteriormente, Parry et al., (2017) também dataram cinzas vulcânicas em torno de 542Ma, utilizando o método U-Pb, validando os resultados anteriores.

Além de todo o estudo sedimentar e estratigráfico da região, um importante marcador para a idade da Formação Tamengo é a existência de dois fósseis guia do período Ediacariano. A *Cloudina lucianoi* que ocorre nas fácies calcárias e a *Corumbella weneri* que ocorre nas fácies pelíticas e margosas (Almeida, 1965; Boggiani, 1998; Boggiani et al., 2010). Esses fósseis posicionam as Formações Tamengo e Guaicurus no final do período Ediacariano e transição para o Cambriano (Boggiani e Alvarenga, 2004; Walde et al., 2015; Adorno et al., 2017; Adorno, 2019).

Inicialmente definida por Almeida (1965) a Formação Guaicurus representa o topo do Grupo Corumbá, e é constituída por pelitos. Posteriormente é retratado por Boggiani (1998) como a representação de uma mudança climática abrupta ou a um afogamento completo da bacia.

1.1.1.1 *Corumbella weneri*

O Neoproterozóico é uma era caracterizada pela presença de diversos tipos de organismos, incluindo procariontes, acritarcos esferomórficos e acantomórficos, microfósseis em forma de vaso ou *VSM* (*vase-shaped microfossils*), vendotenídeos, vendobiontes e fósseis biomineralizados (Tobias, 2014). A Formação Tamengo apresenta uma evidente relevância do ponto de vista paleontológico, por conter espécimes de alguns dos organismos mineralizados mais antigos, a saber *Corumbella weneri* (Hahn et al., 1982) e pelos menos duas espécies de *Cloudina* (Germs, 1972; Adorno et al., 2017; Adorno, 2019).

A primeira ocorrência da *Corumbella weneri* foi registrada na pedreira Sobramil, município de Corumbá, Mato Grosso do Sul, na década de 1980 (Hahn et al., 1982). Posteriormente, novos exemplares foram encontrados, na Formação Wood Canyon nos Estados Unidos (Hagadorn e Waggoner, 2000) e no Grupo Itapucumi no Paraguai (Warren et al., 2011, 2012).

A complexidade morfológica desse organismo levou Hahn et al., (1982) a propor

uma nova Subclasse, *Corumbellata*, de Ordem *Corumbellida* e Família *Corumbellidae*. Outros pesquisadores, como Zaine e Fairchild (1987) consideraram *Corumbella* como um vendobionte, um grupo de organismos macroscópicos de existência breve no final do Neoproterozóico, com afinidade biológica desconhecida. No entanto, características como simetria e ornamentação externa de *Corumbella* foram posteriormente comparadas aos conulários ou coronados, ambos pertencentes à Classe *Scyphozoa*, do Filo *Cnidaria* (Pacheco et al., 2012, 2015; Van Iten et al., 2014). Estudos mais recentes como o de Walde et al., (2015) baseados em questões tafônicas e morfológicas discutem a classificação citada anteriormente.

Embora ocorram tenham muitos estudos relacionados, a classificação, preservação e outros aspectos relacionados ao comportamento de vida da *Corumbella weneri* também permanecem envoltos em mistério. Oliveira et al., (2019) utilizam os fósseis presentes na Formação Tamengo como base para investigar aspectos relacionados à sedimentação e à posição na rampa carbonática, propondo que as rochas pelíticas e calcários impuros que contêm o fóssil originaram-se de uma rampa externa.

Em uma análise comparativa com fósseis de preservação semelhante encontrados na Bacia do Paraná, Amorim et al., (2020) sugerem que as *Corumbellas* podem ter sido preservadas em seu ambiente original, situado abaixo do nível das ondas. Dessa forma, reclassificam a para um ambiente de rampa carbonática média.

CAPÍTULO 4

ARTIGO CIENTÍFICO

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

1 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As constatações derivadas deste estudo proporcionaram uma série de novos dados que contribuíram significativamente para a compreensão da geoquímica das carapaças de *Corumbella weneri*, bem como para a evolução da Formação Tamengo e, conseqüentemente, do Grupo Corumbá. A análise desses dados indicou a presença de assinaturas isotópicas de origem primária e a ocorrência de um processo de hidrotermalismo de natureza pós-deposicional que impactou essa Formação de maneira potencialmente difusa.

Dado que este é o primeiro estudo desta natureza no Grupo Corumbá, diversas questões científicas de relevância surgiram, destacando-se neste contexto:

- A análise de ETR e o padrão “homogêneo” e enriquecido pode ser visto também nos calcários puros e outras margas da Formação? Ou é um padrão exclusivo dessa marga e/ou de margas com fósseis?
- As observações sobre processos hidrotermais replicam-se para as demais rochas da região?
- Considerando que há uma área fonte hidrotermal, é possível determinar as zonas em que as rochas são afetadas?
- É possível observar mais sinais primários em outras fácies da Formação Tamengo?

No que concerne a investigações futuras, recomenda-se a adoção de abordagens pontuais e de *multi-proxy* semelhantes às realizadas neste estudo, abrangendo as diversas fácies que foram identificadas em literatura para esta Formação (Ramos *et al.*, 2022). Adicionalmente, sugere-se a ampliação das análises geoquímicas nos múltiplos níveis onde ocorrem os fósseis, visando aperfeiçoar a caracterização geoquímica.

REFERÊNCIAS

ADORNO, R. R. et al. *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. **Precambrian Research**, v. 301, p. 19–35, 1 out. 2017.

ADORNO, R. R. **Taxonomy, paleoecology and chronobiostratigraphy across the Ediacaran-Cambrian boundary: Tamengo and Guaicurus Formation**. Tese—Brasília: Universidade de Brasília, maio 2019.

ALLAN, J. R.; MATTHEWS, R. K. Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: Surface and subsurface data, Barbados, West Indies. **Geology**, v. 5, n. 1, p. 16, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. **Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia** DNPM, , 1965.

ALMEIDA, F. F. M. et al. **Províncias estruturais brasileiras**. Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. **Anais...** Campina Grande: nov. 1977. Disponível em: <<https://www.researchgate.net/publication/284664191>>

ALMEIDA, F. F. M. *Provincia Tocantins, Setor Sudoeste*. Em: HASUI, Y. (Ed.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. p. 265–281.

ALVARENGA, C. J. S. Turbiditos e a Glaciação no final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, p. 323–327, 1988.

ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 1, p. 18–30, 1993.

AMORIM, K. B. et al. Sedimentary facies, fossil distribution and depositional setting of the late Ediacaran Tamengo Formation (Brazil). **Sedimentology**, 2020.

BABCOCK, L. E. et al. Corumbella, an Ediacaran-grade organism from the Late Neoproterozoic of Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 220, n. 1–2, p. 7–18, 2 maio 2005.

BABINSKI, M. et al. **U-Pb Shrimp Geochronology and Isotope Chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, Southern Paraguay Belt, Brazil**. VI South American Symposium on Isotope Geology. **Anais...** San Carlos de Bariloche, 2008.

BABINSKI, M. et al. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. **Gondwana Research**, v. 23, n. 3, p. 988–997, abr. 2013.

BANNER, J. L.; HANSON, G. N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 54, n. 11, p. 3123–3137, nov. 1990.

BATHURST, R. G. C. **Carbonate sediments and their diagenesis**. Amsterdam: Elsevier, 1972.

BATHURST, R. G. C. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. **Geological Journal**, v. 5, n. 1, p. 15–32, 30 abr. 2007.

BAU, M. **Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium** *Chemical Geology*. [s.l: s.n.].

BAU, M. et al. Rare earth elements in mussel shells of the Mytilidae family as tracers for hidden and fossil high-temperature hydrothermal systems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 299, n. 3–4, p. 310–316, 1 nov. 2010.

BAU, M. et al. The European Shale: An improved data set for normalisation of rare earth element and yttrium concentrations in environmental and biological samples from Europe. **Applied Geochemistry**, v. 90, p. 142–149, mar. 2018.

BAU, M.; DULSKI, P. Anthropogenic origin of positive gadolinium anomalies in river waters. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 143, p. 245–255, jun. 1996.

BELLANCA, A.; MASETTI, D.; NERI, R. Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy)" assessing REE sensitivity to environmental changes. **Chemical Geology**, v. 141, p. 141–152, 1997.

BOGGIANI, P. C. **Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul**. Tese de Doutorado—São Paulo: Universidade de São Paulo, 1998.

BOGGIANI, P. C. **Sedimentação Autigênica Neoproterozóica e Mineralizações Associadas - Um registro não uniformitarista**. Tese de Livre Docência—São Paulo: Universidade de São Paulo, 2010.

BOGGIANI, P. C. et al. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. **Precambrian Research**, v. 182, n. 4, p. 382–401, out. 2010a.

BOGGIANI, P. C. et al. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. **Precambrian Research**, v. 182, n. 4, p. 382–401, 15 out. 2010b.

BOGGIANI, P. C. et al. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. **Precambrian Research**, v. 182, n. 4, p. 382–401, 15 out. 2010c.

BOGGIANI, P. C.; ALVARENGA, C. J. S. Faixa Paraguai. Em: MANTESSONETO, V. et al. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. [s.l.] Becca, 2004. p. 113–121.

BOGGIANI, P. C.; FAIRCHILD, T. R.; COIMBRA, A. M. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico- Cambriano) na Região Central da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai), Mato Grosso do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 301–305, set. 1993.

BOGGS, S. **Petrology of Sedimentary Rocks**. [s.l.] Cambridge University Press, 2009.

BOLHAR, R. *et al.* Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 222, n. 1, p. 43–60, maio 2004.

BOLHAR, R.; VAN KRANENDONK, M. J. A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. **Precambrian Research**, v. 155, n. 3–4, p. 229–250, 1 jun. 2007.

BOWEN, R. **Isotopes in the Earth Sciences**. Cambridge: Elsevier, 1988.

BRAND, U.; VEIZER, J. Chemical Diagenesis of a Multicomponent Carbonate System -2: Stable Isotopes. **SEPM Journal of Sedimentary Research**, v. 51, 1981.

BURKE, W. H. et al. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. **Geology**, v. 10, n. 10, p. 516, 1982.

CAMPANHA, G. A. DA C. et al. A faixa de dobramento Paraguai na Serra da Bodoquena e depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. **Geologia USP. Série Científica**, v. 11, n. 3, p. 79–96, 1 dez. 2011.

CASTELNAU, F. **Expedition dans les parties centrales de Amerique du Sud, etc...** Paris: [s.n.].

CHANG, H. K.; KAWASHITA, K.; ZAINI, M. F. **Isotopic Composition of carbonates from late proterozoic successions in Brazil and their stratigraphic variation**. 14^o International Sedimentological Congress. **Anais...**Recife: ago. 1994.

CHAPMAN, S. K. **Working with a scanning electron microscope**. , 1986.

CHAUDHURI, S.; CULLERS, R. L. The distribution of rare-earth elements in deeply buried Gulf Coast sediments. **Chemical Geology**, v. 24, n. 3–4, p. 327–338, fev. 1979.

CHEW, D. M. et al. (LA,Q)-ICPMS trace-element analyses of Durango and McClure Mountain apatite and implications for making natural LA-ICPMS mineral standards. **Chemical Geology**, v. 435, p. 35–48, out. 2016.

CORRÊA, J. A. et al. **Geologia das regiões Centro e Oeste do Mato Grosso. Projeto Bodoquena**GoiâniaDepartamento Nacional de Produção Mineral - DNPM/CPRM, , 1976.

COURTY, M. A. Analyse microscopique des sédiments du remplissage de la grotte Vaufray (Dordogne). Em: **La grotte Vaufray, paléoenvironnements chronologie activités humaines**. France: Mem. Soc. Prehist, 1988. v. 19p. 183–209.

CRAIG, H. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 12, n. 1–2, p. 133–149, jan. 1957.

CUI, Huan *et al.* Primary or secondary? A dichotomy of the strontium isotope anomalies in the Ediacaran carbonates of Saudi Arabia. **Precambrian research**, v. 343, p. 105720, 2020.

DANA, J. D.; HURLBUT JR, C. S. **Manual de Mineralogia**. Rio de Janeiro: Universidade de São Paulo, 1970. v. 518

DE BAAR, H. J. W. et al. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 49, n. 9, p. 1943–1959, set. 1985.

DEL'ARCO, J. O. et al. **Folha SE-21 Corumbá e Parte da Folha SE-20**. Rio de JaneiroProjeto Radam Brasil, , 1982.

DELGADO, F. Primary Textures in Dolostones and Recrystallized Limestones: A Technique for their Microscopic Study. **Journal of Sedimentary Research (SEPM)**, v. 47, n. 3, p. 1339–1341, set. 1977.

-
- DEPAOLO, D. J.; INGRAM, B. L. High-Resolution Stratigraphy with Strontium Isotopes. **Science**, v. 227, n. 4689, p. 938–941, 22 fev. 1985.
- DUBININ, A. V. Geochemistry of Rare Earth Elements in the Ocean. **Lithology and Mineral Resources**, v. 39, n. 4, p. 289–307, 2004.
- DUNHAM, R. J. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Textures. Em: HAM, W. E. (Ed.). **Classification of Carbonate Rocks**. [s.l: s.n.]. p. 108–121.
- DWYER, G. S. Unraveling the Signals of Global Climate Change. **Science**, v. 287, n. 5451, p. 246–247, 14 jan. 2000.
- EL MEKNASSI, S. et al. Sr isotope ratios of modern carbonate shells: Good and bad news for chemostratigraphy. **Geology**, v. 46, n. 11, p. 1003–1006, 1 nov. 2018.
- ELDERFIELD, H.; SHOLKOVITZ, E. R. **Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments** **Earth and Planetary Science Letters**. [s.l.] Elsevier Science Publishers B.V, 1987.
- FAIRBRIDGE, R. W. The Dolomite Question. **Special Publications of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)**, 1957.
- FAIRCHILD, T. R. et al. **Revisão da biota fóssil do Grupo Corumbá (MS) limite Neoproterozóico-Cambriano**. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Paleontologia. **Anais...**1999.
- FAURE, G. **Principles of isotope geology**. [s.l: s.n.].
- FAURE, G. **Principles and applications of inorganic geochemistry: a comprehensive textbook for geology students**. New York: Macmillan Publisher Co., 1991.
- FAURE, G.; MENSING, T. M. **Isotopes Principles and Applications**. 3. ed. [s.l.] CBS Publishers & Distributors PVT. LTD., 2005. v. 1
- FAZIO, G. et al. Mineralogical and chemical composition of Ediacaran-Cambrian pelitic rocks of The Tamengo and Guaicurus formations, (Corumbá Group - MS, Brazil): Stratigraphic positioning and paleoenvironmental interpretations. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 90, p. 487–503, 1 mar. 2019.
- FERNANDES, H. A. et al. Sedimentary and tectonic breccias at the base of the Ediacaran Tamengo Formation (Corumbá Group): a comparative study. **Brazilian Journal of Geology**, v. 52, n. 2, 2022.

-
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. R.; FERNÁNDEZ-JALVO, Y. The limit between biostratinomy and fossilization. **Current Topics on Taphonomy and Fossilization**, 2002.
- FLÜGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks**. 2. ed. [s.l.] Springer, 2010. v. 1
- FOLK, R. L. Some Aspects of Recrystallization in Ancient Limestones. Em: PRAY, L. C.; MURRAY, R. C. (Eds.). **Dolomitization and Limestone Diagenesis**. [s.l.] SEPM Society for Sedimentary Geology, 1965. v. 13p. 14–48.
- FRIMMEL, H. E. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. **Chemical Geology**, v. 258, n. 3–4, p. 338–353, 30 jan. 2009.
- FRIMMEL, H. E. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. **Precambrian Research**, v. 182, n. 4, p. 239–253, out. 2010.
- FRIMMEL, H. E.; FÖLLING, P. G. Late Vendian Closure of the Adamastor Ocean: Timing of Tectonic Inversion and Syn-orogenic Sedimentation in the Gariep Basin. **Gondwana Research**, v. 7, n. 3, p. 685–699, jul. 2004.
- GANAI, J. A.; RASHID, S. A.; ROMSHOO, S. A. Evaluation of terrigenous input, diagenetic alteration and depositional conditions of Lower Carboniferous carbonates of Tethys Himalaya, India. **Solid Earth Sciences**, v. 3, n. 2, p. 33–49, 1 jun. 2018.
- GAT, J. R. The stable isotope composition of Dead Sea waters. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 71, n. 2, p. 361–376, dez. 1984.
- GERMS, G. J. B. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa. **American Journal of Science**, v. 272, n. 8, p. 752–761, 1 out. 1972.
- GOMEZ, G. J. C. et al. **C-O-Sr Isotopes in Tamengo Formation (Corumbá Group) at Laginha Mine section, southern Paraguay Belt, Brazil**. 49 Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Rio de Janeiro: 24 ago. 2018.
- GONÇALVES, G. O. et al. The Diamantina Monazite: A New Low-Th Reference Material for Microanalysis. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 42, n. 1, p. 25–47, mar. 2018.
- GOVIN, A. et al. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 13, n. 1, 1 jan. 2012.

-
- HAGADORN, J. W.; WAGGONER, B. Ediacaran Fossils from the Southwestern Great Basin, United States. **Journal of Paleontology**, v. 74, n. 2, p. 349–359, mar. 2000.
- HAHN, G. et al. Körperlich erhaltene Scyphozoen-Reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. **Geologica et palaeontologica**, v. 16, n. 27, p. 1–18, 1982.
- HALVERSON, G. P. et al. **Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. Bulletin of the Geological Society of America**, set. 2005.
- HALVERSON, G. P. et al. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 256, n. 3–4, p. 103–129, dez. 2007.
- HALVERSON, G. P. et al. Neoproterozoic chemostratigraphy. **Precambrian Research**, v. 182, n. 4, p. 337–350, 15 out. 2010.
- HALVERSON, G. P.; SHIELDS-ZHOU, G. Chapter 4: Chemostratigraphy and the Neoproterozoic glaciations. **Geological Society Memoir**, v. 36, n. 1, p. 51–66, 1 jan. 2011.
- HASKIN, M. A.; HASKIN, L. A. Rare Earths in European Shales: A Redetermination. **Science**, v. 154, n. 3748, p. 507–509, 28 out. 1966.
- HAYES, J. M.; STRAUSS, H.; KAUFMAN, A. J. **The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma** *Chemical Geology*. [s.l.: s.n.]. Disponível em: <www.elsevier.com/locate/chemgeo>.
- HENDERSON, P. General Geochemical properties and abundances of the rare earth elements. Em: **Developments in geochemistry**. [s.l.] Elsevier, 1984. v. 2p. 1–32.
- HIDALGO, R. L. L. **Análise Micropaleontológica das Formações Tamengo e Guaicurus, Grupo Corumbá (MS), e Formação Araras (MT), transição do Neoproterozóico-Fanerozóico**. Dissertação de Mestrado—São Paulo: Unuversidade de São Paulo, 2002.
- HOFFMAN, P. F. et al. A Neoproterozoic Snowball Earth. **Science**, v. 281, p. 1342–1345, 28 ago. 1998.
- HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. **Terra Nova**, v. 14, n. 3, p. 129–155, 1 jun. 2002.
- HOHL, S. V. et al. Multiproxy constraints on alteration and primary compositions of Ediacaran deep-water carbonate rocks, Yangtze Platform, South China. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 163, p. 262–278, ago. 2015.

HOLSER, W. T.; MAGARITZ, M.; RIPPERDAN, R. L. Global isotopic events. Em: WALLISER, O. H. (Ed.). **Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic**. Berlin: Springer-Verslag, 1996. p. 63–68.

HU, H. et al. Experimental study on stable isotopic fractionation of evaporating water under varying temperature. **Water Science and Engineering**, v. 2, n. 2, p. 11–18, 2009.

JACKSON, B. R. et al. **QEM*SEM: the mineralogical assessment system for the metallurgist**. International Conference on Base Metals Technology. Anais...Jamshedput, India: 1989.

JACOBSEN, S. B.; KAUFMAN, A. J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. **Chemical Geology**, v. 161, n. 1–3, p. 37–57, set. 1999.

JAFFRÉS, Jasmine BD; SHIELDS, Graham A.; WALLMANN, Klaus. The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years. **Earth-Science Reviews**, v. 83, n. 1-2, p. 83-122, 2007.

JAMES, N. P.; CHOQUETTE, P. W. Diagenesis 9. Limestones-the meteoric diagenetic environment. **Geoscience Canada**, v. 11, n. 4, p. 161–194, 1984.

JOCHUM, K. P. et al. Reference Values Following ISO Guidelines for Frequently Requested Rock Reference Materials. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 40, n. 3, p. 333–350, set. 2016.

JONES, G. D.; XIAO, Y. Geothermal convection in the Tengiz carbonate platform, Kazakhstan: Reactive transport models of diagenesis and reservoir quality. **AAPG Bulletin**, v. 90, n. 8, p. 1251–1272, ago. 2006.

KAMBER, B. S.; WEBB, G. E. The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 65, n. 15, p. 2509–2525, ago. 2001.

KARKANAS, P. et al. Mineral Assemblages in Theopetra, Greece: A Framework for Understanding Diagenesis in a Prehistoric Cave. **Journal of Archaeological Science**, v. 26, p. 1171–1180, 1999.

KARTHUR, J. A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. **Bulletin of Geological Survey of Finland**, v. 371, p. 187, 1993.

KAUFMAN, A. J.; JACOBSEN, S. B.; KNOLL, A. H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 120, n. 3–4, p. 409–430, dez. 1993.

KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H. **Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications** *Precambrian Research*. [s.l.: s.n.].

KENDALL, C.; MCDONNELL, J. J. **Isotope Tracers in Catchment Hydrology**. 1. ed. Amsterdam: Elsevier, 1998. v. 1

KERBER, B. B. et al. O registro fossilífero de metazoários ediacaranos na América do Sul e suas implicações nos estudos sobre origem e complexificação da vida animal. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 13, n. 3, p. 51–64, set. 2013.

KNOLL, A. H. et al. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. **Nature**, v. 321, p. 832–838, 26 jun. 1986.

KNOLL, A. H.; WALTER, M. R. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. **Nature**, v. 356, p. 673–678, 22 abr. 1992.

LAMBERT, J. B. et al. Bone diagenesis and dietary analysis. **Journal of Human Evolution**, v. 14, n. 5, p. 477–482, jul. 1985.

LAPIDO LOUREIRO, F. E. V. **Terras Raras no Brasil- Depósitos, recursos identificados, reservas**. Rio de Janeiro: Centro de Tecnologia Mineral - CETEM, 1994. v. 21

LAWRENCE, M. G. et al. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. **Aquatic Geochemistry**, v. 12, n. 1, p. 39–72, mar. 2006.

LYONS, T. W.; REINHARD, C. T.; PLANAVSKY, N. J. **The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere**. **Nature**, 2014.

MADHAVARAJU, Jayagopal *et al.* Geochemistry of the mural formation (Aptian-Albian) of the Bisbee group, Northern Sonora, Mexico. **Cretaceous Research**, v. 31, n. 4, p. 400–414, 2010.

MCLENNAN, S. M. Chapter 7. RARE EARTH ELEMENTS IN SEDIMENTARY ROCKS: INFLUENCE OF PROVENANCE AND SEDIMENTARY PROCESSES. Em: **Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements**. [s.l.] De Gruyter, 1989. p. 169–200.

MEDEIROS, M. A. Fossildiagênese. Em: CARVALHO, I. DE S. (Ed.). **Paleontologia - Conceitos e Métodos**. 3ª ed. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2010. v. 1p. 1–756.

MOORE, C. H.; WADE, W. J. **Carbonate Reservoirs**. Second Edition ed. Amsterdam: Elsevier, 2013. v. 67

MUECKE, G. K.; PRIDE, C.; SARKAR, P. Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 11, p. 449–464, jan. 1979.

MULDER, Jacob *et al.* New Reference Materials, Analytical Procedures and Data Reduction Strategies for Sr Isotope Measurements in Geological Materials by LA-MC-ICP-MS. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 47, n. 2, p. 311–336, 2023.

MÜLLER, K.; REICHE, I. Differentiation of archaeological ivory and bone materials by micro-PIXE/PIGE with emphasis on two Upper Palaeolithic key sites: Abri Pataud and Isturitz, France. **Journal of Archaeological Science**, v. 38, n. 12, p. 3234–3243, dez. 2011.

NARBONNE, G. M.; KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 10, p. 1281–1292, out. 1994.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. Second Edition ed. [s.l.] Wiley-Blackwell, 2009.

NOTHDURFT, L. D.; WEBB, G. E.; KAMBER, B. S. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: Confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 68, n. 2, p. 263–283, 15 jan. 2004.

NOZAKI, Y.; ZHANG, J.; AMAKAWA, H. EPSL The fractionation between Y and Ho in the marine environment. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 148, p. 329–340, 1997.

OLIVEIRA, R. S. DE *et al.* Ediacaran ramp depositional model of the Tamengo Formation, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, 1 dez. 2019.

OSÉS, G. L. *et al.* Ediacaran Corumbella has a cataphract calcareous skeleton with controlled biomineralization. **iScience**, v. 25, n. 12, 22 dez. 2022.

PACHECO, M. L. A. F. et al. **Interferências sobre Paleoambiente e associações paleoecológicas de *Corumbella weneri***. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**2012.

PACHECO, M. L. A. F. et al. Insights into the Skeletonization, Lifestyle, and Affinity of the Unusual Ediacaran Fossil *Corumbella*. **PLOS ONE**, v. 10, n. 3, p. e0114219, 30 mar. 2015.

PARRY, L. A. et al. Ichnological evidence for meiofaunal bilaterians from the terminal Ediacaran and earliest Cambrian of Brazil. **Nature Ecology and Evolution**, v. 1, n. 10, p. 1455–1464, 1 out. 2017.

PATON, C. et al. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. **Journal of Analytical Atomic Spectrometry**, v. 26, n. 12, p. 2508, 2011.

POURMAND, A.; DAUPHAS, N.; IRELAND, T. J. A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. **Chemical Geology**, v. 291, p. 38–54, 6 jan. 2012.

RAMOS, M. E. A. F. **Sedimentological, Petrographic and geochemical characterization of Ediacaran platform carbonates (Tamengo Formation, Corumbá Group)**. Dissertação de Mestrado—Brasília: Universidade de Brasília, ago. 2019.

RAMOS, M. E. A. F. et al. Caracterización quimioestratigráfica y facies carbonatadas de una plataforma ediacárica, Formación de Tamengo, Grupo de Corumbá: resultados preliminares. **Estudios Geológicos**, v. 75, n. 2, p. 111, 22 nov. 2019.

RAMOS, M. E. A. F. et al. New Facies Model and Carbon Isotope Stratigraphy for an Ediacaran Carbonate Platform From South America (Tamengo Formation—Corumbá Group, SW Brazil). **Frontiers in Earth Science**, v. 10, 27 jun. 2022.

RAVELO, A. C.; HILLAIRES-MARCEL, C. Chapter Eighteen The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography. Em: [s.l: s.n.]. p. 735–764.

ROBERTS, N. M. W. et al. A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 18, n. 7, p. 2807–2814, jul. 2017.

SCHIDLOWSKI, M.; HAYES, J. M.; KAPLAN, I. R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. Em: SCHOPF, J. W.

(Ed.). **Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution**. [s.l.] Press, Princeton, 1983. p. 149–186.

SCHOBENHAUS, C. e colab. CPRM Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas-SIG e 46 folhas na escala 1: 1.000.000. **Brasília: CPRM**, v. 41, 2004.

SHEPPARD, S. M. F.; SCHWARCZ, H. P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 26, n. 3, p. 161–198, abr. 1970.

SHIEH, Y. N.; TAYLOR, H. P. Oxygen and Carbon Isotope Studies of Contact Metamorphism of Carbonate Rocks. **Journal of Petrology**, v. 10, n. 2, p. 307–331, 1 jun. 1969.

SHOLKOVITZ, E. R.; LANDING, W. M.; LEWIS, B. L. Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n. 6, p. 1567–1579, mar. 1994a.

SHOLKOVITZ, E. R.; LANDING, W. M.; LEWIS, B. L. Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n. 6, p. 1567–1579, mar. 1994b.

SHOLKOVITZ, E.; SHEN, G. T. The incorporation of rare earth elements in modern coral. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 13, p. 2749–2756, 1995.

SIAL, A. N. et al. **Negative C-isotope anomaly in the Ediacaran Tamengo Formation (Corumbá Group, Southern Paraguay Belt)**. International Geological Congress . **Anais...**2008.

SMRZKA, D. et al. **The behavior of trace elements in seawater, sedimentary pore water, and their incorporation into carbonate minerals: a review**. **Facies**Springer Verlag, , 1 out. 2019.

SPANGENBERG, J. E. et al. Redox variations and bioproductivity in the Ediacaran: Evidence from inorganic and organic geochemistry of the Corumbá Group, Brazil. **Gondwana Research**, v. 26, n. 3–4, p. 1186–1207, 2014.

STAPLIN, F. L. Determination of thermal alteration index from color of exinite (pollen, spores). 1982.

SWANSON-HYSELL, N. L. et al. Constraints on Neoproterozoic paleogeography and Paleozoic orogenesis from paleomagnetic. **Issue: American Journal of Science**, 312 (8), 2012.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. **The continental crust: Its composition and evolution.** [s.l.: s.n.].

TOBIAS, T. C. **Micropaleontologia da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Ediacarano, Grupo Corumbá, Estado do Mato Grosso do Sul, Brasil.** Dissertação de Mestrado—Brasília: Universidade de Brasília, jul. 2014.

TOSTEVIN, R. et al. Low-oxygen waters limited habitable space for early animals. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, p. 12818, 23 set. 2016.

TRIBOVILLARD, N. et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. **Chemical Geology**, v. 232, n. 1–2, p. 12–32, 30 ago. 2006.

TRUEMAN, C. N. G. et al. Mineralogical and compositional changes in bones exposed on soil surfaces in Amboseli National Park, Kenya: diagenetic mechanisms and the role of sediment pore fluids. **Journal of Archaeological Science**, v. 31, n. 6, p. 721–739, jun. 2004.

TUCKER, M. E. Sedimentation of organic-rich limestones in the late Precambrian of Southern Norway. **Precambrian Research**, v. 22, n. 3–4, p. 295–315, out. 1983.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks.** 2. ed. [s.l.] Blackwell Scientific, 1991.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology—An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks.** London: Blackwell, 2001.

TUCKER, M. E.; DIAS-BRITO, D. **Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil.** Obra 3 ed. Rio Claro: UNESP-IGCE-UNESPetro, 2017.

VALDÉS-VILCHIS, S. et al. Rare Earth Elements and Yttrium (REE+Y) patterns in recent *Anadara brasiliana* shells from Playa Norte, Barra de Cazonas (Veracruz, Mexico): Evidence of anthropogenic contamination linked to river output? **Journal of South American Earth Sciences**, v. 110, 1 out. 2021.

VAN ITEN, H. et al. Origin and early diversification of the phylum Cnidaria Verrill: major developments in the analysis of the taxon's Proterozoic-Cambrian history. **Palaeontology**, v. 57, n. 4, p. 677–690, jul. 2014.

WALDE, D. H. G. et al. **The first Precambrian megafossil from South America, *Corumbella wernerii*.** Anais da Academia Brasileira de Geociências. **Anais...**1982.

WALDE, D. H. G. et al. New aspects of Neoproterozoic-Cambrian transition in the Corumbá region (state of Mato Grosso do Sul, Brazil). **Annales de Paleontologie**, v. 101, n. 3, p. 213–224, 1 jul. 2015.

WALTER, L. M.; BURTON, E. A. Dissolution of Recent platform carbonate sediments in marine pore fluids. **American Journal of Science**, v. 290, n. 6, p. 601–643, 1 jun. 1990.

WARD, J. F. et al. Rare earth element geochemistry of Australian Neoproterozoic carbonate: Constraints on the Neoproterozoic oxygenation events. **Precambrian Research**, v. 335, p. 105471, dez. 2019.

WARREN, L. V. et al. The dawn of animal skeletogenesis: Ultrastructural analysis of the Ediacaran metazoan *Corumbella weneri*. **Geology**, v. 40, n. 8, p. 691–694, ago. 2012.

WARREN, L. V. et al. Sedimentary evolution and tectonic setting of the Itapucumi Group, Ediacaran, northern Paraguay: From Rodinia break-up to West Gondwana amalgamation. **Precambrian Research**, v. 322, p. 99–121, mar. 2019.

WARREN, L. V. et al. *Corumbella* and in situ *Cloudina* in association with thrombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay. **Terra Nova**, v. 23, n. 6, p. 382–389, dez. 2011a.

WARREN, L. V. et al. *Corumbella* and in situ *Cloudina* in association with thrombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay. **Terra Nova**, v. 23, n. 6, p. 382–389, dez. 2011b.

YANG, Y.-H. et al. In situ perovskite Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Ordovician Mengyin kimberlites in the North China Craton. **Chemical Geology**, v. 264, n. 1–4, p. 24–42, jun. 2009.

YANG, Y.-H. et al. In situ U–Pb dating of bastnaesite by LA-ICP-MS. **J. Anal. At. Spectrom.**, v. 29, n. 6, p. 1017–1023, 2014.

ZAINE, M. F.; FAIRCHILD, T. R. **Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil**. Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia. **Anais...**Rio de Janeiro: 1987.

ZAKY, A. H. et al. Rare earth elements of shallow-water articulated brachiopods: A bathymetric sensor. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 461, p. 178–194, 1 nov. 2016.

ZHANG, K.; ZHU, X. K.; YAN, B. A refined dissolution method for rare earth element studies of bulk carbonate rocks. **Chemical Geology**, v. 412, p. 82–91, 7 set. 2015.

ZHAO, M. Y.; ZHENG, Y. F. Marine carbonate records of terrigenous input into Paleotethyan seawater: Geochemical constraints from Carboniferous limestones. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 141, p. 508–531, 15 set. 2014.

ZHAO, Y. Y.; ZHENG, Y. F.; CHEN, F. Trace element and strontium isotope constraints on sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China. **Chemical Geology**, v. 265, n. 3–4, p. 345–362, 30 jul. 2009.

ANEXOS

MICROSSONDA																		
CARAPAÇA																		
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	FeO	V ₂ O ₃	SrO	BaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	PbO	ThO ₂	UO ₂	Total
C1	0,8	0,0	0,0	0,0	92,0	0,1	0,0	0,3	0,6	0,1	1,9	0,1	1,0	0,0	2,3	1,0	0,0	100
C2	0,8	0,0	0,0	0,0	97,2	0,2	0,1	0,3	0,6	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
C3	1,1	0,0	0,0	0,0	97,3	0,0	0,0	0,5	0,7	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	100
C4	0,9	0,0	0,0	0,0	94,3	0,0	0,0	0,2	0,4	0,1	1,1	0,0	0,3	2,6	0,0	0,0	0,0	100
C5	0,9	0,0	0,0	0,0	92,8	0,0	0,0	0,3	0,3	0,1	1,9	0,0	2,9	0,0	0,4	0,0	0,2	100
C6	0,9	0,0	0,0	0,0	95,4	0,1	0,2	0,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	1,3	0,0	100
C7	0,9	0,0	0,0	0,0	94,7	0,0	0,0	0,5	0,7	0,0	1,3	0,0	0,9	0,9	0,0	0,0	0,0	100
C8	0,6	0,0	0,0	0,0	94,8	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	2,5	0,0	0,1	1,0	0,2	0,1	0,1	100
C9	0,7	0,6	0,7	0,0	86,7	0,1	0,0	0,2	5,2	0,0	1,7	1,1	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0	100
C10	1,1	0,0	0,0	0,0	95,5	0,0	0,2	0,7	0,7	0,1	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	100
C11	1,1	0,0	0,0	0,0	94,2	0,0	0,2	0,5	0,5	0,1	2,0	0,1	0,8	0,0	0,2	0,2	0,0	100
C12	1,0	0,0	0,0	0,0	93,7	0,0	0,0	0,5	0,6	0,1	1,9	0,3	0,0	1,7	0,0	0,0	0,2	100
C13	0,9	0,0	0,0	0,0	94,8	0,1	0,0	0,5	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	1,1	0,2	100
C14	0,8	0,0	0,0	0,0	86,7	0,0	0,1	0,5	0,5	0,0	1,5	0,9	0,6	5,5	2,0	0,8	0,0	100
C15	1,0	0,0	0,0	0,0	91,0	0,0	0,0	0,5	0,6	0,0	1,6	0,2	2,4	2,5	0,0	0,0	0,0	100
C16	1,0	0,0	0,0	0,0	93,6	0,0	0,0	0,6	0,6	0,0	0,7	0,0	0,0	0,9	2,5	0,0	0,0	100
C17	0,9	0,0	0,0	0,0	91,9	0,2	0,0	0,4	0,7	0,0	1,3	0,0	0,0	2,7	2,0	0,0	0,0	100
C18	0,6	0,0	0,0	0,0	98,0	0,1	0,0	0,2	0,4	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	100
C19	1,0	0,0	0,0	0,0	93,7	0,0	0,0	0,5	0,7	0,0	1,6	0,5	0,3	0,0	1,2	0,4	0,0	100
C20	0,9	0,0	0,0	0,0	95,9	0,0	0,0	0,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	1,3	0,5	0,2	100
C21	1,0	0,0	0,0	0,0	92,9	0,1	0,1	0,5	0,6	0,1	0,0	0,2	0,0	3,0	0,0	1,6	0,0	100
C22	0,9	0,0	0,0	0,0	95,8	0,1	0,0	0,4	0,6	0,0	0,8	0,0	0,5	0,0	0,4	0,1	0,2	100
C23	1,0	0,0	0,0	0,0	95,1	0,1	0,1	0,6	0,8	0,0	0,8	0,2	0,0	0,9	0,0	0,0	0,3	100
C24	1,0	0,0	0,0	0,0	95,3	0,1	0,0	0,5	0,6	0,0	0,8	0,8	0,0	0,0	0,0	0,7	0,1	100
C25	0,8	0,0	0,0	0,0	93,1	1,1	0,0	0,5	0,8	0,0	0,0	0,1	0,2	2,9	0,2	0,0	0,2	100
C26	0,9	0,0	0,0	0,0	95,1	0,1	0,0	0,4	0,6	0,0	0,0	0,1	0,4	2,1	0,2	0,0	0,0	100
C27	0,9	0,0	0,0	0,1	95,8	0,0	0,0	0,4	0,6	0,0	0,0	0,4	0,6	0,0	0,6	0,3	0,2	100
C28	1,0	0,0	0,1	0,1	95,5	0,0	0,3	0,4	0,7	0,1	0,0	1,0	0,5	0,0	0,2	0,0	0,2	100
C29	1,0	0,0	0,0	0,0	96,7	0,0	0,0	0,3	0,7	0,0	0,8	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	100
C30	0,9	0,0	0,0	0,0	92,5	0,0	0,0	0,6	0,7	0,0	2,1	0,0	0,7	2,7	0,0	0,0	0,0	100
C31	1,0	0,0	0,0	0,0	89,9	0,0	0,0	0,5	0,8	0,0	3,0	0,6	0,0	4,1	0,0	0,1	0,0	100
C32	0,9	0,0	0,0	0,0	97,0	0,2	0,3	0,5	0,5	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
C33	1,0	0,0	0,0	0,0	96,9	0,1	0,0	0,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,3	100
C34	0,9	0,0	0,0	0,0	92,2	0,0	0,0	0,5	0,6	0,1	2,2	0,0	1,5	1,7	0,0	0,2	0,0	100
C35	0,9	0,0	11,3	0,0	85,1	0,1	0,0	0,4	0,6	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	100
C36	1,0	0,0	0,0	0,0	94,6	0,0	0,0	0,4	0,6	0,0	1,2	0,0	1,2	0,0	0,0	0,6	0,3	100
C37	0,9	0,0	0,0	0,0	92,6	0,0	0,2	0,3	0,8	0,0	0,0	0,3	0,0	3,6	0,7	0,5	0,0	100
C38	0,9	0,0	0,0	0,0	91,7	0,1	0,0	0,5	0,5	0,0	2,2	0,0	0,6	1,6	1,0	0,5	0,4	100

MICROSSONDA																		
MATRIZ																		
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	FeO	V ₂ O ₃	SrO	BaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	PbO	ThO ₂	UO ₂	Total
M1	1,2	2,5	5,3	0,3	88,6	0,0	0,0	0,2	1,0	0,0	0,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
M2	2,6	23,2	57,3	4,3	0,6	0,2	0,5	0,0	8,0	0,1	0,1	0,3	1,4	1,4	0,0	0,1	0,0	100
M3	1,4	7,8	75,0	2,0	0,7	0,1	1,0	0,1	8,3	0,0	0,9	0,3	0,8	0,0	1,4	0,1	0,0	100
M4	1,2	35,1	48,4	8,4	0,8	0,1	0,7	0,1	3,1	0,1	1,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,3	0,0	100
M5	0,9	6,2	85,9	2,0	0,3	0,1	1,7	0,0	0,8	0,0	1,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,6	0,0	100
M6	2,8	16,8	69,0	6,0	1,0	0,1	0,0	0,0	3,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,1	0,0	100
M7	13,9	25,3	39,8	2,4	1,5	0,0	0,1	0,2	15,5	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,8	0,2	100
M8	2,5	14,7	77,1	1,2	1,6	0,0	0,0	0,1	2,2	0,0	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	100
M9	4,6	28,7	58,9	1,5	2,6	0,1	0,1	0,1	3,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	100
M10	3,2	26,5	53,9	7,2	1,0	0,1	3,5	0,0	3,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,0	1,0	0,0	0,3	100
M11	0,2	0,6	98,3	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
M12	0,6	2,2	93,4	0,5	0,7	0,1	0,3	0,1	0,8	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,9	0,3	0,1	100
M13	9,3	33,8	45,3	0,4	0,7	0,1	1,2	0,0	9,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
M14	4,7	24,4	54,7	4,2	1,7	0,2	0,0	0,0	10,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
M15	2,1	8,8	82,7	1,2	1,6	0,3	0,0	0,0	3,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	100
M16	7,5	15,6	61,9	1,5	5,3	1,0	0,0	0,0	6,2	0,0	0,6	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	100
M17	0,9	5,9	88,2	2,0	0,6	0,1	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,2	0,3	0,0	0,0	0,1	0,2	100
M18	8,4	25,5	50,6	5,1	1,1	0,0	0,2	0,1	8,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	100
M19	2,8	17,0	59,5	9,2	0,5	0,0	1,8	0,2	4,3	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	2,9	0,3	0,0	100
M20	4,5	17,4	65,9	3,8	0,8	0,0	1,0	0,2	5,4	0,1	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	100
M21	4,6	28,4	55,8	3,6	1,5	0,0	0,7	0,0	3,2	0,0	0,3	0,2	0,7	0,0	0,4	0,3	0,2	100
M22	0,1	0,4	98,6	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
M23	7,6	15,9	59,2	3,3	1,0	0,2	0,0	0,0	12,3	0,1	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
M24	1,2	31,4	60,8	2,7	0,7	0,0	0,1	0,0	1,3	0,0	0,1	0,5	0,5	0,0	0,6	0,0	0,0	100
M25	3,0	23,2	54,5	10,0	0,4	0,1	0,4	0,1	2,3	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0	3,8	0,0	0,0	100
M26	5,1	27,8	48,4	7,9	1,0	0,1	0,1	0,0	9,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	100
M27	2,3	27,7	55,5	8,3	0,4	0,0	1,0	0,1	3,2	0,1	0,0	0,3	0,7	0,0	0,0	0,4	0,0	100
M28	3,3	25,6	52,0	10,0	0,2	0,0	0,4	0,0	4,2	0,0	1,4	0,4	1,4	0,0	1,0	0,0	0,0	100
M29	2,4	25,4	62,0	3,9	0,6	0,1	0,2	0,0	3,1	0,0	0,0	0,4	0,0	1,5	0,0	0,4	0,0	100
M30	0,7	3,9	91,0	0,9	1,5	0,5	0,0	0,0	0,7	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,4	0,1	100
M31	5,7	21,6	38,2	2,2	3,4	0,5	0,0	0,1	26,5	0,1	0,0	0,6	0,6	0,0	0,0	0,4	0,0	100

ETR															
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
M1	0,86	1,96	1,04	0,96	1,92	1,59	1,30	1,24	0,87	0,91	1,00	0,96	0,79	1,03	0,91
M2	5,23	5,57	6,30	5,44	6,19	6,89	5,85	4,42	4,03	3,58	3,44	3,04	2,46	2,26	2,22
M3	3,34	3,74	2,51	2,40	3,12	5,17	3,92	4,67	4,76	6,08	4,72	4,40	3,72	3,53	3,01
M4	0,68	0,68	0,71	0,74	0,77	1,11	1,10	1,14	1,15	1,23	1,37	1,35	1,47	1,52	1,45
M5	1,30	1,07	1,43	1,22	1,19	1,70	1,29	1,15	1,33	1,44	1,41	1,31	1,62	1,52	1,28
M6	0,97	0,88	1,51	1,09	1,52	1,59	0,96	1,02	1,08	1,29	1,19	1,27	1,11	1,36	1,33
M7	5,36	3,89	4,56	4,54	5,96	7,89	4,98	4,67	4,53	4,58	4,20	3,44	3,47	3,26	3,42
M8	5,22	5,72	4,17	3,58	2,87	1,80	2,10	1,92	1,70	1,75	1,63	1,55	1,47	1,49	1,38
M9	0,34	0,29	0,39	0,48	0,48	1,00	0,86	1,06	1,06	1,22	0,98	1,16	1,35	1,42	1,32
M10	0,96	0,52	0,88	0,73	0,80	1,02	1,09	1,09	1,16	1,35	1,21	1,24	1,27	1,44	1,31
M11	0,84	0,59	0,73	0,71	0,93	1,07	1,14	0,98	1,04	1,10	0,95	1,09	1,12	1,12	1,32
C1	1,31	1,14	1,26	1,08	1,34	1,55	1,25	1,03	0,92	0,99	0,85	0,71	0,51	0,66	0,71
C2	1,64	1,86	1,39	1,67	1,43	3,21	1,77	1,57	1,31	1,72	1,37	1,43	1,54	1,34	1,67
C3	1,23	2,04	1,76	1,60	1,76	1,97	1,46	1,45	1,02	0,96	0,92	0,75	0,49	0,64	0,54
C4	0,89	1,37	1,80	1,66	1,65	1,94	1,72	1,22	0,90	0,78	0,80	0,63	0,47	0,46	0,40
C5	1,43	1,44	1,90	1,40	1,75	1,95	1,69	1,39	1,17	1,31	1,32	1,07	0,98	1,09	0,95
C6	0,96	1,82	0,94	0,77	0,82	1,30	0,81	0,70	0,60	0,72	0,60	0,54	0,41	0,44	0,46
C7	1,08	1,12	1,19	0,98	1,23	1,93	1,12	0,85	0,83	0,99	0,73	0,82	0,74	0,70	0,92
C8	1,24	0,74	1,42	1,10	2,85	3,61	1,56	2,13	1,45	1,57	1,45	1,65	1,43	1,80	1,41
C9	1,35	1,51	1,72	1,64	1,89	2,15	1,71	1,64	1,39	1,30	1,18	1,02	0,80	0,83	0,61
C10	1,13	1,45	1,32	1,39	1,23	1,79	1,54	1,14	1,07	1,24	1,20	0,94	1,30	1,23	1,05
C11	0,65	1,04	0,84	0,88	1,08	1,21	0,89	0,73	0,52	0,50	0,48	0,31	0,22	0,16	0,17

ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO

CARAPAÇA		
Qtd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
1	0,708845706	0,0001128
2	0,708980115	0,0001338
3	0,708903585	0,0001526
4	0,708943816	0,0001129
5	0,708933103	0,000151
6	0,708927316	0,0001427
7	0,709146528	0,0001616
8	0,708923721	0,0001788
9	0,708923468	0,0001194
10	0,708886685	0,0001321
11	0,708850413	9,565E-05
12	0,708853844	0,0001132
13	0,70879528	0,0001173
14	0,708768569	0,0001218
15	0,708838103	7,942E-05
16	0,708718875	0,0001335
17	0,70886305	9,731E-05
18	0,708757739	0,0001246
19	0,708868501	9,77E-05
20	0,708855963	0,0001184
21	0,708797979	0,0001028
22	0,708816497	8,227E-05
23	0,709106747	0,0001299
24	0,708941248	0,0001746
25	0,708910209	0,0001478
26	0,708810836	9,696E-05
27	0,708862184	0,0001003
28	0,708796065	0,0001074
29	0,709009134	0,0001628
30	0,708825859	0,0001302
31	0,708819829	0,0001106
32	0,708856156	0,0001414
33	0,708810226	0,0001016
34	0,70890608	0,0001281
35	0,708867182	0,0001206
36	0,708750084	0,0001399
37	0,709001802	0,0001296
38	0,708935987	0,0001139
39	0,70882352	0,0001176
40	0,708847474	0,0001591
41	0,708860185	0,0001155
42	0,708811664	0,0001277
43	0,708878357	0,0001155
44	0,708773494	9,292E-05
45	0,708868982	0,0001281

Média 0,708872715 0,0001239

MATRIZ		
Qtd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
1	0,708997	0,000156
2	0,708757	0,000276
3	0,709147	0,000318
4	0,709123	0,000419
5	0,708829	0,000255
6	0,708881	0,000215
7	0,708992	0,000328
8	0,709079	0,000432
9	0,709341	0,00029
10	0,709155	0,000363
11	0,708932	0,000202
12	0,708894	0,000255
13	0,708804	0,000336
14	0,708903	0,000189
15	0,708964	0,000245
16	0,709575	0,000404
17	0,709187	0,000326
18	0,709233	0,000315
19	0,709429	0,000244
20	0,709514	0,000374
21	0,710644	0,00116
22	0,709313	0,00043
23	0,709085	0,000636
24	0,708792	0,000262
25	0,709139	0,00072

Média 0,709148 0,000366

PADRÃO		
Qtd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
1	0,709214	8,58E-05
2	0,709195	1E-04
3	0,709209	0,000113
4	0,709255	0,000114
5	0,709191	0,000112
6	0,709285	0,000129
7	0,709351	0,000125
8	0,709215	0,000139
9	0,709205	0,000106
10	0,70915	0,000144
11	0,709163	0,000105
12	0,709232	0,000106
13	0,709207	0,000121
14	0,709231	9,67E-05
15	0,709165	0,00019
16	0,70921	0,000121
17	0,709223	0,000128
18	0,709218	0,000126
19	0,709249	0,000115
20	0,709262	0,000174
21	0,709203	0,000116
22	0,709223	0,000149
23	0,709206	9,48E-05
24	0,70925	0,00013
25	0,709144	0,000167
26	0,709153	0,000157
27	0,709175	0,000107
28	0,709194	0,00013
29	0,709428	0,000152
30	0,709144	0,000139
31	0,709121	0,000137
32	0,70922	0,000138
33	0,709294	0,000206
34	0,709241	0,00016
35	0,709199	0,000171
36	0,709119	0,000149
37	0,709175	0,00015

Média 0,709214 0,000132

	Carbonato				V-SMOW	status	Observação
	V-PDB						
Amostra	d ¹³ C‰	St. Dev.	d ¹⁸ O‰	St. Dev.	d ¹⁸ O‰		
M1	4,26	0,05	-11,27	0,07	19,24	ok	
M2	4,08	0,11	-11,27	0,06	19,24	ok	
M3	4,28	0,10	-11,56	0,10	18,94	507 mV	Pouco carbonato
M4	4,26	0,10	-11,55	0,10	18,95	801 mV	Pouco carbonato
M5	3,98	0,09	-10,99	0,08	19,53	ok	
M6	4,10	0,10	-11,05	0,06	19,46	ok	
M7	-3,09	0,08	-9,84	0,08	20,71	383 mV	Pouco carbonato
C1	3,77	0,07	-11,31	0,08	19,20	ok	
C2	3,90	0,10	-11,51	0,03	18,99	ok	
C3	4,91	0,08	-11,05	0,07	19,47	ok	
C4	4,22	0,09	-11,55	0,04	18,95	ok	
C5	4,38	0,10	-10,95	0,09	19,58	ok	

	Ti ⁴⁷		Mn ⁵⁵		Co ⁵⁹		Ni ⁶⁰		Cu ⁶³		Zn ⁶⁶		Rb ⁸⁵		Sr ⁸⁸		Mo ⁹⁵		Ba ¹³⁷		Pb ²⁰⁸		Th ²³²		U ²³⁸		
	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	Valor	Erro	
C1	1703,19	522,13	1806,15	144,11	0,26	0,39	8,85	3,19	6,16	1,93	56,66	22,38	39,86	12,35	2020,18	145,81	0,30	0,14	116,22	34,29	7,09	1,31	3,73	0,89	1,11	0,58	
C2	5173,77	2439,43	1917,52	223,92	1,70	0,72	22,38	9,70	15,71	8,56	155,05	70,59	135,97	77,11	2364,26	263,16	-0,01	0,25	476,84	274,85	13,73	5,72	11,27	3,82	3,22	1,36	
C3	1500,53	661,28	1871,96	146,80	1,57	0,79	6,67	2,66	6,87	2,78	54,86	22,05	26,21	10,93	2295,69	139,48	0,22	0,21	89,87	40,03	7,05	3,16	4,64	1,47	1,15	0,83	
C4	2139,05	974,16	2033,38	90,81	1,18	0,39	7,13	1,81	4,23	0,69	29,13	7,44	16,41	4,17	2367,92	163,45	0,23	0,12	53,95	11,38	5,86	1,73	2,54	0,38	0,43	0,07	
C5	2342,75	1087,07	1649,37	137,72	1,64	0,51	12,21	4,16	8,09	2,32	91,20	30,42	57,33	22,91	2021,15	133,08	0,23	0,12	155,87	61,03	7,75	1,65	11,27	4,54	0,97	0,33	
C6	771,19	342,78	1688,89	127,97	0,71	0,35	6,78	2,44	4,06	1,51	39,26	13,71	15,79	5,09	1877,21	92,61	0,22	0,09	48,98	14,19	4,86	0,99	2,73	0,54	0,35	0,06	
C7	5282,96	2542,78	1949,18	196,59	0,93	1,05	22,88	10,49	13,98	6,08	162,64	69,65	120,67	54,57	2194,20	194,54	0,32	0,27	360,03	165,69	10,00	3,29	5,70	2,24	1,54	0,72	
C8	35228,68	17828,01	2456,17	259,94	5,73	2,57	51,46	22,32	25,49	9,50	271,72	101,59	191,33	79,52	2602,36	262,87	0,70	0,46	508,82	198,70	17,04	5,60	19,83	9,24	3,21	1,31	
C9	3198,49	666,88	1652,51	93,19	0,21	0,34	4,70	0,95	9,72	2,27	41,22	5,80	25,95	3,23	2278,86	106,42	0,22	0,15	81,71	10,13	7,43	1,43	6,03	1,10	0,90	0,16	
C10	10666,65	4576,27	2217,59	215,52	1,83	1,12	16,97	6,73	19,83	6,81	113,99	46,22	91,88	36,39	2469,22	299,22	0,36	0,25	249,82	103,43	18,76	6,00	10,75	5,74	2,32	0,81	
C11	81,32	21,83	1534,78	70,30	-0,05	0,24	0,65	0,46	1,67	0,64	6,47	1,64	1,17	0,46	1935,76	100,19	0,04	0,07	10,86	2,36	2,33	0,72	1,02	0,33	0,56	0,23	
M1	3528,11	491,55	581,69	103,51	1,63	0,71	32,31	3,44	75,52	10,48	225,10	23,03	220,46	33,58	490,30	163,07	0,69	0,28	557,00	60,33	55,93	7,15	10,95	2,00	2,37	0,38	
M2	11253,86	2334,29	7442,16	1448,19	1,78	1,77	42,00	4,62	49,14	5,96	205,76	18,87	244,37	17,40	7746,37	1371,38	1,20	0,58	654,59	47,84	31,25	6,50	19,10	2,68	5,56	0,87	
M3	8836,79	1531,05	5649,66	2661,13	7,19	1,83	56,29	9,37	43,35	7,44	214,99	28,48	226,02	24,93	3414,65	1655,27	0,82	0,39	787,10	150,86	28,43	7,19	18,27	4,27	4,89	1,02	
M4	9250,75	1223,30	615,45	112,35	3,82	0,57	51,85	6,87	54,41	8,62	231,72	27,41	226,90	18,93	324,83	78,25	0,89	0,29	588,13	54,38	52,70	11,08	19,73	3,91	4,67	0,67	
M5	8720,24	1245,06	2094,30	641,67	3,98	0,97	36,75	3,08	27,86	3,77	180,84	23,17	222,62	24,64	2106,46	717,97	0,95	0,38	647,61	68,84	19,60	2,80	14,72	2,03	3,79	0,46	
M6	9126,51	1591,73	2088,36	366,65	2,87	0,96	41,30	5,16	26,25	2,83	168,63	18,42	229,36	21,26	2041,81	419,19	0,81	0,34	673,49	52,90	13,71	1,72	13,48	1,53	3,51	0,42	
M7	6611,77	667,72	8259,92	2793,86	5,86	1,81	53,97	7,04	44,71	6,38	251,03	25,33	224,29	18,63	9232,56	3184,94	0,43	0,71	679,35	47,87	32,25	6,69	19,02	3,75	5,36	1,16	
M8	27226,52	9235,16	344,30	44,69	2,89	0,67	33,90	3,02	28,69	3,85	155,29	16,55	217,34	14,39	138,98	33,80	0,33	0,28	648,82	41,01	21,31	3,24	36,80	27,51	5,27	0,95	
M9	6502,19	713,74	477,35	105,13	3,14	0,86	36,33	3,92	27,96	2,90	165,10	22,80	266,18	22,04	308,13	124,60	0,27	0,43	724,74	62,83	16,59	1,57	12,50	2,66	4,71	2,42	
M10	8111,94	1315,50	1252,16	517,49	4,17	0,82	44,73	3,70	31,29	2,92	213,44	22,35	241,16	17,01	1007,97	600,08	0,47	0,51	706,03	56,45	19,52	2,32	13,61	2,50	3,54	0,46	
M11	9062,47	1301,23	951,03	367,67	2,53	0,61	31,28	2,03	27,56	3,51	150,64	17,89	205,00	13,73	878,24	387,94	0,29	0,47	562,43	42,83	18,52	2,71	13,54	2,05	2,77	0,29	