

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS METACARBONATOS DO COMPLEXO
BATOVI NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE COMO FERRAMENTA DE
ANÁLISE PALEOAMBIENTAL**

ANA CAROLINA HORN

Porto Alegre, 2019

ANA CAROLINA HORN

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS METACARBONATOS DO COMPLEXO
BATOVI NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE COMO FERRAMENTA DE
ANÁLISE PALEOAMBIENTAL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof. Dr. Edinei Koester

Prof^a. Dr^a. Ana Karina Scomazzon

Supervisor: Me. André Abreu Martins

Porto Alegre, 2019

CIP - Catalogação na Publicação

Horn, Ana Carolina
PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS METACARBONATOS DO
COMPLEXO BATOVI NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE COMO
FERRAMENTA DE ANÁLISE PALEOAMBIENTAL / Ana Carolina
Horn. -- 2019.
109 f.
Orientador: Edinei Koester.

Coorientador: Ana Karina Scmazzon.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2019.

1. Complexo Batovi. 2. Metacarbonatos. 3.
Geoquímica. 4. Isótopos. 5. Microbialitos. I. Koester,
Edinei, orient. II. Scmazzon, Ana Karina, coorient.
III. Título.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS METACARBONATOS DO COMPLEXO BATOVI NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE COMO FERRAMENTA DE ANÁLISE PALEOAMBIENTAL”**, elaborado por **“ANA CAROLINA HORN”**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Marcus Remus

Prof. Dr. Giuseppe Betino De Toni

Msc. Guilherme Hoerlle

PORTO ALEGRE, 2019.

AGRADECIMENTOS

Nessa importante etapa que se conclui, me sinto imensamente agradecida a muitos que fizeram parte de cada uma das pequenas conquistas, que estruturaram o alcance desse sonho, o sonho de ser geóloga.

Gostaria de agradecer primeiramente aos meus pais, Lisane Maria Horn e José Ricardo Horn, por todo o apoio que sempre pude receber. Por toda a educação, amor, respeito e ética que recebi e que me inspiraram durante a caminhada.

Agradeço também aos meus queridos irmãos, Bruna, Ricardo e em especial a minha irmã Paula, que presenciou mais de perto todas as dificuldades e alegrias dessa trajetória.

Sou muito grata por toda a ajuda que recebi dos meus orientadores Edinei Koester e Ana Karina Scomazzon. Os admiro muito.

Agradeço ao meu supervisor André, que ao longo desse período se tornou um grande amigo e me ensinou muito.

Não poderia deixar de agradecer a todos aqueles que estiveram, em algum momento, comigo durante o curso. Um grande abraço aos amigos que a Geologia me trouxe, em especial para Andressa, Érika, Fabrício, Filipe, Schimba, Jaqueline, Pâmela, Raíssa, Maurício, Max, Maria Helena, Brenda, Veridiana e tantos outros que guardo com muito carinho.

Um agradecimento especial aos meus amigos Alemão e Kenji, que sempre foram bons ouvintes e conselheiros para a vida. Quanto carinho eu tenho por vocês!

Agradeço a JUC-7, pelos aprendizados e oportunidades que pude obter durante o período de minha moradia estudantil. Levo da casa, amizades para vida. Obrigada Natana, Leandro, Luana, Elaine, Ingrid, Cássia, vocês são incríveis.

Não poderia deixar de agradecer a Gerson Terra, que sempre, com grande entusiasmo e simpatia, me auxiliou durante esse estudo.

Agradeço também a Renata Schmitt, por apoiado e fornecido material de pesquisa no qual se baseia o presente trabalho.

Da mesma forma, agradeço a Tais, por ter aceitado nos auxiliar com análises piloto. Sou muito grata por toda atenção e apoio.

Por fim, agradeço a UFRGS, em destaque ao PRAE, que se tornou essencial para que essa etapa pudesse ser concluída. Senti-me muito acolhida e pude acreditar no ensino gratuito e de qualidade para todos.

Gratidão.

*Primero estaba el mar
No había sol, ni luna, ni gente
Ni animales, ni plantas
El mar estaba en todas partes*

*El mar era la madre
La madre no era gente ni nada
Ella era el espíritu
De lo que habría de venir
Y ella era...pensamiento...y memoria.*

(Mitología Kogi, povo originário da Colômbia).

Carbonates sediments are born, not made.

Noel James (1979).

RESUMO

O Escudo Sul-rio-grandense apresenta diversas ocorrências de rochas metassedimentares, como metacarbonatos e xistos, a partir das quais informações sobre eventos de sedimentação e metamorfismo podem ser inferidos, auxiliando no entendimento da estratigrafia de bacias sedimentares e no contexto da evolução geológica local. O Complexo Batovi, situado na cidade de São Gabriel, no estado do Rio Grande do Sul, é uma dessas ocorrências, cujos registros podem ser observados associados ao Lineamento de Ibaré, no limite entre os Terrenos Taquarembó e São Gabriel. O Complexo Batovi é formado por rochas metassedimentares de origem siliciclástica, vulcanoclástica e química, intercaladas com rochas vulcânicas e graníticas subordinadas. Nesse contexto, esse trabalho tem o objetivo de apresentar uma caracterização petrográfica e geoquímica da ocorrência de metacarbonatos do Complexo Batovi. Dados geoquímicos indicam a classificação dos metacarbonatos como calcito-dolomíticos a dolomíticos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ auxiliam na identificação do caráter primário ou secundário da composição isotópica dos carbonatos, além da correlação com as variações temporais das razões de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das águas dos mares durante o Neoproterozoico, possibilitando uma inferência da idade de sedimentação. Também são relatados dados do conteúdo fossilífero presente nos metacarbonatos, classificados como microbialitos de idade pré-cambriana. A integração dos dados geológicos, geoquímicos e fossilíferos dos metacarbonatos do Complexo Batovi, tornaram possível a interpretação do contexto paleoambiental como uma plataforma carbonática com influência de marés e o respectivo modelo deposicional.

Palavras-Chave: Complexo Batovi. Metacarbonatos. Geoquímica. Isótopos.

ABSTRACT

The Sul-rio-grandense shield presents several occurrences of rock metasedimentary, such as metacarbonates and shales, from that information about sedimentation and metamorphic events can be inferred, helping to understand the stratigraphy of sedimentary basins and the context of local geological evolution. The Batovi Complex, located in the city of São Gabriel, in the state of Rio Grande do Sul, is one of these occurrences, records can be observed associated with the Ibaré Lineament, between Taquarembó and São Gabriel land. The Batovi Complex is formed by metasedimentary rocks of siliciclastic, volcanoclastic and chemical origin, interspersed with subordinate volcanic and granitic rocks. In this context, this work aims to present a petrographic and geochemical characterization of the occurrence of metacarbonates of the Batovi Complex. Specific geochemical data for the classification of metacarbonates as calcite-dolomitic and dolomitic. The values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ assist in the identification of the primary or secondary characterization of the carbonate isotopic composition, as well the correlation with the timing of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratios of oceans waters during the Neoproterozoic period. The fossil data content of metacarbonates, classified as precambrian microbialites, are also listed. The integration of the geologic, geochemical and fossiliferous data of Batovi Complex metacarbonates allows the interpretation of the paleoenvironmental context as a tidal influence carbonate platform and with the experimental model.

Keywords: Batovi Complex. Metacarbonates. Geochemistry. Isotopes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1. Mapa de localização e vias de acesso do município de São Gabriel, RS. A área de estudo é simbolizada ponto amarelo.....17
- Figura 2. Mapa geológico das principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de Cisalhamento: 1 – Itajaí-Perimbó, 2 – Major Gercino, 3 – Caçapava do Sul, 4 – Dorsal de Canguçu, 5 – Passo do Marinheiro, 6 – Ibaré, 7 – Sarandí del Yí, 8 – Sierra Ballena, 9 – Cerro Amaro, 10 – Arroio Grande. (modif. de Philipp *et al.*, 2016).....19
- Figura 3. Compartimentação simplificada do Escudo Sul-rio-grandense. 1 - Terreno Taquarembó; 2 – Terreno São Gabriel; 3 – Terreno Tijucas; 4 – Batólito Pelotas; LI – Lineamento de Ibaré; ZCDC – Zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu; ZFCS – Zona de Falha de Caçapava do Sul. (CPRM, 2012).....20
- Figura 4. Mapa da Folha Lagoa da Meia Lua com a distribuição Complexo Santa Maria Chico, representação esquemática do Lineamento Ibaré e a divisão dos domínios: (1) Ortognaisses TTG, (2) Rochas metamáfico-ultramáficas acamadadas e (3) Paragnaisses. Fonte: Modificado de Laux *et al.*,2012 Camozzato *et al.*, 2012.21
- Figura 5. Mapa geológico básico do Complexo Batovi, São Gabriel, RS. (Modificado de UFRGS, 2018)23
- Figura 6. A) Isócrona Rb/Sr das rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Cerro Batovi (Schmitt, 1995). B) Diagrama com a isócrona U-Pb dos grãos de zircão de rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Cerro Batovi (Laux *et al.*, 2010).24
- Figura 7. A) Vista superior da clareira localizada da pedreira desativada Waick. B) Possível visualização de dobras em mesoescala e basculamento de camadas, na porção principal do afloramento. C) Detalhe do afloramento de metacarbonato.41
- Figura 8. A) Detalhe de marcas arredondadas em metacarbonato, que podem sugerir a ocorrência de marcas de pingos de chuva preservados. B) Detalhe da feição identificada em campo. (Foto de Luiz Lopes)42
- Figura 9. Aspectos dos metacarbonatos em campo. A) Detalhe das intercalações centimétricas entre níveis de coloração cinza clara com níveis de coloração cinza escura. B) Croqui evidenciando o comportamento laminado das camadas. C) Laminação com superfície crenulada em metacarbonato. D) Croqui demonstrando a feição de crenulação.42
- Figura 10. Seção colunar dos metacarbonatos do Complexo Batovi44
- Figura 11. Texturas e mineralogia observadas em lâmina delgada em nicóis cruzados. A) Amostra BAT-08C - Textura granoblástica em calcita com maclas romboédricas.B) Amostra BAT-08A - Nível enriquecido em quartzo detrítico com textura de crescimento metamórfico. C) Amostra BAT-08K - Agregados de pirita envoltos por cristais de calcita e quartzo. D) Amostra BAT-08I - Cristais euédricos de dolomita em veio secundário discordante com o acamadamento. E) Amostra BAT-08I - Intercalação entre níveis margosos e micríticos de coloração mais escura, com lentes de quartzo e lâminas de material escuro. F) Amostra BAT-08K - Porção enriquecida em grãos detríticos de quartzo.47
- Figura 12. Fotomicrografias da amostra BAT-08K. A) Nível de matéria orgânica (seta); B) Aspecto anastomosado de detalhe de nível de matéria orgânica. C)

Textura granoblástica de calcita e quartzito. Cristais de pirita euédricos a subédricos. D) Cristal de pirita com aspecto semelhante ao framboidal (seta)..	48
Figura 13. Gráficos da estratigrafia geoquímica dos metacarbonatos do Complexo Batovi. Relação de $\delta^{18}\text{O}$ VPDB‰ e $\delta^{13}\text{C}$ VPDB‰ versus a altura do perfil colunar	52
Figura 14. Metacarbonato, composto por níveis micríticos e margosos, marcados por lamelas de material de coloração negra. A, B, C e D) Amostra BAT-08J. Aspectos da laminação plano-paralela crenulada e feições de indicam possíveis biostromas. E e F) Amostra BAT-08K – Níveis de coloração negra com espessuras irregulares.....	54
Figura 15. Cromatogramas onde cada pico corresponde a uma espécie molecular distinta de carbono orgânico.	55
Figura 16. Distribuição dos óxidos dos elementos maiores nos metacarbonatos a) SiO_2 ; b) CaO ; c) MgO ; d) Fe_2O_3 e, e) Al_2O_3	57
Figura 17. A) Diagrama MgO-CaO b) Diagrama $\text{SiO}_2\text{-CaO}$, c) Diagrama $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, d) Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$ das amostras analisadas.....	58
Figura 18. Distribuição dos óxidos dos elementos maiores nos metacarbonatos a) K_2O ; b) MnO ; c) P_2O_5 ; d) TiO_2	59
Figura 19. Diagrama $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO}$ (Bucher & Frey, 1994) para metacarbonatos do Complexo Batovi. Campos 1A, 1B e 1C: mármore dolomíticos a calcítico-dolomíticos. Campos 2A e 2B: mármore calcissilicáticos.....	61
Figura 20 . A) Diagrama $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO}$ (Bucher & Frey, 1994). Campos 1A, 1B e 1C: mármore dolomíticos a calcítico-dolomíticos. Campos 2A e 2B: mármore calcissilicáticos; B) Diagrama triangular calcita-dolomita-outros (demais fases sólidas) gerado a partir da quantificação modal dos minerais. (Goulart, 2013)..	62
Figura 21. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ vs. Mn/Sr de Carbonatos da Formação Sete Lagoas e Metacarbonatos do Complexo Batovi mostrando assinaturas isotópicas de caráter deposicional ou pós-deposicional. Elipse vermelha demonstra a correlação das amostras. (Guacaneme et al. 2017)	66
Figura 22. A) Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. Mn/Sr . B) Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. As setas indicam as trajetórias das composições isotópicas de em rochas carbonáticas, segundo caráter primário e diagnético. Adaptado de Jacobsen e Kaufman (1999).....	67
Figura 23. Diagrama das variações dos valores de O e C de vários contextos geológicos e tipos de fluídos nas escalas VPDB e VSMOW, respectivamente. 1- Águas meteóricas, 2 - Água do mar, 3 - Fluídos basinais, 4- Fluídos magmáticos, 5 - Fluídos metamórficos e 6 – Carbonatos marinhos. (Adaptado de Velez, 2017)	68
Figura 24. Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos da porção inferior da Fm. Sete Lagoas e dos metacarbonatos do Complexo Batovi, mostrando as assinaturas isotópicas deposicionais (primárias) e pós-deposicionais. (Adaptado de Guacaneme, 2017).	72
Figura 25. A) Seção colunar Funilândia, porção inferior da Fm. Sete Lagoas com perfil isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. B) Carbonato impuro com intercalações de camadas de argila, sedimentos detríticos e óxidos. (Adaptado de Guacaneme et al. (2017)).....	73
Figura 26. As linhas tracejadas e os campos verticais representam idades estimadas e os limites chave dos eventos tectônicos identificados no Complexo Batovi, conforme descrito no texto, enquanto a linha pontilhada representa o limite entre Cambriano-Pré-Cambriano. O ponto em vermelho indica a idade relativa sugerida. As siglas no eixo superior do diagrama são: C-CP – Cambriano-Pré-	

<p>Cambriano; EMCB – Evento de Metamorfismo do Complexo Batovi e ZrCB – Idades dos zircões detríticos resetados do Complexo Batovi. Diagrama de variação temporal do $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos. Modificado de Jacobsen & Kaufman (1999).....</p>	75
<p>Figura 27. As linhas tracejadas e os campos verticais representam idades estimadas e os limites chave dos eventos tectônicos identificados no Complexo Batovi, conforme descrito no texto, enquanto a linha pontilhada representa o limite entre Cambriano-Pré-Cambriano. As siglas no eixo superior do diagrama são: C-CP – Cambriano-Pré-Cambriano; EMCB – Evento de Metamorfismo do Complexo Batovi e ZrCB – Idades dos zircões detríticos resetados do Complexo Batovi. O ponto em vermelho indica a idade relativa sugerida. Diagrama de variação temporal do $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos. Modificado de Jacobsen & Kaufman (1999).</p>	75
<p>Figura 28. Idade de distribuição e generalização taxonômica de organismos formadores de carbonatos. Modificado de (Tucker, 1981).....</p>	76
<p>Figura 29. A) Representação conceitual entre a laminação e a microfábrica na classificação de microbilitos. B) Diagrama das categorias de carbonatos autigênicos de crostas carbonáticas comparados com carbonatos de origem microbial. Os principais grupos de microbialitos (retângulo verde) são os estromatólitos Kalkowsky (1908) e trombolitos, juntamente com os carbonatos microbiais não laminados (dendrolitos), assim categorizados por (Burne and Moore 1987). Exemplos de depósitos carbonáticos abiogênicos são apresentados na porção inferior do diagrama. (Modificado de Sumner and Grotzinger 2000, 2004; Riding, 2008).</p>	78
<p>Figura 30. Modelo deposicional sugerido para os carbonatos que deram origem aos metacarbonatos do Complexo Batovi. A) Lâmina delgada de metacarbonato do Complexo Batovi, amostra BAT-08K.....</p>	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Principais grupos de carbonatos e seus constituintes, com fórmulas químicas respectivas a cada mineral, (Adaptado de Klein e Hurlbut, Jr., Manual of Mineralogy, 1985).....	26
Tabela 2. Abundâncias Relativas dos isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono (Pure and Applied Chemistry, IUPAC).	27
Tabela 3. Coordenadas geográficas em UTM (22J) dos pontos visitados	40
Tabela 4. Amostras coletadas em campo e relação de amostras realizadas.....	43
Tabela 5. Resultados em % em peso de elementos maiores e menores nos metacarbonatos.	50
Tabela 6. Resultados em ppm em peso de elementos traços nos metacarbonatos.	50
Tabela 7. Resultados das análises de isótopos estáveis	51
Tabela 8. Concentrações dos principais elementos traços nos metacarbonatos.	60
Tabela 9. Parâmetros indicados pela bibliografia consultada para classificação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ primários.....	63
Tabela 10. Resultados de Sr em ppm de metacarbonatos do Complexo Batovi obtidos por Goulart et al(2013) e do presente trabalho.....	65
Tabela 11. Resultados de $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras de metacarbonatos.	70
Tabela 12. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ nas amostras de metacarbonatos.	71
Tabela 13. Classificação do ambiente deposicional de carbonatos segundo a equação de Keith e Weber (1964).	83

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CDF - Cinturão Dom Feliciano

CRP - Cráton Rio de La Plata

CSMC - Complexo Santa Maria Chico

CB - Complexo Batovi

DRX – Difractometria de Raio-X

ESRG - Escudo Sul-rio-grandense

FRX – Fluorescência de Raio-X

Ga – Bilhões de anos

IUPAC - International Union of Pure and Applied Chemistry

Ma – Milhões de anos

TT - Terreno Taquarembó

VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite

VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
1.1. Localização e vias de acesso	16
1.2. Objetivos gerais.....	17
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	18
2.1. Geologia regional.....	18
2.1. Geologia local.....	22
2.2. Geoquímica de metacarbonatos	25
2.2.1. O fracionamento isotópico	28
2.2.2. Isótopos de carbono	29
2.2.3. Isótopos de oxigênio.....	30
3. METODOLOGIA	32
3.1. Etapa pré-campo.....	32
3.2. Etapa de campo	32
3.3. Etapa pós-campo	32
3.3.1. Preparação de amostras	33
3.3.2. Caracterização mineral	34
3.3.2.1. Microscopia óptica	34
3.3.2.2. Difractometria de Raios X (DRX)	34
3.3.2.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	35
3.3.3. Caracterização geoquímica	36
3.3.3.1. Fluorescência de Raios-X (FRX)	36
3.3.3.2. Espectrometria de Isótopos estáveis (C e O)	37
3.3.4. Caracterização fossilífera	39
3.3.4.1. Microscopia Óptica	39
3.3.4.2. Geoquímica orgânica	39
4. RESULTADOS.....	40
4.1. Campo	40
4.2. Mineralogia	45
4.2.1. Petrografia	45
4.2.1.1. Calcita.....	45
4.2.1.2. Dolomita.....	46
4.2.1.3. Quartzo	46
4.2.1.4. Pirita	46
4.2.2. Análise qualitativa e semiquantitativa	49
4.3. Geoquímica	50
4.3.1. Elementos maiores, menores e traços.....	50
4.3.2. Isótopos de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) e Carbono ($\delta^{13}\text{C}$ ‰)	51
4.4. Registro fóssil	53
4.4.1. Dados petrográficos.....	53
4.4.2. Carbono orgânico	54

5. DISCUSSÕES	56
5.1. Comportamento dos elementos maiores, menores e traços	56
5.2. Classificação química dos metacarbonatos.....	60
5.3. Assinaturas isotópicas de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) e Carbono ($\delta^{13}\text{C}$‰).....	62
5.3.1. Composição isotópica primária	62
5.3.2. Assinatura isotópica do Oxigênio	69
5.3.3. Assinatura isotópica do Carbono.....	70
5.4. Datação isotópica	74
5.5. Evidências fossilíferas	76
5.5.1. Microbialitos e estromatólitos	77
5.5.2. Microbialitos do Complexo Batovi.....	79
5.6. Paleoambiente deposicional	82
6. CONCLUSÕES	85
REFERÊNCIAS.....	86
ANEXOS.....	96

1. INTRODUÇÃO

As rochas carbonáticas registram feições sedimentares e composicionais que possibilitam a interpretação e reconstrução de ambientes deposicionais, sobretudo de plataformas continentais carbonáticas (Flügel, 2010). Quando submetidas a regimes tectônicos, essas rochas podem apresentar características de deformação que possibilitam a inferência dos estágios evolutivos das massas continentais e oceânicas. O registro geológico das rochas carbonáticas, em razão de sua natureza química, permite também a caracterização da composição e condição das águas oceânicas contemporâneas à deposição dos sedimentos constituintes, tais como temperatura e salinidade. O estudo do comportamento isotópico de elementos estáveis como carbono e oxigênio, elementos presentes em rochas carbonáticas, permite interpretações datativas, paleoclimáticas, assim como análises paleoambientais.

Outra importante característica das rochas carbonáticas é a que se refere a sua origem biogênica ou abiogênica. Quando apresentam algum conteúdo fóssilífero, é possível realizar a reconstrução do ambiente de formação, baseando-se nas condições de vida, deposição e preservação de organismos que precipitam carbonatos em suas estruturas bióticas. Portanto, o registro fóssilífero se caracteriza como uma importante ferramenta para o estudo de rochas carbonáticas. Trabalhos de referência desenvolvidos nas últimas décadas mostram informações importantes obtidas por meio da caracterização geoquímica e isotópica de rochas carbonáticas. Destaca-se o trabalho de Jacobsen & Kaufman (1999), que proporcionou a criação de uma curva padrão da composição dos isótopos de C e O da água do mar no Neoproterozoico, utilizando resultados das composições isotópicas primárias de carbonatos de diferentes localidades do mundo. Da mesma forma, os trabalhos de Kaufman *et al.* (1992) e Kaufman & Knoll (1995) revelam resultados sobre a variação do C durante o Neoproterozoico e a composição dos carbonatos proterozoicos.

No Escudo Sul-rio-grandense, existem diversas ocorrências de rochas metassedimentares pré-cambrianas e o Complexo Batovi hospeda uma dessas litologias. O complexo é predominantemente formado por rochas metasiliciclásticas e subordinadamente rochas metavulcanoclásticas e metavulcânicas. As rochas metassedimentares de origem química, nesse caso, metacarbonatos, são menos abundantes. De forma que essas rochas têm sido abordadas em trabalhos com um caráter complementar a estudos regionais, como o trabalho de Schmitt (1995), sobre a evolução tectonometamórfica do Complexo Batovi, sem enfoque na ocorrência dos metacarbonatos de forma isolada. Na região do Cerro do Batovi, onde se situa o complexo metamórfico, destaca-se a presença de uma pedreira desativada, onde são identificadas ocorrências de metacarbonatos com feições sedimentares preservadas.

Reconhecendo-se o potencial existente no estudo de rochas carbonáticas para interpretações paleoambientais, os metacarbonatos do Complexo Batovi se configuram como objeto de estudo do presente trabalho, onde se buscou investigar a origem e evolução dessas rochas.

1.1. Localização e vias de acesso

A área em estudo se localiza no município de São Gabriel, Rio Grande do Sul, a 320 km da capital do estado, Porto Alegre. O acesso até o município pode ser realizado pelas rodovias BR-290 e BR-630, no sentido capital-interior. O município de São Gabriel possui como limítrofes os municípios de Rosário do Sul, Cacequi (a oeste), Santa Maria, São Pedro do Sul, São Vicente do Sul (a norte), Lavras do Sul, Dom Pedrito (a sul), São Sepé e Santa Margarida do Sul (a leste). A porção predominantemente aflorante do Complexo Batovi está situada no distrito do Cerro do Batovi, topônimo do complexo metamórfico. O principal afloramento de estudo se encontra em uma pedreira desativada, denominada pelo nome comercial Waick.

As cidades próximas à área de estudo e seus acessos podem ser visualizadas no mapa de localização (Figura 1) apresentado abaixo.

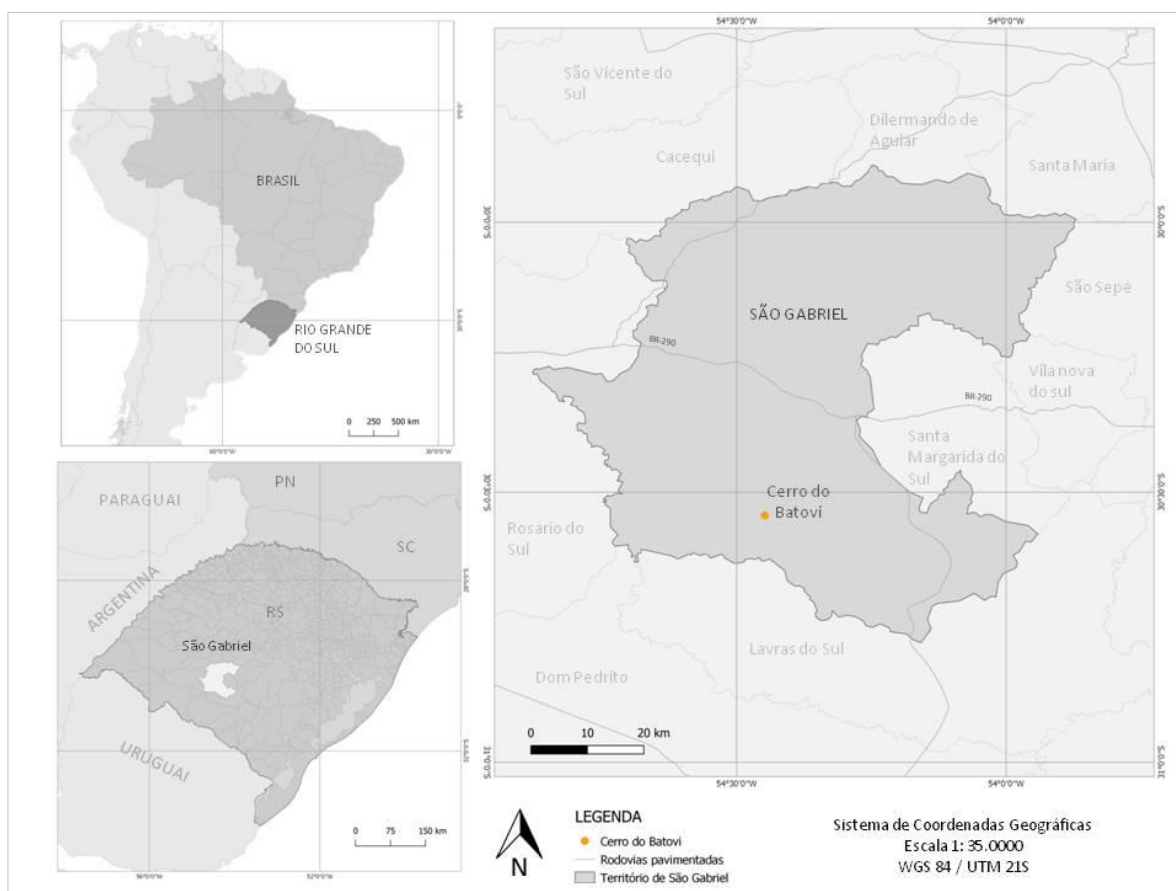


Figura 1. Mapa de localização e vias de acesso do município de São Gabriel, RS. A área de estudo é simbolizada ponto amarelo.

1.2. Objetivos gerais

O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização dos metacarbonatos contidos no Complexo Batovi, na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense. Sugere-se uma discussão sobre dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos dos metacarbonatos, assim como sobre a origem e paleoambiente deposicional. Entre os objetivos específicos do trabalho destacam-se:

- Obter a caracterização litológica, petrográfica, geoquímica e estratigráfica dos metacarbonatos;
- Definir o caráter primário ou secundário da composição isotópica dos metacarbonatos;

- Obter a idade e condições de deposição dos metacarbonatos, segundo as variações de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$;
- Caracterizar os metacarbonatos segundo o conteúdo fossilífero existente;
- Apresentar um modelo deposicional simplificado para os metacarbonatos do complexo.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Geologia regional

A região de estudo enfocada no presente trabalho é integrada a porção sul do Cinturão Dom Feliciano (CDF). O CDF é caracterizado como um cinturão orogênico localizado ao sul da Província Mantiqueira. Essa província é uma unidade geotectônica brasileira considerada resultante do Ciclo Brasileiro (1000 a 470 Ma), formado durante o evento tectônico que consagrou a aglutinação do paleocontinente Gondwana (Almeida *et al.*, 1977). As dimensões do CDF se aproximam a 1200 km, desde o Uruguai a Santa Catarina, no sul do Brasil. No território do estado do Rio Grande do Sul o CDF é representado pelo Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), abrangendo uma área aproximada de 65.000 km², segundo Chemale Jr. (2000). A localização e dimensões do CDF podem ser observadas na Figura 2.

O Escudo Sul-rio-grandense, por sua vez, é estruturado em quatro grandes associações petrotectônicas, sugeridas por Fernandes *et al.* (1995), sendo elas: (1) Domínios Leste, (2) Domínio Central, e (3) Domínio Oeste do Cinturão Dom Feliciano e (4) Cráton Río de La Plata. Outros autores sugerem diferentes compartimentações ao ESRG. Para Chemale Jr. (2000) e Hartmann *et al.* (2007) o ESRG é composto a leste pelo Cinturão Dom Feliciano (Chemale Jr., 2000) e Batólito Pelotas (Hartmann *et al.*, 2007), o domínio central é denominado como Terreno Tijucas, a oeste se situa o Terreno São Gabriel, e a porção do Cráton Río de La Plata é denominada como Terreno Taquarembó, além das exposições da

Bacia do Camaquã (Borba, 2006), e Bacia do Paraná. Segundo esses autores, o ESRG é interpretado como um fragmento do cráton Rio de La Plata em conjunto com os terrenos Rivera, Valentines e Nico Perez, descritos no Uruguai. Oyhantçabal *et al.* (2011), sugere que as rochas do embasamento do Cinturão Dom Feliciano apresentam similaridades com o Terreno Nico Pérez localizado no Uruguai, propondo que as mesmas possam ser pertencentes ao mesmo terreno, essas rochas se encontram presentes no Terreno Taquarembó.

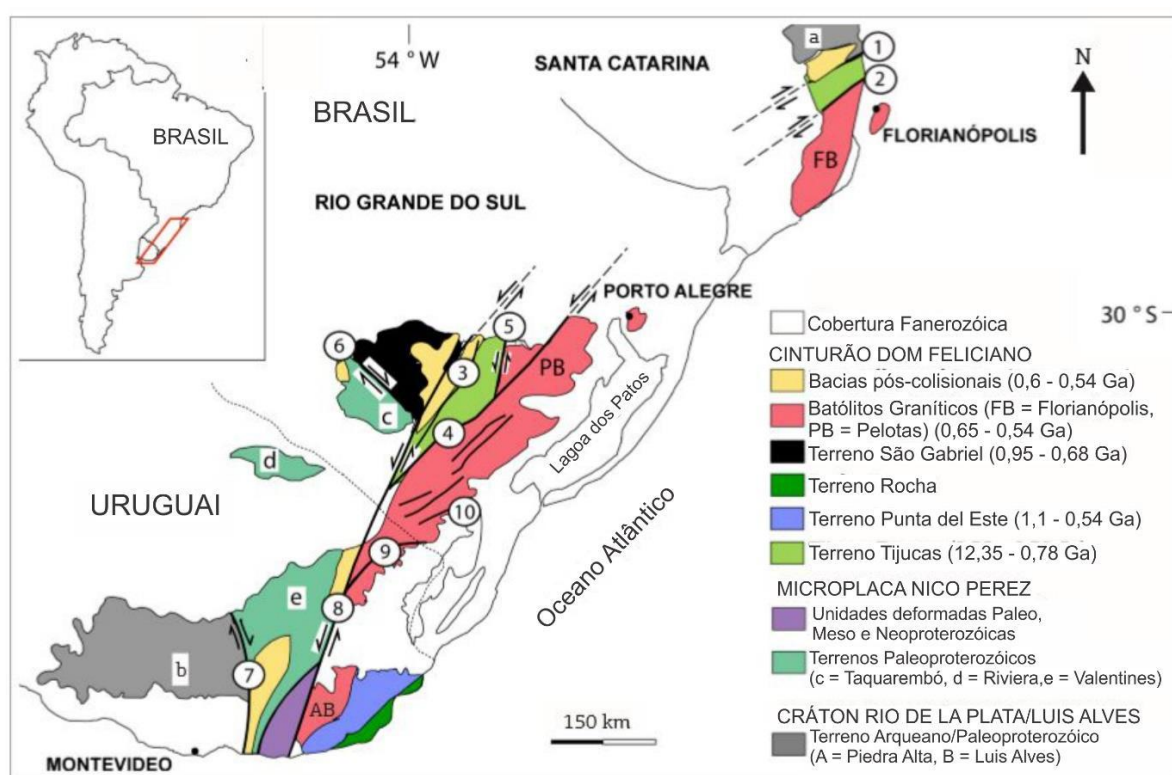


Figura 2. Mapa geológico das principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de Cisalhamento: 1 – Itajaí-Perimbó, 2 – Major Gercino, 3 – Caçapava do Sul, 4 – Dorsal de Canguçu, 5 – Passo do Marinheiro, 6 – Ibaré, 7 – Sarandí del Yí, 8 – Sierra Ballena, 9 – Cerro Amaro, 10 – Arroio Grande. (modif. de Philipp *et al.*, 2016).

Durante a abordagem desse trabalho, serão adotadas as definições propostas por Chemale Jr. (2000) e Hartmann *et al.* (2007), as quais podem ser visualizadas na Figura 3. Segundo as unidades litológicas presentes, o ESRG abrange registros de rochas arqueanas até neoproterozoicas recobertas por seqüências fanerozoicas (Chemale *et al.* 1995).

No cenário estrutural da região do Terreno Taquarembó (TT), cabe citar a presença, em sua porção leste, do Lineamento Ibaré (Figura 4) composto por um sistema de falhas paralelas a sub-paralelas entre si com um predomínio direcional NW-SE que, que configuram uma zona de variação lateral por toda sua extensão, definido também como Zona de Falha Ibaré (Goulart, 2017). Esse lineamento é responsável por controlar e segmentar as associações litológicas, dispostas em um complexo arranjo tectono-estratigráfico, entre os terrenos Taquarembó e São Gabriel.

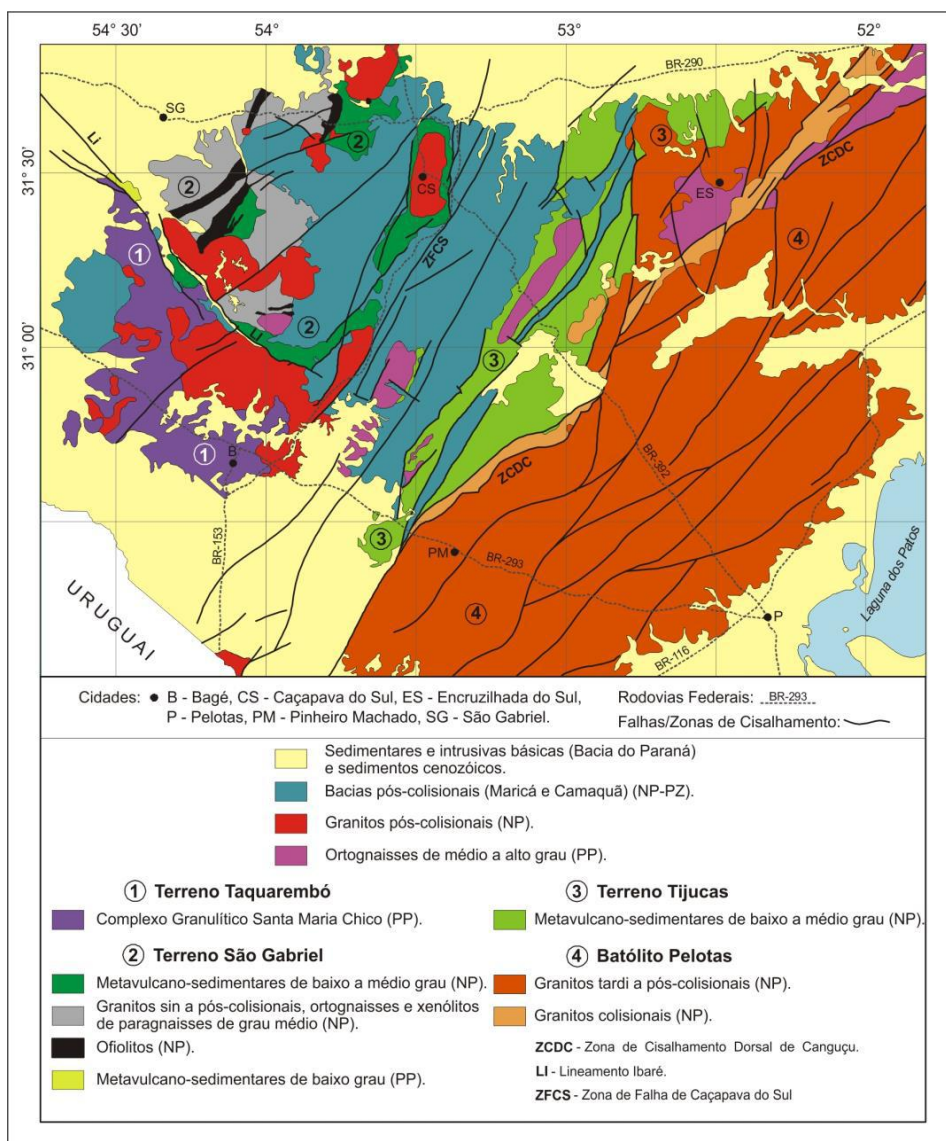


Figura 3. Compartimentação simplificada do Escudo Sul-rio-grandense. 1 - Terreno Taquarembó; 2 – Terreno São Gabriel; 3 – Terreno Tijucas; 4 – Batólito Pelotas; LI – Lineamento de Ibaré; ZCDC – Zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu; ZFCS – Zona de Falha de Caçapava do Sul. (CPRM, 2012)

As unidades litológicas presentes no TT são constituídas principalmente por rochas supracrustais metamorfisadas em fácies granulito, associações máficas-ultramáficas e rochas orto e paraderivadas de alto grau metamórfico, o Complexo Santa Maria Chico (CSMC), considerado um remanescente do Cráton Rio de La Plata (CRP) (Hartmann *et al.*, 2007), em razão das idades magmáticas dos TTG's obtidas (de 2.550 a 2.350 Ma) e o metamorfismo transamazônico (aproximadamente 2.000 Ma). Atualmente alguns autores discutem a respeito do CRP ser um cráton, já que é proposto a denominação como um terreno alóctone com o Terreno Nico Perez (Philipp *et al.*, 2016). Nesse contexto, o Terreno Taquarembó possui idade paleoproterozóica com retrabalhamento Neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.*, 2011; Rapela *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016).

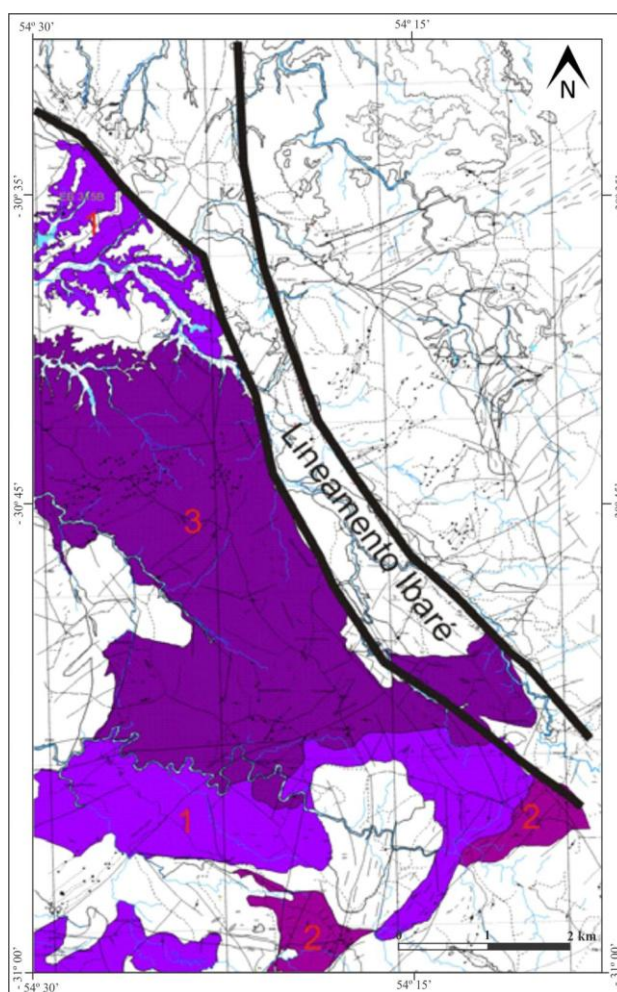


Figura 4. Mapa da Folha Lagoa da Meia Lua com a distribuição Complexo Santa Maria Chico, representação esquemática do Lineamento Ibaré e a divisão dos domínios: (1) Ortognaisses TTG, (2) Rochas metamáfico-ultramáficas acamadadas e (3) Paragnaisses. Fonte: Modificado de Laux *et al.*, 2012 Camozzato *et al.*, 2012.

2.1. Geologia local

As rochas do Complexo Batovi, situado no Terreno Taquarembó, integram um complexo metamórfico que já foi recebido diferentes nomenclaturas, as quais levam em consideração suas características estruturais, geológicas, geofísicas, petrológicas, geoquímicas e geocronológicas. Silva (1983) intitulou as rochas desta unidade como Complexo Metassedimentar Batovi, UFRGS (1986) propôs o nome de Complexo Metamórfico Batovi. Schmitt (1995) nomeou a unidade como Complexo Metavulcano-sedimentar Coxilha do Batovi. Para os autores o complexo é constituído por rochas metavulcanossedimentares, nas quais estão inclusos metapsamitos calcíferos, arcoseanos e quartzíticos, metapelitos, mármore calcíticos, mármore dolomíticos silicáticos, brechas dolomíticas, metavulcânicas e metavulcanoclásticas, metamorfasadas em fácies epidoto-anfibolito a xisto-verde. Laux *et al.* (2017) renomeou a unidade como Complexo Metamórfico Cerro do Batovi. De acordo com o autor, o Complexo Metamórfico Cerro do Batovi é uma sequência vulcanosedimentar, de médio a baixo grau, com rochas sedimentares tais como calcários e arcóseos, arenitos, grauvacas, metapelitos, mármore, metavulcânicas e formações ferríferas bandadas, como também algumas ocorrências de basaltos e granitos, todas estas metamorfasadas na fácies xisto-verde inferior. Segundo dados apresentados por UFRGS (2018), obtidos durante mapeamento geológico realizado no município de São Gabriel, é apontada a ocorrência de mármore de coloração escura, em associação a metarenitos do complexo metavulcanossedimentar, denominado como Complexo Batovi. Na Figura 5 é apresentado o mapa geológico proposto.

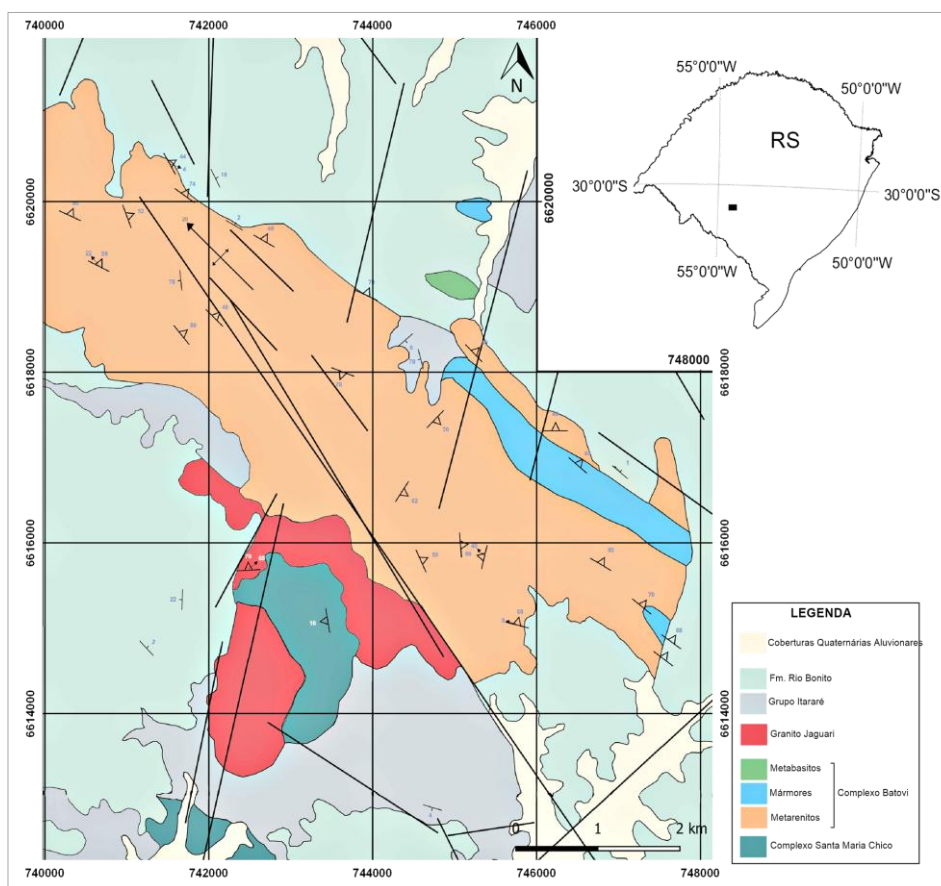


Figura 5. Mapa geológico básico do Complexo Batovi, São Gabriel, RS. (Modificado de UFRGS, 2018)

Por meio de um diagrama isocrônico da razão Rb-Sr, foi estabelecida a idade de 669 ± 13 Ma (Schmitt, 1995) para o metamorfismo do Complexo Batovi (Figura 6a). As análises foram realizadas a partir de análises de rocha total de metapsamitos e mármore grafíticos. A fase metamórfica sugerida por Schmitt (1995) é considerada como a correspondente ao pico metamórfico do complexo, quando a homogeneização da razão Rb-Sr foi estabelecida no sistema. A autora identificou que tal fase está relacionada à primeira de duas fases de deformação da unidade, sendo um estágio de empurrão (D1) seguido de transcorrência e dobramento (D2).

Laux *et al.* (2010) apresentou resultados de datação de proveniência para as rochas metassedimentares do complexo, sugerindo uma idade de 1764 ± 33 Ma (U-Pb zircão LA-ICP-MS)(Figura 6b).

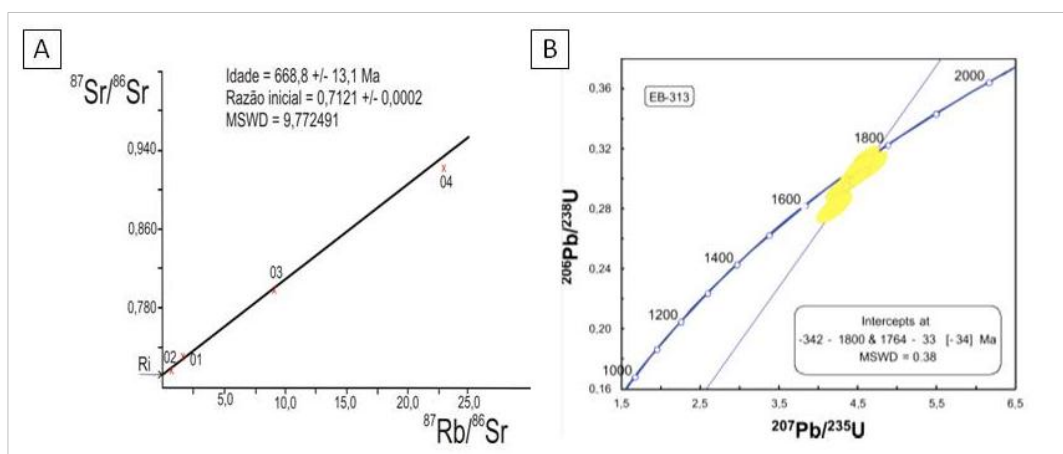


Figura 6. A) Isócrona Rb/Sr das rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Cerro Batovi (Schmitt, 1995). B) Diagrama com a isócrona U-Pb dos grãos de zircão de rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Cerro Batovi (Laux et al., 2010).

A caracterização geoquímica mais detalhada dos metacarbonatos do Complexo Batovi foi definida por Goulart *et al.* (2013). A autora classifica a ocorrência de dois litotipos principais, sendo estes, mármores calcissilicáticos e calcita mármores, baseando-se no sistema de classificação de $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO}$ (Bucher & Frey, 1994). São apresentadas as classificações petrológicas de quartzo-calcita mármore e grafita-calcita mármore, onde foram levados em consideração os teores de grafita e quartzo contidos nas amostras estudadas.

Dados mais recentes de Salvi (2019) denominam o complexo como Complexo Coxilha do Batovi, e o caracterizam como uma intercalação de rochas metavulcanossedimentares intrudidas por rochas metagraníticas de idades pré-cambriana. Segundo o autor, o complexo é composto por metapsamitos quartzíticos à sub-arcoseanos e calcíferos, metapelitos e mármores, com ocorrência subordinada de rochas metavulcânicas, formações ferríferas bandadas (fácies hematita e fácies turmalina) e metagranitóides. Ocorre no complexo uma janela estrutural, onde são expostas rochas das formações sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná, sendo representadas principalmente por arenitos.

No contexto de interpretações paleoambientais, os estudos já realizados no Complexo Batovi caracterizam o complexo segundo uma sequência estratigráfica formada por depósitos de fundo marinho (BIFs, grafitamármores calcíticos, metapelitos grafitosos e metabasaltos), depósitos turbidíticos progradantes (metarenitos calcíferos, metagrauvas, metarenitos arcoseanos, metapelitos e

mármore dolomítico silicático) e depósitos arenosos de mar raso (metarenitos quartzíticos). Schmitt (1995) detalhou em seu trabalho as litologias constituintes do Complexo Batovi e propôs o ambiente de sedimentação como marinho raso, contudo não houve enfoque no estudo aprofundado do paleoambiente do carbonato de origem. Goulart *et al.* (2013) sugeriu, por meio de dados geoquímicos o indicativo de ambiente continental, segundo ricos teores de matéria orgânica e material siliciclástico observados.

2.2. Geoquímica de metacarbonatos

Os correspondentes primários dos metacarbonatos, litotipo abordado neste trabalho, são representados, sobretudo, por calcários e dolomitos, estes constituídos basicamente por calcita (CaCO_3), e dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), respectivamente. Segundo Reeder (1983), a calcita e a dolomita são os carbonatos mais abundantes na constituição da crosta, contabilizando mais de 90% dos carbonatos. Nessas fases minerais, assim como, nas demais fases carbonáticas, a unidade estrutural essencial é o íon CO_3^{2-} . Assim como a calcita, ocorrem outros carbonatos anidros, incluindo a magnesita, siderita, rodocrosita, otavita, smithsonita, esferocobaltita e a gaspeita, como mostrado na Tabela 1. Totalizam-se cerca de 60 minerais pertencentes ao grupo dos carbonatos, mas muitos ocorrem de forma escassa ou em espécies minerais hidratadas.

Tabela 1. Principais grupos de carbonatos e seus constituintes, com fórmulas químicas respectivas a cada mineral, (Adaptado de Klein e Hurlbut, Jr., Manual of Mineralogy, 1985).

Carbonatos	Fórmula química
Grupo da calcite (hexagonal)	
Calcite	CaCO ₃
Magnesite	MgCO ₃
Siderite	FeCO ₃
Smithsonite	ZnCO ₃
Rhodocrosite	MnCO ₃
Grupo da dolomite (hexagonal)	
Ankerite	CaFe(CO ₃) ₂
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂
Grupo da aragonite (ortorrômbico)	
Aragonite	CaCO ₃
Cerussite	PbCO ₃
Strontianite	SrCO ₃
Witherite	BaCO ₃
Carbonatos hidratados (monoclínico)	
Azurite	Cu ₃ (CO ₃) ₂ (OH) ₂
Malaquite	Cu ₂ CO ₃ (OH) ₂

A origem das rochas carbonáticas é amplamente associada a processos biogênicos, contudo, também ocorre de forma química. A precipitação biológica do carbonato de cálcio desenvolve um importante papel no balanço de cálcio no sistema global. Variados organismos marinhos possuem a capacidade de combinar íons de cálcio (Ca⁺²) com íons de carbonato (CO₃⁻²), ambos dissolvidos em águas marinhas, durante o processo de formação de conchas de calcita e esqueletos. Alguns organismos precipitam aragonita durante este mesmo processo, contudo, contudo esta fase mineral possui mais instabilidade e menor abundância. A posterior deposição desse material carbonático biológico no fundo marinho e seu soterramento possibilita a formação dos calcários.

Os dolomitos, por sua vez, são sedimentos carbonáticos e calcários diageneticamente modificados, uma vez que não são precipitados por organismos marinhos e nem ocorrem como precipitados primários a partir da água do mar (Press, 2006). Durante os processos diagênicos, íons de cálcio presentes na calcita ou aragonita, são substituídos por íons de magnésio, estes contidos na água do mar, ou em águas que percolam a estrutura da rocha durante o soterramento. Essa troca de elementos na estrutura cristalina gera uma nova fase mineral, representada pela dolomita. Dessa forma, se caracteriza um dos principais aspectos de alteração geoquímica dos calcários.

Reconhecida a importância das rochas carbonáticas no ciclo de Ca, cabe levantar a equivalente importância destas no ciclo geoquímico de carbono. A interdependência existente entre os íons de Ca⁺² e CO₃⁻² é balanceada pela

entrada de íons de CO_2 nos oceanos. Uma vez dissolvido nas águas dos mares, o dióxido de carbono reage, em maior parte, formando o ácido carbônico (H_2CO_3), podendo ser dissociado em hidrogênio (H^+) e íons de bicarbonatos (HCO_3^-). Essas reações, responsáveis pela acidificação oceânica tem importante interferência na disponibilidade CO_3^{2-} e diminuição na precipitação biológica do carbonato de cálcio. Desse modo, O ciclo do Carbono funciona como um eixo que conecta todos os ciclos biogeoquímicos que operam sobre a superfície da terra (Fischer *et al.*, 2009).

Nesse contexto, a composição química dos carbonatos, registra a composição das águas presentes no ambiente respectivo da precipitação carbonática. Essa característica possibilita também a investigação das variações isotópicas dos elementos presentes no íon carbonato (CO_3^{2-}), isto é, o comportamento dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio, elementos de interesse do presente trabalho. O oxigênio possui três isótopos estáveis, ^{16}O , ^{17}O , e ^{18}O . O carbono apresenta três isótopos naturais ^{12}C , ^{13}C , e ^{14}C , sendo que os dois primeiros são estáveis e o terceiro apresenta comportamento radioativo. As abundâncias relativas dos isótopos estáveis são apresentadas na Tabela 2, sendo o ^{16}O e o ^{12}C os mais abundantes nos ambientes naturais.

Tabela 2. Abundâncias Relativas dos isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono (Pure and Applied Chemistry, IUPAC).

Isótopos Naturais	Isótopos de oxigênio			Isótopos de carbono	
	^{16}O	^{17}O	^{18}O	^{12}C	^{13}C
Abundância (%)	99,757	0,038	0,205	98,93	1,07

A assinatura isotópica dos carbonatos está relacionada com o contexto geológico do ambiente em que se formam, como as condições físico-químicas do meio (e.g. temperatura, pH, geoquímica das espécies presentes), bem como das características dos vários tipos de fluidos envolvidos nos processos de metamorfismo (Velez, 2017). As composições isotópicas do C e O também podem indicar, nesse contexto, as composições isotópicas dos oceanos em que são formados. Sendo que os valores isotópicos de C são os mais utilizados, pois os valores primários de isótopos de O em carbonatos se apresentam mais suscetíveis

a variações. As variações isotópicas são normalmente impostas por processos diagenéticos, metamórficos, interações com fluidos, entre outros (Eiler, Baumgartner & Valley, 1992; Farquhar; Chacko & Frost, 1993). Ambos os sistemas, do carbono e oxigênio, são sensíveis à temperatura, mas segundo Schdlowski *et al.* (1983), as assinaturas isotópicas originais dos carbonatos são preservadas mesmo quando a rocha sofre metamorfismo. Da mesma forma, é afirmado por Hoefs (2009), que o fracionamento isotópico do C é pequeno e relativamente insensível a mudanças de temperatura, quando comparado ao fracionamento do O preservando assim, o registro original da composição isotópica.

Nessa conjuntura, a composição isotópica de metacarbonatos dependerá da composição do carbono inorgânico dissolvido na água do mar, das reações metamórficas e de reequilíbrio isotópico que podem ser induzidas por aumento de temperatura, podendo ou não estar associadas a processos de liberação de CO₂ por desvolatilização e por interações rocha-fluido, fluidos estes derivados de processos tardi a pós-magmáticos, metamórficos ou meteóricos (Neis, 2017).

2.2.1. O fracionamento isotópico

O fracionamento isotópico é definido pela variação nas razões entre abundâncias de isótopos de um determinado elemento, ou seja, o enriquecimento ou empobrecimento de um isótopo em relação ao outro. (Biegeleisen, 1965). Essa variação pode ser de natureza física, química ou biológica. Um dos princípios fundamentais que condiciona o fracionamento isotópico de um elemento são as diferenças físicas e químicas existentes entre o isótopo mais leve em relação ao isótopo mais pesado. Essas variações entre cada um dos isótopos ocorrem devido às diferenças de massa do núcleo atômico de cada isótopo (Urey, 1947). De forma geral, segundo Urey (1947), as moléculas de um isótopo mais pesado apresentam uma velocidade de difusão mais baixa e maiores energias de ligação. Desse modo, os isótopos mais leves são mais suscetíveis a reações químicas, em comparação com isótopos mais pesados.

2.2.2. Isótopos de carbono

O carbono é um elemento que apresenta ampla ocorrência em variados compostos na superfície terrestre, desde orgânicos, na biosfera a inorgânicos, oxidados na litosfera, como o dióxido de carbono (CO₂).

Os principais reservatórios de carbono são representados pelas rochas carbonáticas e a matéria orgânica. Kaufman & Knoll (1995) apontam que a diferença na composição isotópica entre carbonatos e o carbono orgânico (¹²C) reflete o principal mecanismo de fracionamento do carbono, resultante dos processos fotossintetizantes. Organismos fotossintéticos consomem preferencialmente o isótopo ¹²C na sintetização da glicose, enquanto que o ¹³C tende a permanecer na água, gerando assim, valores positivos de δ¹³C, associados à alta bioprodutividade fotossintética. Segundo o mesmo autor, em condições de altos aportes de carbono nos oceanos, os valores de δ¹³C se elevam e as taxas de carbono orgânico diminuem. Em um cenário contrário, excursões negativas de δ¹³C ocorrem devido ao intemperismo e erosão de rochas ricas em matéria orgânica e posterior aporte nas águas dos mares, assim como perturbações do fundo marinho, quando os teores de ¹²C se elevam. Todos esses processos se tornam importantes na investigação das variações temporais do C durante o Neoproterozoico (Kaufman & Knoll, 1995), quando podem ser observadas grandes excursões isotópicas, o que, por sua vez, e facilita as interpretações químio-estratigráficas. O que se torna possível devido a comum preservação das composições isotópicas primárias de carbono em rochas do Neoproterozoico, como calcários e dolomitos (Tucker, 1985; Knoll et al., 1986; Fairchild and Spiro, 1987; Kaufman et al., 1991).

Valores da razão δ¹³C mais positivos (ricos em ¹³C) obtidos de carbonatos marinhos indicam períodos de alta produtividade orgânica e de temperaturas globais amenas. Outro indicativo é o obtido pelos valores de δ¹³C mais negativos, quando em episódios de transgressões marinhas simultâneas a inundações de extensas plataformas carbonáticas, favorecem melhores condições de preservação da matéria orgânica (rica em ¹²C) que se apresenta retida em camadas ou lentes

de folhelhos entre carbonatos. Essa ocorrência é associada a períodos de anoxia dos ambientes marinhos.

2.2.3. Isótopos de oxigênio

Caracterizado como o elemento químico mais abundante na superfície da Terra, o oxigênio é encontrado em diferentes reservatórios e estados físicos. As variações isotópicas de oxigênio são comumente expressas pela razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, em notação δ e assumindo a água do mar como valor de referência ($\delta = 0 \text{ ‰}$) (Allegre, 2009).

As variações isotópicas de oxigênio, assim como de carbono, ocorrem durante os processos geoquímicos de interação entre rocha e/ou água, (diagênese) devido ao desequilíbrio das composições isotópicas em questão (Velez, 2017). Outro mecanismo de fracionamento do oxigênio relevante que ocorre no ambiente marinho é a evaporação. Neste processo, o ^{16}O permanece preferencialmente na fase gasosa, por ser o isótopo mais leve, enquanto que o ^{18}O se encontra na fase líquida. Nesse contexto, as taxas de evaporação no ambiente marinho geram valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ registrados nos carbonatos precipitados a partir da água do mar nas nessas condições impostas. Essas interpretações podem contribuir para a identificação de ambientes evaporíticos ou restritos, onde as taxas de evaporação são elevadas (Almeida, 2018).

Os valores das razões $\delta^{18}\text{O}$ são os indicadores medidos para reconstruções paleoambientais, podendo ser utilizados para a obtenção de parâmetros como: temperatura, salinidade, disponibilidade de nutrientes e produtividade (Wefer *et al.* 1999). Segundo o autor, as mais notórias variações isotópicas das águas dos mares se dão pela evaporação, influxo de água doce de rios ou derretimento e congelamento de plataformas de gelo, o que pode ser balanceado pelas temperaturas globais, que determinam o volume de gelo nos polos. Dessa forma, as variações de $\delta^{18}\text{O}$ podem ser utilizadas como marcadores de eventos glaciais (Rodrigues 1995, Holser *et al.* 1996). Nesse contexto, assume-se que os carbonatos precipitados na água do mar em períodos de glaciações apresentam razões de $\delta^{18}\text{O}$ mais positivas que aqueles precipitados em períodos interglaciais.

Os carbonatos precipitados em águas hipersalinas geralmente têm como resultado um valor da razão $\delta^{18}\text{O}$ mais negativa (Hoefs, 2004).

Ainda pouco se sabe sobre as características geoquímicas e isotópicas dos metacarbonatos do Complexo Batovi, por consequência, essas informações podem contribuir para interpretações paleoambientais. A identificação das composições isotópicas primárias dos carbonatos e a aplicação destas na curva padrão da composição dos isótopos C e O da água do mar no Neoproterozoico (Jacobsen & Kaufman, 1999), evidenciam as informações que podem ser obtidas através do registro das rochas carbonáticas.

3. METODOLOGIA

De forma a se cumprir os objetivos propostos neste trabalho, foi utilizado um conjunto de métodos analíticos para a caracterização das amostras de metacarbonato. Na sequência serão apresentadas as técnicas e análises realizadas, assim como os respectivos locais de realização destas. A metodologia principal, empregada nesse trabalho, foi compreendida por três etapas que fundamentam as atividades realizadas, a fim de possibilitar a investigação petrográfica e geoquímica das rochas metacarbonáticas.

3.1. Etapa pré-campo

Na etapa pré-campo foi realizada a revisão bibliográfica, utilizando ferramentas como Google, Sabi (UFRGS) e outras. O enfoque foi registrar e catalogar os trabalhos realizados previamente na área de estudo e aqueles que têm como objeto de investigação dos metacarbonatos do Complexo Batovi.

3.2. Etapa de campo

A etapa de trabalho de campo integrou o mapeamento de detalhe do afloramento de metacarbonatos do Complexo Batovi, com duração de 04 dias, tendo como base mapas pré-existentes da área de estudo. O principal objetivo da etapa de campo consistiu em coletar amostras da litologia de interesse, realizar registros fotográficos e aprimoramento de dados estruturais e estratigráficos.

3.3. Etapa pós-campo

A partir das amostras obtidas em campo, foram feitas a preparação e execução de análises laboratoriais para os objetivos de caracterização petrográfica,

geoquímica dos metacarbonatos. Para tais análises foram envolvidos os laboratórios da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, no Instituto de Geociências (Núcleo de Preparação de Amostras, Laboratório de Geoquímica, Laboratório de Geologia Isotópica e Laboratório de Conodontes e Fusulídeos e Laboratório Geoquímica Orgânica).

3.3.1. Preparação de amostras

Após a coleta das amostras em campo, as mesmas passaram pela etapa de preparação para a confecção de lâminas petrográficas e as análises químicas. As amostras foram separadas segundo sua melhor representatividade e condições de alteração.

Para a confecção das lâminas delgadas, foram separadas 15 amostras, sendo todas de metacarbonato. A etapa de confecção das lâminas foi executada no Laboratório de Laminação e Polimento no Instituto de Geociências da UFRGS. As amostras são inicialmente serradas em pequenos blocos em áreas previamente demarcadas, os mesmos são polidos na politriz da marca *Montasupal*. Após essa etapa, o bloco é colado a uma superfície de vidro. O desbaste da lâmina com 1 mm de espessura para 0,5 mm é feito no *Discoplan-TS*, da marca *STreurs*. Para a finalização da lâmina delgada (30 μ m) é realizado o polimento com lixas de 320, 600 e 1000 *mesh*.

Para os estudos geoquímicos foram selecionadas 10 amostras que passaram pela etapa de cominuição, realizada no Núcleo de Preparação de Amostras, no Instituto de Geociências da UFRGS. Primeiramente foram obtidos fragmentos do tamanho seixo com o auxílio de martelo geológico e marreta. Na continuidade, as amostras foram cominuídas utilizando-se grau e pilão para a obtenção do tamanho grânulo a areia grossa, nessa etapa, puderam ser descartados os fragmentos com alteração e veios de carbonato secundário. A cominuição para o tamanho 200 *mesh* foi realizada no pulverizador da marca *Fritsch*, modelo *Pulverisette 5*. Dentro dos recipientes foram adicionadas as amostras previamente cominuídas. O equipamento possibilita que os recipientes contendo as amostras e as bolas de

ágata girem com uma frequência aproximada de 350rt/s, durante o tempo de 20 minutos. Esse processo permite que as bolas de ágata entrem em atrito com os grãos de amostras e, por consequência, realizam a moagem e pulverização.

3.3.2. Caracterização mineral

3.3.2.1. Microscopia óptica

A descrição petrográfica pela microscopia óptica é a ferramenta que fundamenta a identificação da mineralogia presente nas amostras, permitindo, assim, descrever os minerais constituintes, realizar a caracterização textural, as estruturas deformacionais e primárias dos protólitos e determinação do grau metamórfico. Para a aplicação da petrografia no presente trabalho se fez uso do microscópio óptico da marca *Leica*.

3.3.2.2. Difractometria de Raios X (DRX)

A utilização do método de DRX permite a caracterização da fração argilosa e de rocha total, pela obtenção de dados das fases minerais presentes nas amostras. Essa identificação mineral é obtida através da caracterização de sua estrutura cristalina e planos de difração.

O princípio físico-químico do DRX é definido pela emissão de um feixe de radiação monocromática em um material cristalino com a finalidade de se obter a identificação das fases presentes na amostra e suas respectivas distâncias interplanares. Um composto pode ser identificado comparando os espaçamentos interplanares e as intensidades dos picos da amostra com os padrões de DRX internacionais. A relação entre o comprimento de onda do sinal de raios X (λ), o ângulo de difração (2θ), e a distância (d) entre cada conjunto de planos atômicos de um reticulado cristalino é obtida pela Lei de Bragg, essa definida pela equação:

$$n\lambda = 2d \sin\theta$$

onde n representa a ordem de difração, θ representa o ângulo de incidência do raio X. As limitações do método se restringem a estruturas cristalinas, ou seja, substâncias amorfas ou pouco cristalinas não são identificáveis. Além disso, a sobreposição de picos pertencentes a diferentes minerais no difratograma, pode gerar erros se não interpretados corretamente.

Foram analisadas 10 amostras em rocha total e 07 amostras na fração argila. Os difratogramas respectivos obtidos nas análises das amostras de metacarbonatos se encontram nos anexos A e B.

3.3.2.3. *Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)*

O emprego da técnica de MEV visa à caracterização química dos minerais, por meio de imagens em alta resolução da superfície de uma amostra e elevada profundidade de foco. O MEV possibilita a visibilidade de estruturas microscópicas, tais como sobrecrescimentos e bandamentos composicionais. A combinação da análise microestrutural com microanálise química é uma das vantagens de se fazer uso desse método. A vantagem do MEV em relação ao microscópio óptico é sua alta resolução, na ordem de 2 a 5 nm (20 - 50 Å).

Os princípios físico-químicos da microscopia eletrônica de varredura se baseiam pela emissão de um feixe de elétrons, por meio de um filamento de tungstênio. Entre o feixe de elétrons irradiados e a amostra existe um sistema de lentes eletromagnéticas (condensadoras) as quais focalizam e convergem o feixe de elétrons a um ponto da amostra e a fim de direcionar a varredura sobre o ponto de interesse da análise.

Após entrar em contato com a superfície da amostra, o feixe de elétrons é convertido em diferentes radiações, sendo elas a de elétrons secundários, elétrons retroespalhados, fótons e Raios X característicos de cada estrutura. Essa última radiação integra a técnica de interesse do presente trabalho, denominada de Espectroscopia por dispersão de energia (EDS). A referida técnica analítica é

amplamente usada para análises elementares ou de caracterização química (microanálise química). É baseada no princípio de que cada elemento tem uma estrutura atômica única, assim os Raios X emitidos são característicos de cada estrutura.

3.3.3. Caracterização geoquímica

3.3.3.1. Fluorescência de Raios-X (FRX)

A técnica de FRX possibilita a caracterização geoquímica de rocha total e de elementos traços existentes nas amostras. Apresenta resultados qualitativos de forma não destrutiva e também resultados quantitativos. Permite identificar elementos maiores em forma de seus óxidos em concentrações significativas, sendo eles: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e também elementos menores (elementos traço) Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb. O limite de determinação da técnica é de aproximadamente 1 ppm. Outra limitação é que o método só permite identificar os elementos químicos com número atômico superior a 10.

O princípio físico-químico da ferramenta de FRX é definido por uma etapa inicial, quando os átomos de uma amostra material são excitados pela radiação X. Em seguida, os elétrons das camadas mais internas são liberados e por consequência as vagas resultantes são, então, preenchidas por elétrons das camadas mais externas. Nessas etapas é gerada uma radiação fluorescente, característica de cada elemento. Esta é lida pelo detector e fornece informação sobre a composição da amostra.

As amostras constituintes do presente trabalho foram analisadas no laboratório de FRX, no Núcleo de Geoquímica do CPGq - UFRGS. O equipamento utilizado foi da marca *Rigaku*.

3.3.3.2. Espectrometria de Isótopos estáveis (C e O)

Os estudos referentes à geoquímica isotópica no presente trabalho são compostos pelas análises e interpretações das composições isotópicas dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio. A determinação dos valores isotópicos se baseia no princípio de que isótopos estáveis de um mesmo elemento possuem diferença de massas devido à diferença de número de nêutrons, o que causa uma separação parcial entre isótopos leves e pesados. As razões isotópicas de elementos estáveis como o oxigênio e carbono, são expressas na notação delta (δ) e em partes por mil (‰) de acordo com a IUPAC (International Union of Pure and Applied Chemistry). Essa variação isotópica é definida pela notação de delta representada pela equação:

$$\delta(\text{‰}) = \left[\frac{(R)_{amostra}}{(R)_{padr\tilde{a}o}} - 1 \right] \cdot 1000$$

onde valores positivos de delta representam o enriquecimento no isótopo mais pesado e valores negativos de delta indicam que a amostra analisada é empobrecida no isótopo mais pesado.

Nesse contexto, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são representados pela equação:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[\frac{\left(\frac{\text{C}^{13}}{\text{C}^{12}}\right)_{amostra}}{\left(\frac{\text{C}^{13}}{\text{C}^{12}}\right)_{padr\tilde{a}o}} - 1 \right] \cdot 1000$$

De forma geral, as análises isotópicas de carbono são feitas com a utilização do padrão internacional *PDB* (Padrão da concha *Bellemnite da Formação Pee Dee*). Valores positivos indicam que razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ é maior que o padrão, enquanto valores negativos indicam que esta razão é menor que o padrão.

Assim como com os isótopos de carbono, as variações isotópicas de oxigênio são expressas pela notação de $\delta^{18}\text{O}$, que se define pela equação abaixo representada.

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[\frac{\left(\frac{\text{O}^{18}}{\text{O}^{16}}\right)_{amostra}}{\left(\frac{\text{O}^{18}}{\text{O}^{16}}\right)_{padr\tilde{a}o}} - 1 \right] \cdot 1000$$

Nas determinações isotópicas de oxigênio os padrões analíticos comumente utilizados são SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), que corresponde ao padrão primário das águas oceânicas, e PDB (Padrão da concha *Bellemnite da Formação Pee Dee*). Valores positivos indicam que razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é maior que o padrão, enquanto valores negativos indicam que esta razão é menor que o padrão.

As considerações citadas a respeito das variações isotópicas e suas implicações para o estudo da precipitação de carbonatos baseia a importância da utilização das análises isotópicas como uma ferramenta de interpretação paleoambiental dos metacarbonatos.

A obtenção dos valores de isótopos das amostras de metacarbonatos foi realizada por meio do uso do equipamento de Espectrômetro de Massa de Razão Isotópica (IRMS) - *Delta VTM Advantage (Thermo Fischer ScientificTM)*, no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. As amostras foram acondicionadas em tubos de 12 ml contendo aproximadamente 400mg de cada amostra, totalizando 70 amostras. Em seguida são posicionadas no amostrador, juntamente com padrões certificados que são igualmente analisados pelo equipamento. Nas análises realizadas, foram utilizados os padrões internacionais IAEA e NBS 18 estes internacionais, que visam possibilitar comparações mundiais das razões isotópicas identificadas nos laboratórios, e também foram utilizados os padrões REIS e BSC, estes internos.

O princípio físico-químico do espectrômetro se baseia na utilização de ácido fosfórico (H_3PO_4) a 100%, que interage com as amostras sólidas para a extração do CO_2 formado na reação, este extraído por arraste com o uso de gás hélio. Nas análises foram considerados os valores de desvio padrão de 0,2 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ e de 0,2 ‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. O tratamento dos dados obtidos pelo espectrômetro é constituído pela utilização de curvas de calibrações construídas segundo valores de referência dos padrões analisados juntamente com as amostras de metacarbonatos.

3.3.4. Caracterização fossilífera

3.3.4.1. Microscopia Óptica

Para as interpretações petrográficas do conteúdo fossilífero foram analisadas as mesmas lâminas delgadas das análises mineralógicas. Como auxílio para as interpretações buscou-se pelo uso de guias petrográficos com enfoque na área de investigação (Ridding, 2000; Fairchild, 2015), além de trabalhos científicos que apresentassem alguma similaridade petrográfica e também de temporalidade. Para isso, se fez uso do microscópio óptico da marca *Leica*.

3.3.4.2. Geoquímica orgânica

Como metodologia complementar, foram realizadas análises moleculares de carbono em algumas amostras de metacarbonatos, no Laboratório de Geoquímica Orgânica da UFRGS. Por esse método, é possível caracterizar a presença de biomarcadores e da matéria orgânica presentes no conteúdo fossilífero. Quando comparados com parâmetros reconhecidos, os biomarcadores de carbono podem contribuir na identificação da fonte da matéria orgânica, paleoambiente deposicional, biodegradação e influências térmicas atuantes.

As amostras analisadas foram selecionadas segundo seu potencial para altos teores de composição orgânica, baseando-se principalmente em suas características macroscópicas, petrográficas quanto geoquímicas. Foram analisadas duas amostras do metacarbonato, sendo uma delas representativa da porção de topo do perfil colunar obtido no trabalho de campo (BAT-08J) e outra da porção inferior desta (BAT-08K). Depois de selecionadas as amostras foram condicionadas a reações com solventes orgânicos (DCM) com o propósito de obter um extrato orgânico, ou seja, uma nova parcela amostral enriquecida em conteúdo carbonoso. A etapa seguinte consistiu na cromatografia gasosa em colunas e uma posterior análise por espectroscopia de massas. Pela espectroscopia, o extrato orgânico obtido pôde ser segmentado em três distintas naturezas moleculares, sendo hidrocarbonetos saturados; hidrocarbonetos aromáticos e compostos polares.

4. RESULTADOS

4.1. Campo

O trabalho de campo foi realizado no mês de fevereiro de 2019. Em campo foram visitados afloramentos reconhecidos pela literatura (Schmitt, 1995). Como principal ponto de estudo foi considerado o afloramento que ocorre na Pedreira Waick (BAT-08), em razão de extensão e preservação da litologia de interesse (Figura 7. **A) Vista superior da clareira localizada da pedreira desativada Waick. B) Possível visualização de dobras em mesoescala e basculamento de camadas, na porção principal do afloramento. C) Detalhe do afloramento de metacarbonato.**). Os demais pontos são listados na Tabela 3.

Tabela 3. Coordenadas geográficas em UTM (22J) dos pontos visitados

Pontos	Coordenadas UTM	
	mE	mS
BAT - 07	746193	6616934
BAT - 08	744853	6618263
BAT - 09	744903	6618146

Em campo, puderam ser observadas estruturas tectônicas, como dobras em meso e microescalas, falhas discordantes com o acamadamento principal e um basculamento que reposiciona as camadas (Figura 7). A principal feição identificada foi a preservação do acamadamento sedimentar primário. Esse observado pela intercalação de níveis de coloração cinza claro com níveis de cinza escuro (Figura 7). Tais intercalações estão presentes em todos os afloramentos visitados, contudo melhor preservadas no afloramento da Pedreira Waick. Essa feição foi considerada como a So das camadas sedimentares de carbonato, rocha de origem dos metacarbonatos. Também foram identificadas em campo marcas que se assemelham e se sugerem trata-se de marcas de pingos de chuva (Figura 8). Foram igualmente observadas marcas de crenulação nas porções internas das camadas e em feições de topo (Figura 9).

Foi identificada em campo a ocorrência de uma litologia principal, representada pelos metacarbonatos com intercalações marcadas pela mudança de coloração. A composição inferida em campo foi de carbonática para ambos níveis devido a aplicação de solução de ácido clorídrico a 10%, onde constatou-se a solubilidade com alta efervescência, indicando a presença de calcita.

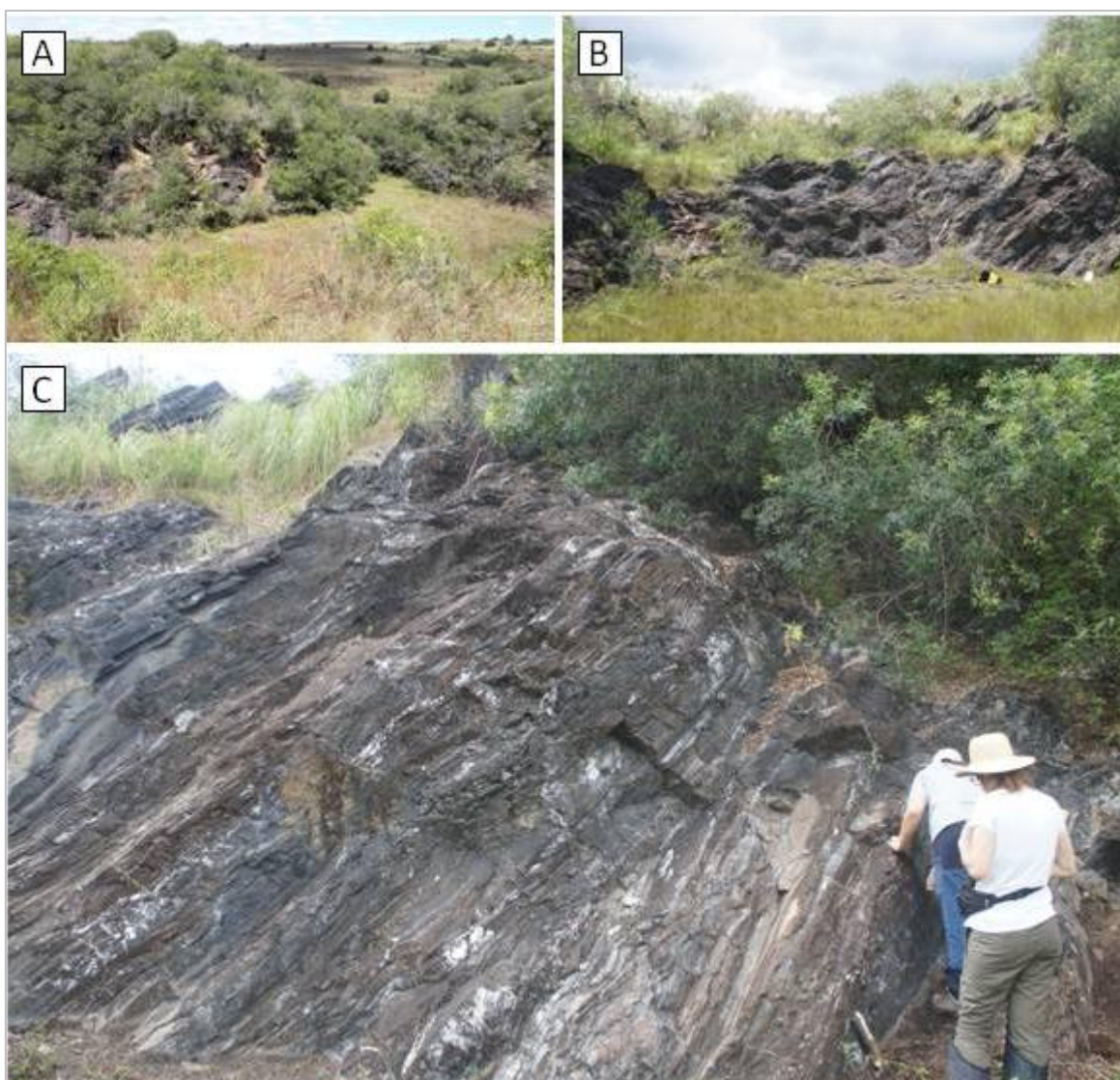


Figura 7. A) Vista superior da clareira localizada da pedreira desativada Waick. B) Possível visualização de dobras em mesoescala e basculamento de camadas, na porção principal do afloramento. C) Detalhe do afloramento de metacarbonato.

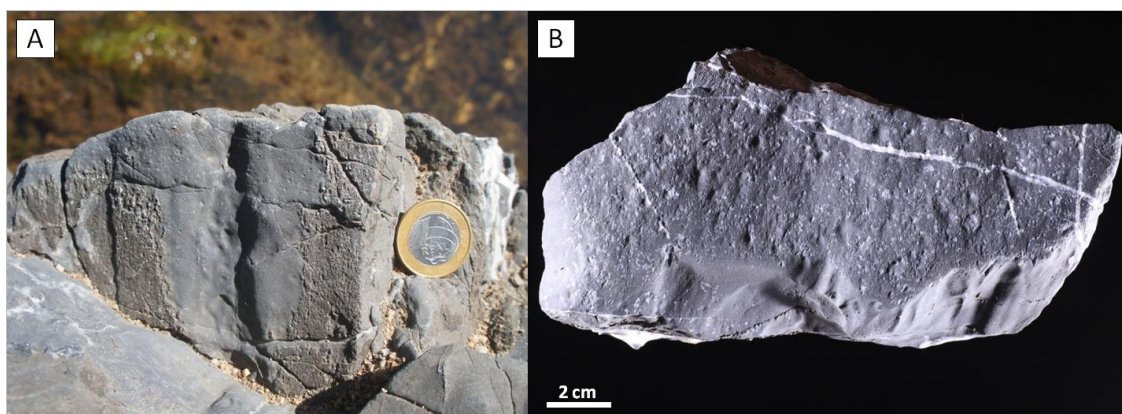


Figura 8. A) Detalhe de marcas arredondadas em metacarbonato, que podem sugerir a ocorrência de marcas de pingos de chuva preservados. B) Detalhe da feição identificada em campo. (Foto de Luiz Lopes)

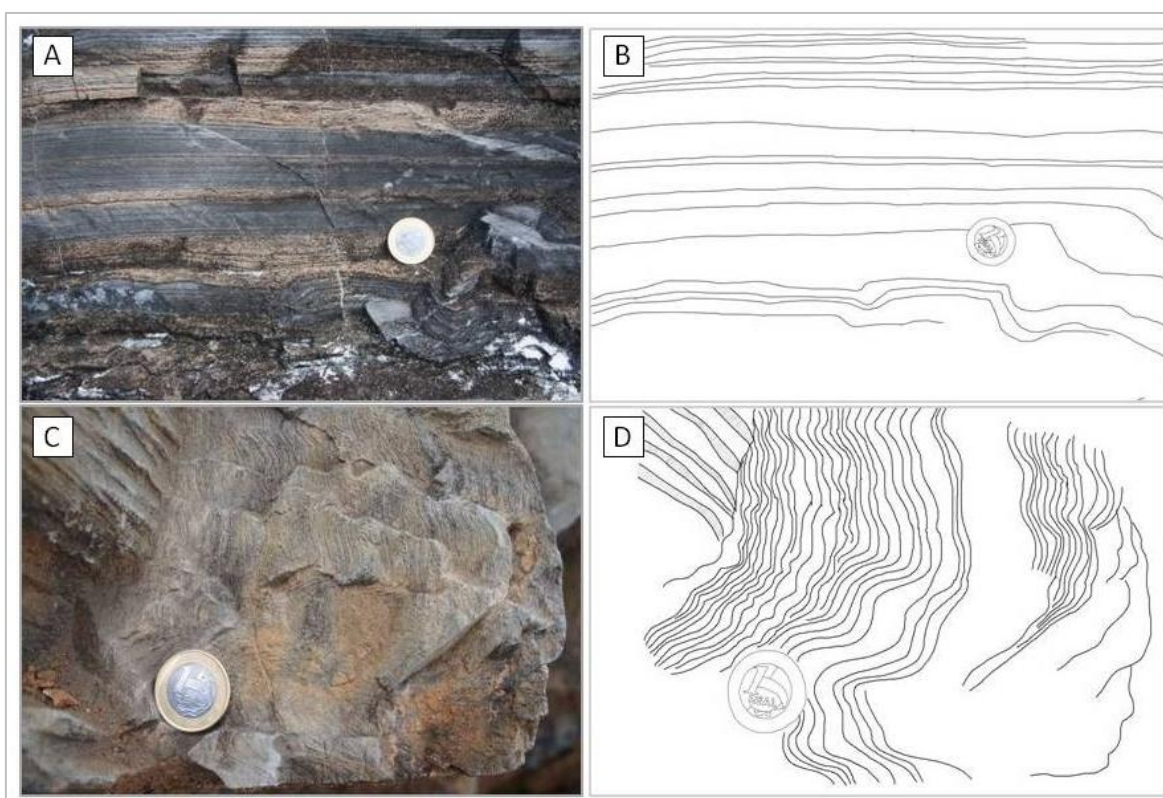


Figura 9. Aspectos dos metacarbonatos em campo. A) Detalhe das intercalações centimétricas entre níveis de coloração cinza clara com níveis de coloração cinza escura. B) Croqui evidenciando o comportamento laminado das camadas. C) Laminação com superfície crenulada em metacarbonato. D) Croqui demonstrando a feição de crenulação.

Foram coletadas cerca de 20 amostras de metacarbonatos. Os códigos de amostragem, litotipo correspondente e análises realizadas posteriormente são apresentados na Tabela 4.

Tabela 4. Amostras coletadas em campo e relação de análises realizadas.

Amostra	Litotipo	Análises	Amostra	Litotipo	Análises
BAT-07B	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total e fração argilosa FRX	BAT-08J	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total e fração argilosa FRX
BAT-08A	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total e fração argilosa FRX	BAT-08K	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total e fração argilosa FRX
BAT-08B	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX, rocha total e fração argilosa FRX	BAT-08L	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total e fração argilosa FRX
BAT-08C	Metacarbonato	Lâmina petrográfica	BAT-09D	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total e fração argilosa FRX
BAT-08D	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total e fração argilosa FRX	BAT-09E	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total FRX
BAT-08I	Metacarbonato	Lâmina petrográfica DRX rocha total e fração argilosa FRX	BAT-10A	Formação ferífera bandada (BIF)	Lâmina petrográfica

O estudo estratigráfico do afloramento possibilitou o levantamento de uma seção colunar, que totalizou em aproximadamente 40 metros, registrando as estruturas identificadas. Em campo foram diferenciadas as fácies: 1) MI, Metacarbonato com intercalações entre marga(cinza claro), micrita(cinza escuro). Laminação plano-paralela, 2) MIg, Metacarbonato com intercalações entre marga, micrita e níveis de coloração negra (grafite). Laminação plano-paralela, 3) MIm, Metacarbonato com intercalações entre marga, micrita, com predomínio dos níveis micríticos de coloração cinza escura. Laminação plano-paralela e 4) Brc, Brecha com fragmentos de metacarbonato.

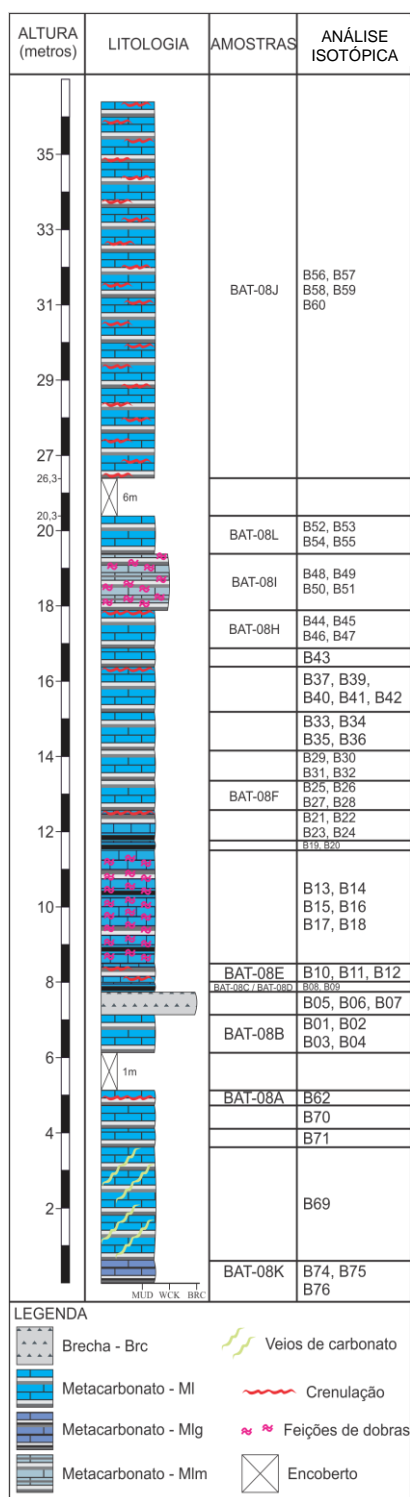


Figura 10. Seção colunar dos metacarbonatos do Complexo Batovi

4.2. Mineralogia

4.2.1. Petrografia

A partir dos estudos petrográficos realizados, foram observadas e descritas 15 lâminas de metacarbonatos (Figura 11). Consideraram-se aspectos inerentes ao litotipo em análise, como as composições mineralógicas e paragêneses principais, o que possibilitou a classificação modal das mesmas, descrição das texturas primárias e secundárias presentes, relações de contato entre os cristais, granulometria, feições deformacionais e de alteração.

Os metacarbonatos, segundo os dados de campo, possuem cor predominante cinza escura, com níveis de material de coloração negra e veios de cor branca. São marcados por intercalações centimétricas a milimétricas de níveis de cor cinza clara com níveis de cor cinza escura. Em sua composição mineralógica, observada em petrografia, foram identificadas as fases minerais de calcita, quartzo, dolomita e pirita. Foi observada a predominante ocorrência de matéria orgânica, em lâminas descontínuas e de diferentes espessuras. Nos metacarbonatos predomina a textura granoblástica fina a média de crescimento dos cristais de calcita e também dos cristais de quartzo, com contatos hexagonais entre grãos. Na sequência serão detalhadas as fases minerais identificadas, assim como apresentadas fotomicrografias das lâminas delgadas.

4.2.1.1. Calcita

A calcita está presente em quantidades predominantes em todas as amostras estudadas, cerca de 40%. Ocorre como cristais subédricos, alongados e fibrosos e também com textura de crescimento diagenético. A granulometria é bem variada, uma vez que ocorrem níveis microcristalinos, caracterizados em petrografia como níveis micríticos, que possuem coloração mais escura, devido a maior associação com matéria orgânica disseminada. Nos níveis com menos matéria orgânica, que possuem uma coloração mais clara, ocorre calcita fina (≤ 100

µm). É possível observar maclas romboédricas do sistema cristalino bem marcadas nos cristais granulometria fina, principal critério utilizado para a diferenciação da dolomita, onde é mais rara a presença de maclas (Nesse 2013). A textura granoblástica é a principal feição metamórfica representada pela calcita nas amostras estudadas. Essa textura pode indicar a ocorrência de recristalização dos grãos de calcita durante os eventos diagenéticos, uma vez que quanto mais grossa a textura da calcita, maior o avanço dos processos metamórficos. Também ocorre calcita espática em veios.

4.2.1.2. Dolomita

A presença da dolomita nas amostras de metacarbonatos ocorre em veios de carbonatos secundários, discordantes com o acamadamento principal. Os cristais ocorrem euédricos a subédricos, com tamanhos de 40 µm a 250 µm.

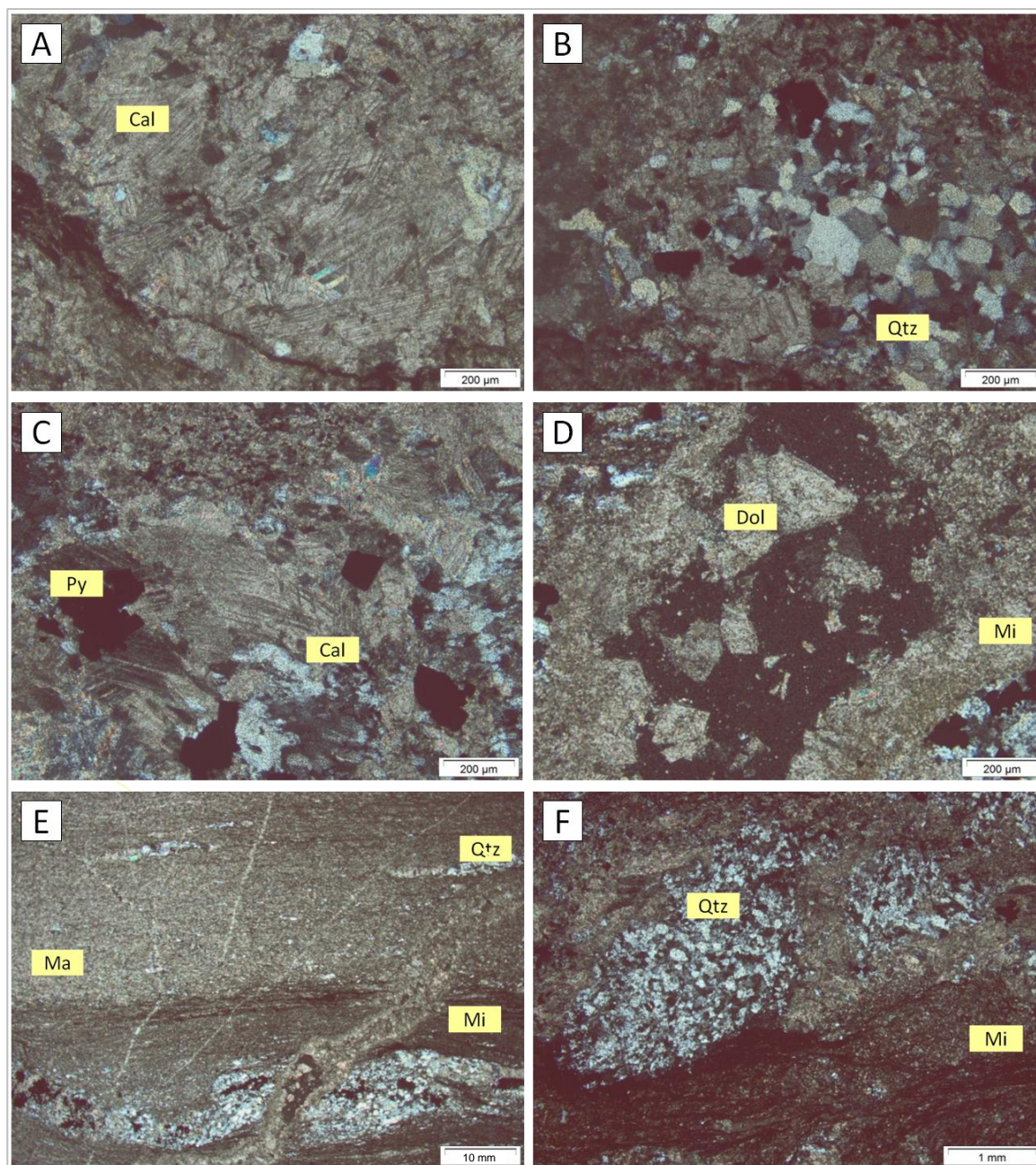
4.2.1.3. Quartzo

Na composição mineral das amostras é possível observar a ocorrência de quartzo como grãos detríticos recristalizados, com contatos hexagonais e extinção ondulante, evidenciando um processo de metamorfismo. Esse mineral corresponde a cerca de 30% das amostras. A granulometria dos grãos varia de microcristalina, correspondente a níveis margosos, nos quais se apresenta a maior abundância do mineral, e também em grãos de até 100 µm, presente em lentes. Observam-se lentes de 50 a 100µm de material siliciclástico, envoltas por material micrítico e margoso

4.2.1.4. Pirita

Nas lâminas petrográficas analisadas, constatou-se a presença de cristais de pirita euédricos a subédricos, com granulometria de 50 µm em cristais isolados

a 200 μm de agregados minerálicos. Os cristais de pirita se encontram dispersos tanto nos níveis micríticos quanto nos níveis margosos, nos últimos ocorrendo com maior abundância. A pirita compreende <10% das amostras.

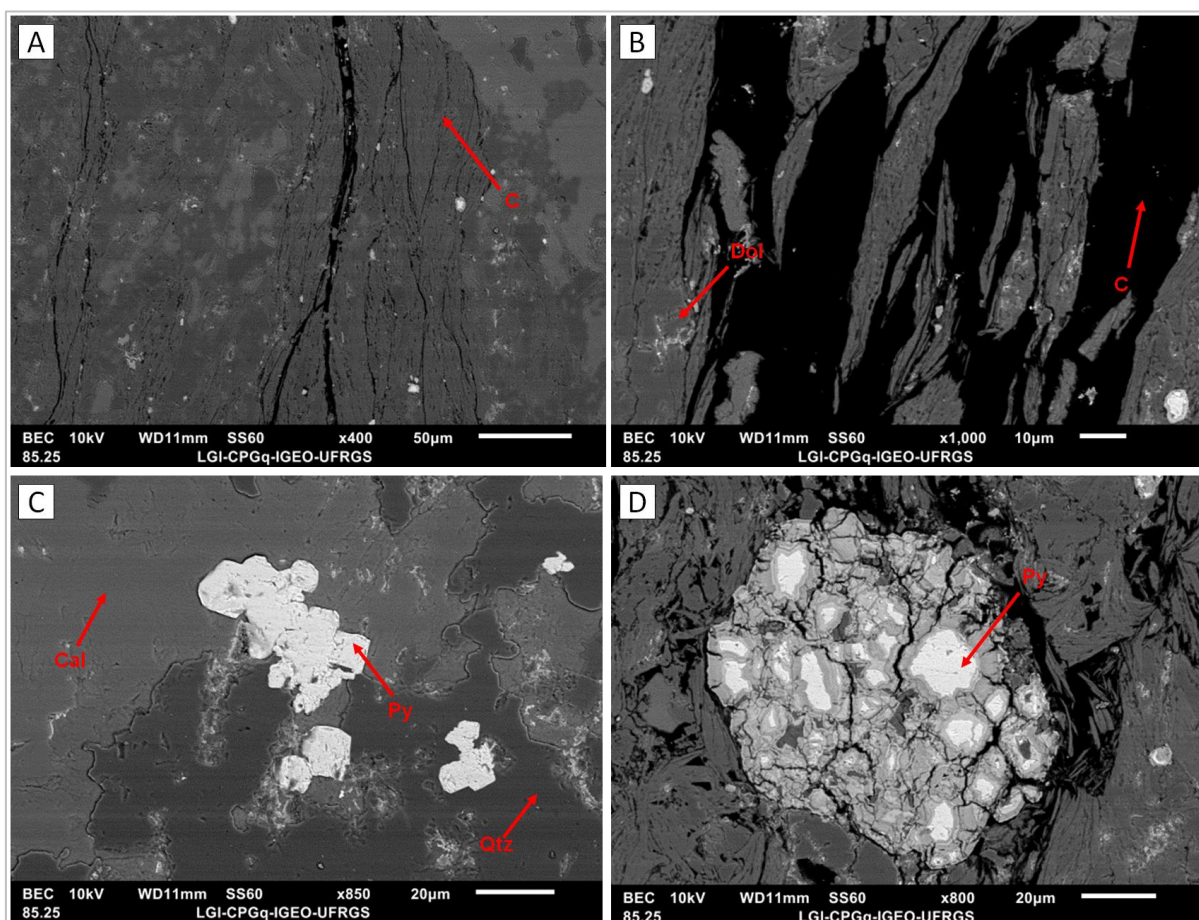


LEGENDA

Cal - Calcita	Py - Pirita
Qz - Quartzo	Dol - Dolomita
Mi - micrita	Ma - Marga

Figura 11. Texturas e mineralogia observadas em lâmina delgada em nicóis cruzados. A) Amostra BAT-08C - Textura granoblástica em calcita com maclas romboédricas. B) Amostra BAT-08A - Nível enriquecido em quartzo detritico com textura de crescimento metamórfico. C) Amostra BAT-08K - Agregados de pirita envoltos por cristais de calcita e quartzo. D) Amostra BAT-08I - Cristais euédricos de dolomita em veio secundário discordante com o acamadamento. E) Amostra BAT-08I - Intercalação entre níveis margosos e micríticos de coloração mais escura, com lentes de quartzo e lâminas de material escuro. F) Amostra BAT-08K - Porção enriquecida em grãos detriticos de quartzo.

As imagens de microscopia eletrônica de varredura por elétrons secundários (*Secondary Electrons*) foram obtidas na lâminas delgada BAT-08K, com o objetivo de melhor caracterizar aspectos petrográficos e identificar a composição dos níveis de coloração escura presentes em todas as amostras de metacarbonato. Foram registradas as porções enriquecidas no material previamente indicado como matéria orgânica, (Figura 12. A e B), cristais de pirita (Figura 12. C e D) e texturas.



LEGENDA

Cal - Calcita	Py - Pirita
Qz - Quartzo	Dol - Dolomita
C - Carbono	

Figura 12. Imagens de MEV da amostra BAT-08K. A) Nível de matéria orgânica (seta); B) Aspecto anastomosado de detalhe de nível de matéria orgânica. C) Textura granoblástica de calcita e quartzo. Cristais de pirita euédricos a subédricos. D) Cristal de pirita com aspecto semelhante ao framboidal (seta).

As análises de EDS realizadas localmente, permitiram identificar a composição carbonosa dos níveis de coloração escura intercalados com níveis carbonáticos. A confirmação da ocorrência de pirita também corroboram com a sugestão dos níveis serem de origem biogênica.

4.2.2. Análise qualitativa e semiquantitativa

Pela técnica de Difractometria de Raios X, foram analisadas 10 amostras de metacarbonato na modalidade de rocha total e 07 amostras na fração argila. Os resultados obtidos com o uso da difratometria possibilitaram uma análise qualitativa e semi-quantitativa das fases minerais presentes nas amostras. Observando os resultados das análises foi possível identificar as fases calcita, quartzo e dolomita como predominantes. Os difratogramas apresentados em anexo no trabalho e mostram no eixo horizontal a escala em 2-Theta segundo o detector utilizado, e no eixo vertical a contagem dos picos correspondentes a cada fase mineral.

A calcita é a fase mineral predominante nas amostras BAT-08D, BAT-08I, BAT-08K, BAT-08L, BAT-09D. Ocorrem em equilíbrio com a dolomita na amostra BAT-08J. Nas amostras BAT-07B, BAT-08A, BAT-08B e BAT-09 a fase mineral mais abundante é a dolomita. Essa variação de proporções de cada mineral pode ter se estabelecido em decorrer de aspectos amostrais e de preparação das amostras para as análises químicas, onde em alguns casos, maiores quantidades de veios de carbonatos secundários podem ter sido incorporados às análises.

Em contraste com a composição mineralógica identificada nas análises petrográficas, pode-se observar pelos resultados de DRX, a presença de pequenas quantidades da fase mineral plagioclásio (amostras BAT-07B, BAT-08A, BAT-08B e BAT-08J) e também ilita, esta, presente em todas as amostras analisadas.

Pela ferramenta petrográfica, não foi possível caracterizar a composição da matéria orgânica existente. Assim, se buscou investigar a ocorrência de grafite nas amostras analisadas. Contudo apenas a amostra BAT-08K, apresentou o pico correspondente a essa fase mineral.

Nas análises das frações argilosas (inferiores a 4 μ m), puderam ser identificadas as ocorrências illita, quartzo e caolinita, presentes em maior abundância.

4.3. Geoquímica

4.3.1. Elementos maiores, menores e traços

Para a verificação do comportamento dos elementos maiores e menores contidos nas amostras, foram realizadas análises de Fluorescência de Raios X, no Laboratório de FRX da UFRGS. Na sequência são apresentados os resultados obtidos nas análises de 10 amostras.

Tabela 5. Resultados em % em peso de elementos maiores e menores nos metacarbonatos.

Amostra	Elemento S ¹	SiO ₂ 0,17	Al ₂ O ₃ 0,16	TiO ₂ 0,00	Fe ₂ O ₃ 0,03	MnO 0,00	MgO 0,03	CaO 0,01	Na ₂ O 0,08	K ₂ O 0,02	P ₂ O ₅ 0,01	LOI 0,02
BAT-07B		28,38	15,08	0,58	0,96	0,02	10,57	15,65	nd	5,47	0,03	23,27
BAT-08A		13,36	2,23	0,18	1,88	0,03	10,11	38,31	nd	0,66	0,01	33,21
BAT-08B		12,24	2,02	0,16	1,80	0,03	11,69	36,48	nd	0,63	0,01	34,94
BAT-08D		11,73	1,77	0,15	1,57	0,02	7,91	42,38	nd	0,50	nd	33,97
BAT-08I		12,74	1,69	0,15	1,67	0,02	8,25	42,29	nd	0,42	0,01	32,78
BAT-08J		11,72	2,00	0,18	2,05	0,03	8,01	41,69	nd	0,64	0,01	33,67
BAT-08K		13,42	3,51	0,29	2,44	0,03	5,73	42,63	nd	1,34	0,02	30,59
BAT-08L		10,26	1,43	0,14	1,31	0,01	7,5	43,92	nd	0,34	0,01	35,09
BAT-09D		6,32	1,64	0,14	1,61	0,06	8,95	42,33	nd	0,50	0,01	38,46
BAT-09E		5,1	0,16	0,01	1,05	0,05	17,14	33,45	nd	0,02	nd	43,02

S¹ Desvio Padrão da metodologia para o Padrão de Granito AC-E tabelado pelo Geostandards

Tabela 6. Resultados em ppm em peso de elementos traços nos metacarbonatos.

Amostra	Elemento S ¹	Y 1,06	Pb 1,24	Ni 2,45	Cu -	Sr 3,82	Zr 2,06	Zn 1,50	Nb 0,35	Rb 5,84	Cr 3,59	Ba 31,32
BAT-07B		33,4	1,7	nd	nd	28,4	90,8	19,2	5,6	nd	11,5	83,5
BAT-08A		19,2	3,0	2,4	nd	52,6	33,3	53,0	3,4	34,8	12,1	11,8
BAT-08B		18,9	2,3	nd	nd	62,8	32,0	23,8	3,7	30,9	12,0	44,9
BAT-08D		15,5	nd	nd	nd	76,9	27,2	18,4	3,8	25,7	13,9	30,4
BAT-08I		14,5	nd	nd	nd	51,1	24,4	21,7	4,6	29,4	12,4	42,4
BAT-08J		18,7	nd	nd	nd	56,9	32,3	21,6	3,2	30,3	14,8	nd
BAT-08K		25,2	1,9	7,8	nd	50,4	47,2	16,0	3,7	57,4	6,1	83,0
BAT-08L		13,1	nd	nd	nd	65,7	24,9	17,7	3,7	27,3	6,3	46,5
BAT-09D		22,3	2,1	nd	nd	80,3	26,6	9,7	2,4	31,7	7,9	86,6
BAT-09E		9,1	nd	nd	nd	75,0	15,3	16,8	3,9	11,5	10,5	17,1

S¹ Desvio Padrão da metodologia para o Padrão de Granito JG1A tabelado pelo Geostandards

4.3.2. Isótopos de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) e Carbono ($\delta^{13}\text{C}$ ‰)

Para as análises das variações isotópicas contidas no metacarbonato, foram analisadas aproximadamente 70 amostras de rocha total, cujos resultados são apresentados nos anexos. Na tabela abaixo, os resultados analíticos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são correlacionados com as amostras analisadas nos demais métodos empregados neste trabalho. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam desde -1.82‰ a 0.59‰, com uma média de -0.12‰. Os resultados para as variações isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ são variantes de -13.30‰ a -8.24‰, com um valor médio de -10.28‰.

Tabela 7. Resultados das análises de isótopos estáveis

Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$
BAT-08J	-0.73	-12.32
BAT-08L	0.13	-10.86
BAT-08I	0.59	-11.05
BAT-08H	-0.09	-8.24
BAT-08G	0.72	-9.44
BAT-08F	-0.14	-13.30
BAT-08E	-0.45	-9.81
BAT-08C	0.23	-9.92
BAT-08B	0.01	-8.24
BAT-08A	0.20	-11.05
BAT-08K	-1.82	-8.83
Média	-0.12	-10.28

A amostragem realizada em campo foi realizada com correlação ao perfil colunar concomitantemente levantado. Nesse contexto, é apresentado um gráfico dos valores das variações isotópicas de acordo com a posição aproximada da amostragem em campo.

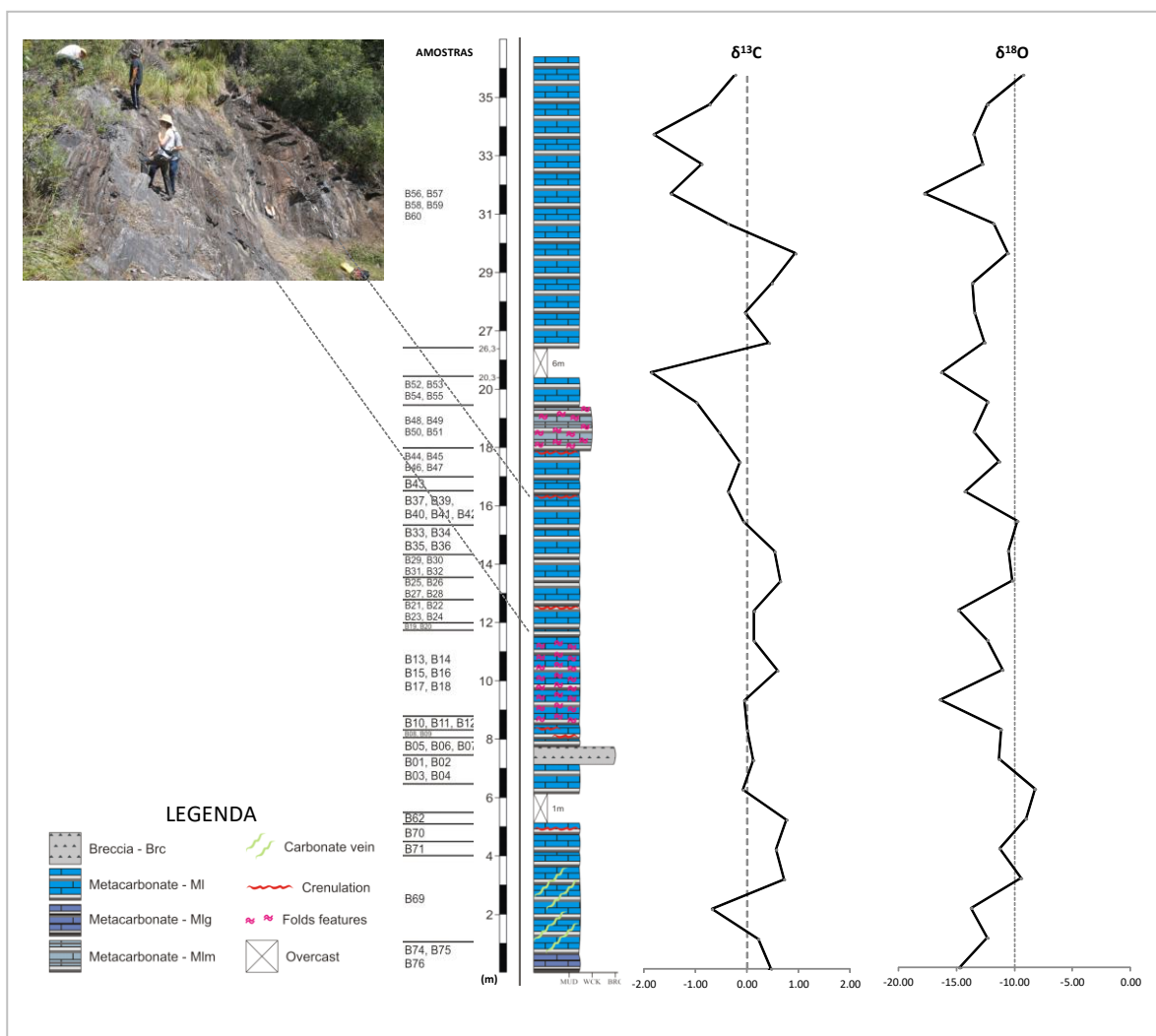


Figura 13. Gráficos da estratigrafia geoquímica dos metacarbonatos do Complexo Batovi. Relação de $\delta^{18}\text{O}$ VPDB‰ e $\delta^{13}\text{C}$ VPDB‰ versus a altura do perfil colunar

No gráfico do $\delta^{13}\text{C}$, os valores próximo 0‰, tendo excursões negativas acentuadas nas porções superiores do perfil colunar, em aproximadamente 20 m e depois em 33 m, desse modo é possível verificar que os valores se encontram mais negativos no topo da feição sedimentar levantada.

O comportamento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ se mantém com certa irregularidade ao longo de todo perfil, sendo os dados se mantém negativos para todas as amostras. Contudo é possível observar excursões negativas mais evidentes que acompanham as excursões negativas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Em ambos gráficos fica evidente uma excursão positiva no topo da seção, finalizando as oscilações observadas.

4.4. Registro fóssil

4.4.1. Dados petrográficos

As lâminas petrográficas analisadas possibilitaram a identificação da intercalação entre níveis margosos e micríticos nos metacarbonatos, com texturas microcristalinas ou microgrumosas. Apresentam também sinais de recristalização de grãos e filmes de dissolução (estilolitos) discordantes ou concordantes com os níveis plano-paralelos

Essas intercalações são marcadas ainda por níveis enriquecidos em um material de coloração negra e amorfo, o qual foi caracterizado previamente como matéria orgânica. Foi possível identificar igualmente, a variação de lamelas horizontalizadas e também feições onduladas que se assemelham a pequenas dobras, contudo, não há registro de feições de deformação associadas a estas. Este fato pode caracterizar tais feições como estruturas geradas por atividades microbiais, representando um relevo sinóptico de possíveis construções bacterianas que permaneceram preservadas no registro geológico. Pela microscopia óptica também foi possível identificar a ocorrência de lentes de conteúdo siliciclástico, envoltas por micrita e matéria orgânica. Essa característica pode representar feições de estruturação de esteiras microbiais, que durante seu desenvolvimento geram armadilhas para o sedimento siliciclástico presente no ambiente deposicional.

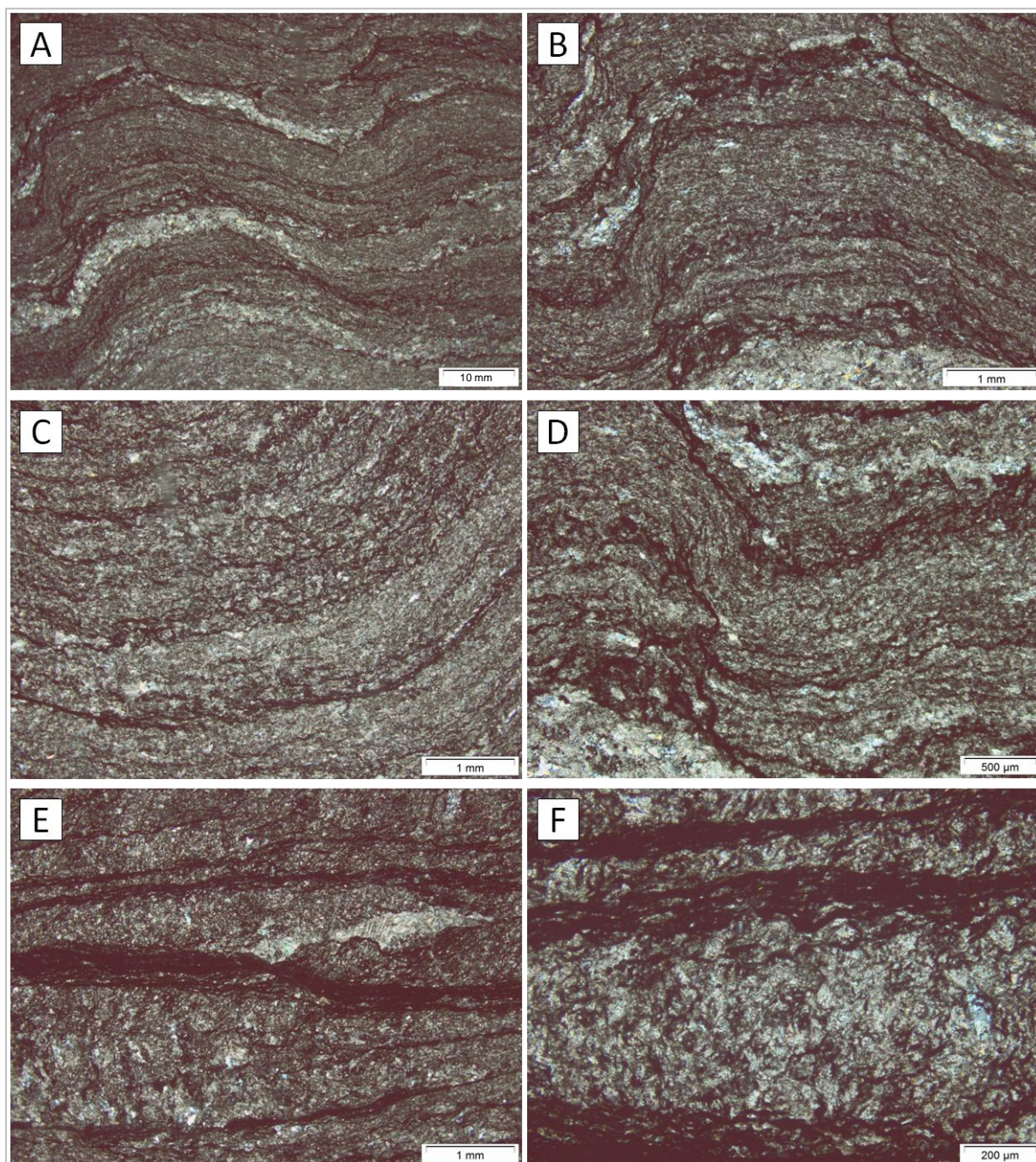


Figura 14. Metacarbonato, composto por níveis micríticos e margosos, marcados por lamelas de material de coloração negra. A, B, C e D) Amostra BAT-08J. Aspectos da laminação plano-paralela crenulada e feições de indicam possíveis biostromas. E e F) Amostra BAT-08K – Níveis de coloração negra com espessuras irregulares.

4.4.2. Carbono orgânico

Como resultados das análises de cromatografia e espectroscopia, foram obtidas significativas variedades de moléculas carbonosas, como cadeias de C^{16} e C^{24} , assim como moléculas mais complexas como de pristano e fitano. Tais moléculas

podem ser identificadas em cromatogramas (Figura 15), onde cada pico indica a abundância molecular correspondente. Essas moléculas de carbono possuem origem unicamente orgânica, já que tais cadeias estão presentes nas estruturas celulares das bactérias (cianobactérias). Ocorrem nas amostras altas taxas de moléculas carbonosas indicadoras de biodegradação e também de influência térmica.

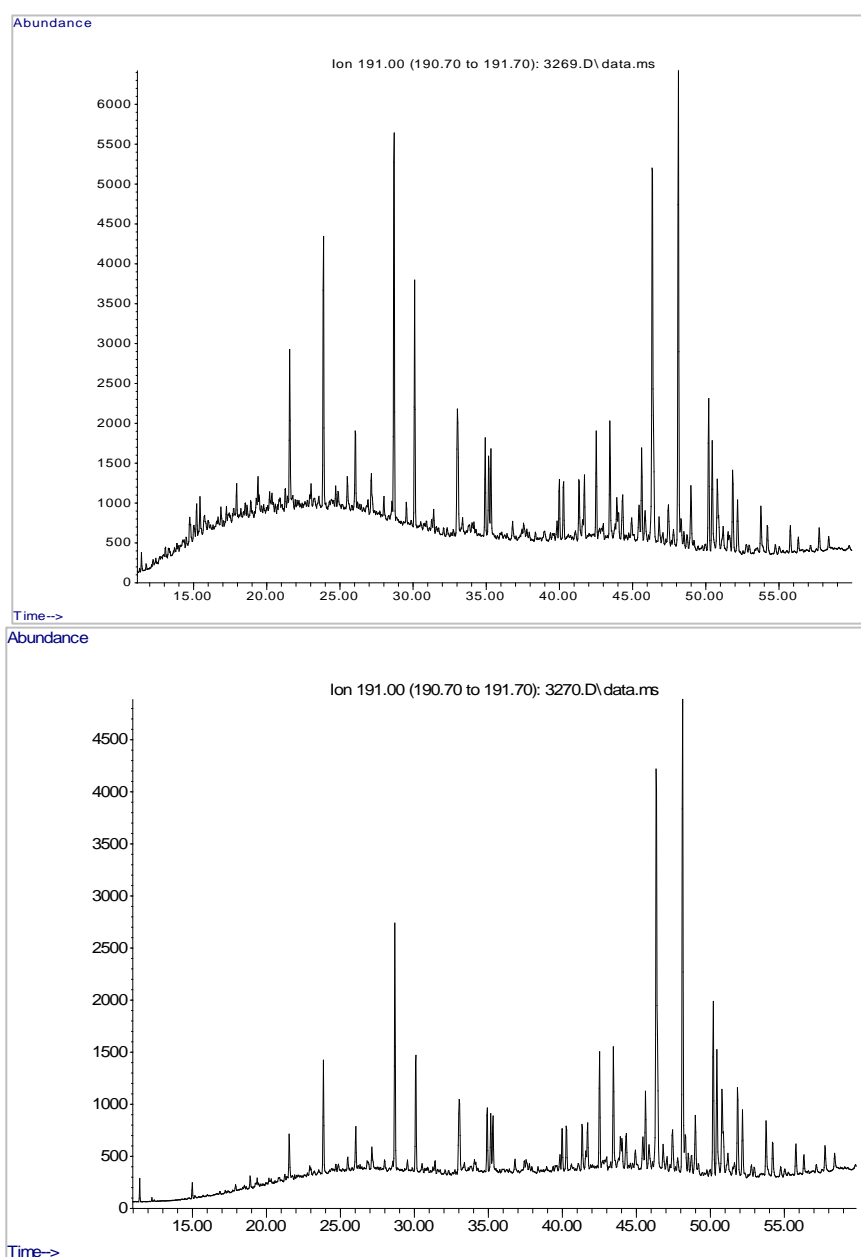


Figura 15. Cromatogramas onde cada pico corresponde a uma espécie molecular distinta de carbono orgânico.

5. DISCUSSÕES

Neste capítulo, são abordadas sugestões de possíveis interpretações acerca da caracterização dos metacarbonatos na região estudada. Tais discussões são embasadas em dados petrológicos, geoquímicos e em observações de campo do principal afloramento existente, dentre poucos que ocorrem na região. Um mapeamento de detalhe na área para a busca de novos afloramentos, para melhor avaliar a relação com as demais rochas pertencentes ao complexo metamórfico, e estudos futuros que concentrem esforços em aprofundar as interpretações geoquímicas e fossilíferas, se fazem importantes para que melhor ancorar e refutar as interpretações geradas neste trabalho.

Também são propostas interpretações segundo as rochas que dão origem aos metacarbonatos. Sabe-se que as composições isotópicas de C e O de rochas carbonáticas se mostram representativas para estudos de estratigrafia geoquímica e determinação de idades deposicionais dessas sequências. Nesse contexto, será abordada a caracterização das composições isotópicas dos metacarbonatos do Complexo Batovi, segundo seu caráter primário, ou seja, da rocha carbonática de origem, considerado um dos pontos chaves para as interpretações (Knoll *et al.*, 1986; Knoll & Walter, 1992; Veizer *et al.*, 1997; Hoffman *et al.*, 1998), assim como a relação com o registro fossilífero identificado.

5.1. Comportamento dos elementos maiores, menores e traços

Os resultados obtidos pela Fluorescência de Raios X permitiram uma análise da distribuição dos elementos maiores, menores e traços nas amostras de metacarbonato. As amostras pertencentes do ponto BAT-08 apresentam valores entre 5.10% e 13.16% de SiO₂, enquanto que amostra do ponto BAT-07 apresentou um valor mais elevado de 28% de SiO₂ (Figura 16a). Para essa mesma amostra, os valores CaO também se distinguiram das demais, sendo um valor inferior de 15.65%. Essa variação pode ser interpretada como decorrente do ponto

de amostragem, considerando-se que a amostra BAT-07A foi coletada em um afloramento distinto das demais, com maior grau de alteração. As amostras do ponto BAT-08 apresentaram valores mais uniformes de CaO 33-43% (Figura 16b). O Fe_2O_3 se distribui de forma heterogênea entre as amostras, ocorrendo em valores inferiores ou próximos de 1%, e entre 1,5% e 2,5% na demais (Figura 16d). O conteúdo de Al_2O_3 que ocorre <2% em grande parte das amostras, contudo na amostra BAT-07B se apresenta em valores superiores a 14%, muito discordante com as outras amostras analisadas (Figura 16e). O que pode auxiliar a verificar a maior ocorrência de alteração e presença de argilominerais nessa amostra.

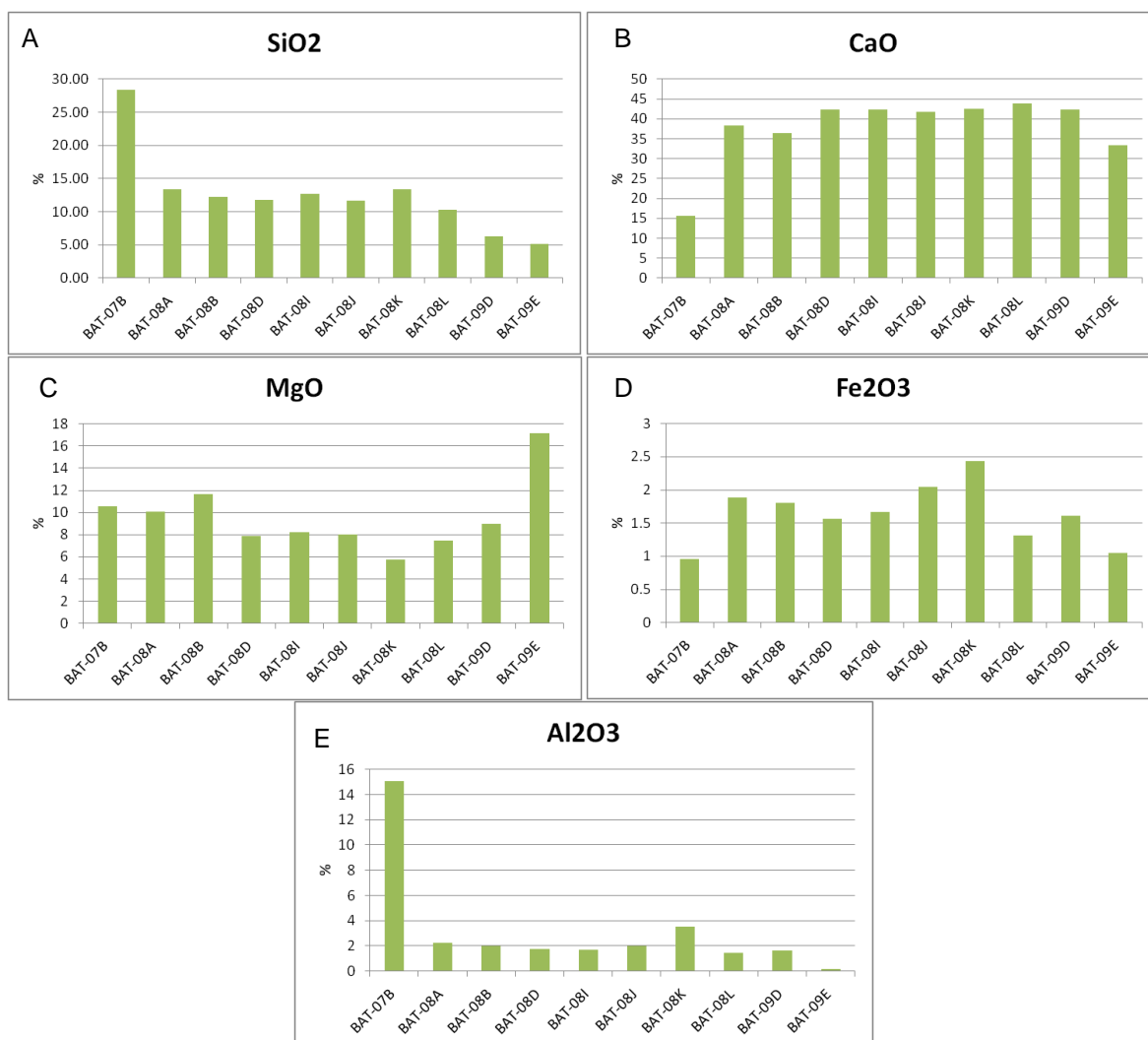


Figura 16. Distribuição dos óxidos dos elementos maiores nos metacarbonatos a) SiO₂; b) CaO; c) MgO; d) Fe₂O₃ e, e) Al₂O₃.

Somada a investigação das concentrações de cada elemento no litotipo estudado, a distribuição dos óxidos CaO, MgO, SiO₂, Fe₂O₃ e Al₂O₃ em correlações permite um melhor entendimento sobre as assembleias minerais existentes. A primeira correlação interpretada é a do CaO e MgO (Figura 17a), que não apresenta muito proporcionalidade, já que os teores de CaO são próximos a 40% com menos de 12% de MgO, o que corrobora o maior percentual de calcita existente nas amostras e a ocorrência predominante de dolomita em amostras pontuais.

Nas amostras analisadas, os teores de SiO₂ variam de 7 a 12%, estando presente sobretudo no quartzo. Os teores de Al₂O₃ encontram-se entre 0,2 e 3% e compõem outros silicatos, sendo que a amostra que apresentou os maiores valores de Al₂O₃ também apresentou ocorrência de grafite.

A relação entre Fe₂O₃ e Al₂O₃ também demonstra uma clara distinção entre as amostras, mais uma vez caracterizando a amostras BAT-08K com uma singularidade composicional. Em comparação com as demais amostras, ela apresenta os maiores teores de Fe e Al, além da fase mineral grafite.

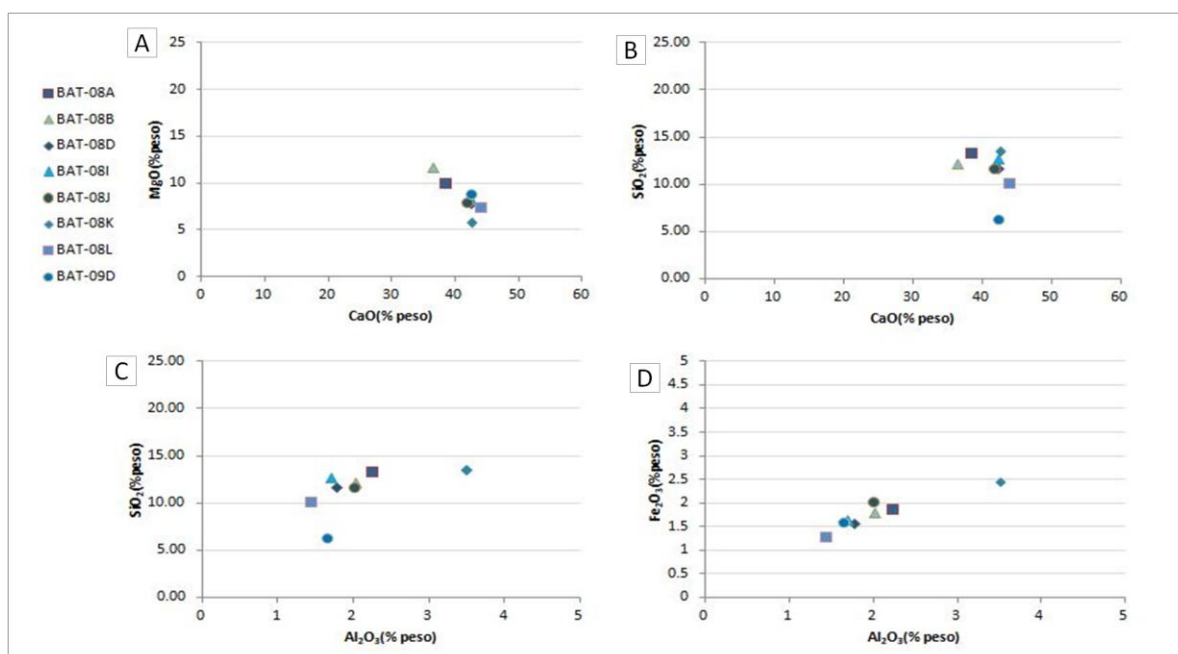


Figura 17. A) Diagrama MgO-CaO b) Diagrama SiO₂-CaO, c) Diagrama SiO₂-Al₂O₃, d) Diagrama Fe₂O₃-Al₂O₃ das amostras analisadas

No comportamento dos elementos menores, os teores de K₂O são relativamente homogêneos, se apresentando inferiores a 1%, com exceção da

amostra BAT-07B, em que os valores ultrapassam 5% (Figura 18a). O conteúdo de Na_2O não foi detectado pelo equipamento em nenhuma das amostras. Os valores de MnO se mostraram próximos de 0% em todas as amostras, sendo os teores mais elevados presentes nas amostras BAT-09D e BAT-09E (Figura 18b). Os valores de P_2O_5 também são próximos de 0%, contudo se apresenta mais enriquecido nas amostras BAT07B e BAT-08K. Os valores de TiO_2 são inferiores a 1% em todas as amostras analisadas (Figura 18c). Da mesma forma, os teores de TiO_2 detectados são próximos a 0% em boa parte das amostras, com exceção da amostra BAT-07B (Figura 18d).

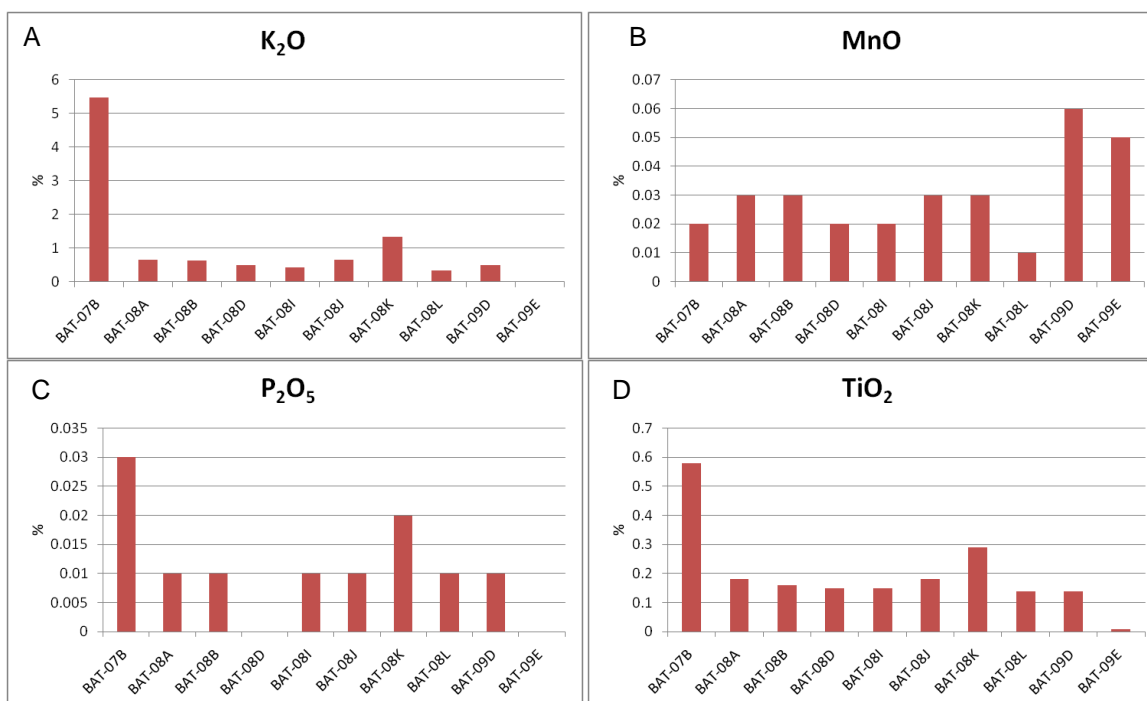


Figura 18. Distribuição dos óxidos dos elementos maiores nos metacarbonatos a) K_2O ; b) MnO ; c) P_2O_5 ; d) TiO_2 .

Nas amostras de metacarbonatos estudadas, o elemento traço Zr (90,8 ppm) foi o que apresentou as maiores concentrações variando de 15,3 a 90,8 ppm. O segundo elemento mais enriquecido nas amostras é o Ba, com valores entre 11,8 a 86,6 ppm. O terceiro elemento traço que apresenta a maior ordem é o Sr, variando de 28,4 a 80,3 ppm. As concentrações dos principais elementos traços nos

metacarbonatos são relatados na (Tabela 8. **Concentrações dos principais elementos traços nos metacarbonatos.**).

Tabela 8. Concentrações dos principais elementos traços nos metacarbonatos.

Amostra	Y ppm	Pb ppm	Ni ppm	Cu ppm	Sr ppm	Zr ppm	Zn ppm	Nb ppm	Rb ppm	Cr ppm	Ba ppm
BAT-07B	33,4	1,7	nd	nd	28,4	90,8	19,2	5,6	nd	11,5	83,5
BAT-08A	19,2	3,0	2,4	nd	52,6	33,3	53,0	3,4	34,8	12,1	11,8
BAT-08B	18,9	2,3	nd	nd	62,8	32,0	23,8	3,7	30,9	12,0	44,9
BAT-08D	15,5	nd	nd	nd	76,9	27,2	18,4	3,8	25,7	13,9	30,4
BAT-08I	14,5	nd	nd	nd	51,1	24,4	21,7	4,6	29,4	12,4	42,4
BAT-08J	18,7	nd	nd	nd	56,9	32,3	21,6	3,2	30,3	14,8	nd
BAT-08K	25,2	1,9	7,8	nd	50,4	47,2	16,0	3,7	57,4	6,1	83,0
BAT-08L	13,1	nd	nd	nd	65,7	24,9	17,7	3,7	27,3	6,3	46,5
BAT-09D	22,3	2,1	nd	nd	80,3	26,6	9,7	2,4	31,7	7,9	86,6
BAT-09E	9,1	nd	nd	nd	75,0	15,3	16,8	3,9	11,5	10,5	17,1

5.2. Classificação química dos metacarbonatos

Os resultados das análises geoquímicas apresentados, associados aos dados petrográficos, permitiram a classificação química dos metacarbonatos estudados, assim como verificar algumas das características dos seus protólitos carbonáticos.

No estudo das fases minerais presente em metacarbonatos é comumente realizada uma relação entre os componentes H₂O e CO₂, e as fases Cal, Dol e Qtz. Dessa forma gera-se o sistema analítico de CMS-HC (CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂) (Bucher e Frey, 1994). Nele podem ser representadas as diferentes composições mineralógicas presentes em rochas carbonáticas. O posicionamento dos valores amostrados dos elementos maiores, quando plotados no gráfico indicam a provável classificação carbonática da rocha em estudo.

As amostras de metacarbonatos do Complexo Batovi pertencem predominantemente ao campo referente dos mármores calcítico-dolomíticos a dolomíticos (Figura 19). Apenas duas amostras situaram-se no campo de mármore calcissilicáticos, sem correspondência com as demais, ambas apresentam-se mais enriquecidas em SiO₂, resultando na abrangência dos diferentes campos do diagrama.

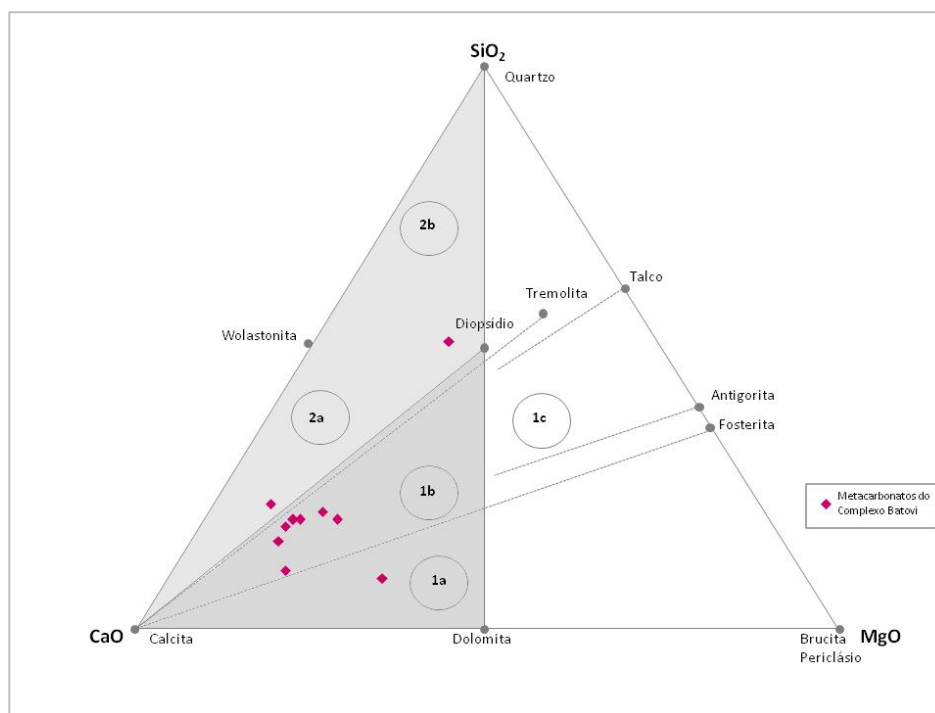


Figura 19. Diagrama SiO₂-CaO-MgO (Bucher & Frey, 1994) para metacarbonatos do Complexo Batovi. Campos 1A, 1B e 1C: mármores dolomíticos a calcítico-dolomíticos. Campos 2A e 2B: mármores calcissilicáticos.

Esse resultado se contrapõe a mineralogia identificada pela microscopia óptica, onde a dolomita foi caracterizada como constituinte de <5% das amostras, o que sugere a provável ocorrência de dolomita na granulometria microcristalina e de difícil identificação em lâmina delgada. A dolomita pode ser resultante de processos de recristalização e parcialmente consumida durante os processos diagenéticos e metamórficos (Goulart *et al.*, 2013). Corroborando com outra hipótese levantada pela autora, os altos teores de MgO pode ser oriundo da contribuição siliciclásticas existente nos carbonatos do Complexo Batovi, onde as fases biotita e clorita participariam do aporte de MgO. Nesse contexto, a classificação apresentada se difere daquela indicada por Goulart *et al.* (2013), onde os metacarbonatos do Complexo Batovi foram classificados como mármores calcissilicáticos e calcita mármores, como pode ser visualizado na Figura 20 apresentada pela autora.

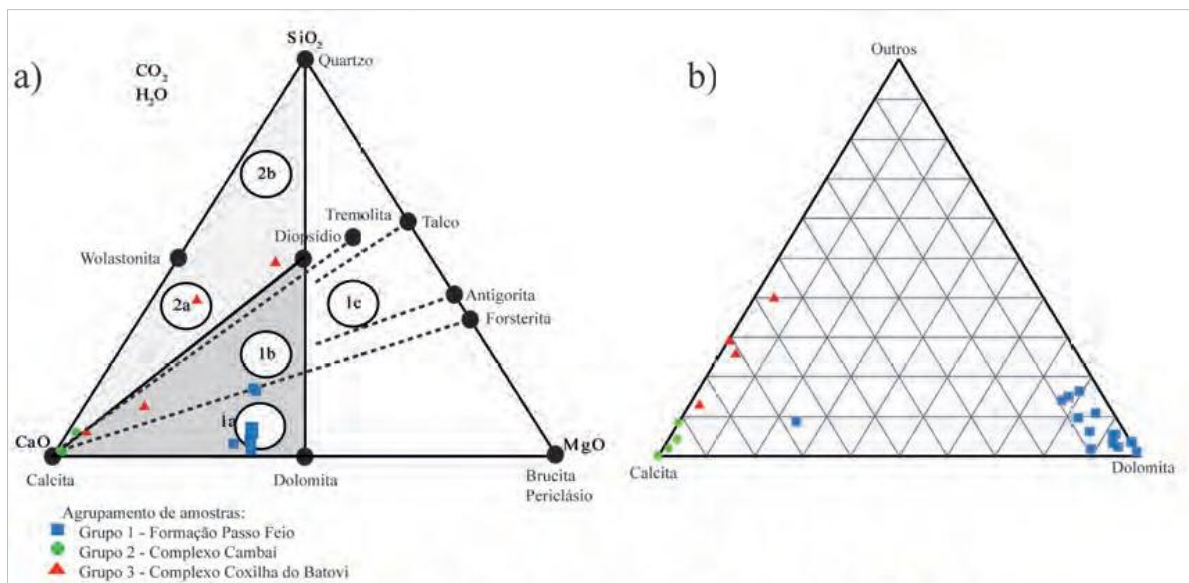


Figura 20 . A) Diagrama SiO₂-CaO-MgO (Bucher & Frey, 1994). Campos 1A, 1B e 1C: mármore dolomítico calcítico-dolomítico. Campos 2A e 2B: mármore calcissilicático; B) Diagrama triangular calcita-dolomita-outros (demais fases sólidas) gerado a partir da quantificação modal dos minerais. (Goulart, 2013)

5.3. Assinaturas isotópicas de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) e Carbono ($\delta^{13}\text{C}$ ‰)

5.3.1. Composição isotópica primária

As amostras de metacarbonatos do Complexo Batovi analisadas nesse estudo podem ser relacionadas com sequências siliciclásticas datadas do Neoproterozoico (Laux, 2017). Considerando que essas rochas foram impostas a processos tectônicos e metamórficos, resultando na alteração de seus valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ ao longo do tempo geológico, a identificação das composições isotópicas primárias pode ser realizada segundo alguns critérios de seleção. No estudo de metacarbonatos, caracterizados como resultantes de um metamorfismo de baixo grau (Schmitt, 1995), se faz necessária a caracterização desse conteúdo segundo assinatura primária ou secundária, devido aos processos que ocorrem durante o metamorfismo dessas rochas e interação dos carbonatos com outros fluidos (não-marinhos, hidrotermais, diagenéticos), que contenham diferentes composições isotópicas, alterando as proporções originais (Kaufman *et al.*, 1992; Jacobsen & Kaufman, 1999).

Para reconhecimento dessas alterações isotópicas de C e O secundárias, são comumente utilizados alguns indicadores associados a outros elementos presentes em carbonatos, como as razões Mn/Sr, Sr/Ca, valores de Mn e de Sr das amostras analisadas (Denison *et al.*, 1994). Esses parâmetros podem indicar as condições de interação dos carbonatos com outros fluidos, já que esses fluidos costumam apresentar maiores teores de Mn e Fe e menores de Sr, quando comparados com os encontrados em águas marinhas. Brand & Veizer (1980), sugerem também a relação dos teores de Sr com a lixiviação durante a diagênese ou acréscimo de seu isótopo radiogênico, associado a aporte de sedimentos continentais.

Segundo Kaufman *et al.* (1992) e Jacobsen & Kaufman (1999), amostras com razões Mn/Sr entre 2 e 3, são consideradas isotopicamente primárias para os isótopos de carbono. Somam-se as amostras com concentrações de Sr entre 150 e 2500ppm, razões de Rb/Sr inferiores a 5 e 10, também consideradas com composições isotópicas primárias e com pouca alteração intempérica. Folling & Frimmel (2002) indicaram parâmetros para identificar valores primários de $\delta^{13}\text{C}$ sendo Mn/Sr < 2, Fe/Sr < 50 e $\delta^{18}\text{O}$ com valores > 10‰ (V-PDB). A relação entre cada parâmetro e os resultados obtidos pelas amostras de metacarbonatos do Complexo Batovi pode ser visualizada na Tabela 9.

Tabela 9. Parâmetros indicados pela bibliografia consultada para classificação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ primários.

Amostras	Kaufman et al. (1992) e Jacobsen & Kaufman (1999)			Folling & Frimmel (2002)	Kaufman & Knoll (1995)	Folling & Frimmel (2002)
	Sr (ppm) 150 - 2500	Mn/Sr 2 - 3	Rb/Sr 5 - 10	Fe/Sr <50	$\delta^{18}\text{O}$ entre -10 e -5‰	$\delta^{18}\text{O}$ >-10 ‰
BAT-08A	52.60	4.42	0.08	277.82	-11.05	-11.05
BAT-08B	62.80	3.70	0.06	222.79	-8.24	-8.24
BAT-08D	76.90	2.01	0.03	158.69	-9.44	-9.44
BAT-08I	51.10	3.03	0.06	254.03	-13.30	-13.30
BAT-08J	56.90	4.08	0.07	280.05	-9.81	-9.81
BAT-08K	50.40	4.61	0.09	376.31	-9.92	-9.92
BAT-08L	65.70	1.18	0.02	154.99	-10.86	-10.86
BAT-09D	80.30	5.79	0.07	155.85	-10.15	-10.15
BAT-09E	75.00	5.16	0.07	108.82	-8.83	-8.83

Conforme os dados que constam na Tabela 9, é possível verificar que os valores de Sr (ppm) das amostras dos metacarbonatos do Complexo Batovi se encontram inferiores de acordo com os parâmetros de Kaufman *et al.* (1992) e Jacobsen & Kaufman (1999), indicando que possivelmente houve um decréscimo significativo dos valores de Sr primários, que costumam ser superiores aos apresentados. Novas discussões propostas por Melezhik *et al.* (2005), sugerem que esses valores poderiam ser associados ao intervalo de 11 a 319 ppm, que segundo o autor, caracteriza os dolomitos Neoproterozoicos não metamorfisados, indicando assim, um caráter primário da composição de Sr das amostras analisadas. Ainda se pode observar que as concentrações de Sr se apresentam distribuídos nas amostras entre os valores de 28,4 e 76,9 ppm com comportamentos distintos entre as amostras, o que pode ser justificado por serem de amostragens do mesmo litotipo mas em diferentes afloramentos.

Goulart *et. al* (2013), identificou os valores entre 127 e 163ppm de Sr, com concentração média de 145 ppm para os metacarbonatos do Complexo Batovi. (Tabela 10). Essa disparidade nos teores observados pode ser resultante de características peculiares de cada amostra, uma vez que, não se fez possível a correlação exata de localização da amostragem realizada por Goulart *et. al* (2013) e as amostras do presente trabalho.

Tabela 10. Resultados de Sr em ppm de metacarbonatos do Complexo Batovi obtidos por Goulart *et al.* (2013) e do presente trabalho.

	Amostra	Sr (ppm)
	Calcita mármores	
	BSG-17	163
	BSG-20	127
Goulart <i>et al.</i> (2013)	Mármore calcissilicáticos	
	BSG-16	73
	BSG-18	92
	Mármore dolomíticos	
	BAT-07B	28.4
	BAT-08A	52.6
	BAT-08B	62.8
	BAT-08D	76.9
Resultados FRX	BAT-08I	51.1
	BAT-08J	56.9
	BAT-08K	50.4
	BAT-08L	65.7
	BAT-09D	80.3
	BAT-09E	75

Nesse contexto, os dados de concentração de Sr em metacarbonatos de Goulart *et al.* (2013), com maiores teores de Sr, foram empregados no gráfico proposto por Guacaneme *et al.* (2017), como uma forma de avaliar o caráter isotópico primário ou pós-deposicional (Figura 21). Foram utilizados como correlatos dos metacarbonatos estudados nesse trabalho e relacionados com o valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos. No trabalho de Guacaneme *et al.* (2017), foram analisadas amostras de carbonatos da porção inferior da Formação Sete Lagoas. Segundo o método empregado, foi possível caracterizar os valores de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras de metacarbonatos como transitórios entre primários e pós-deposicionais.

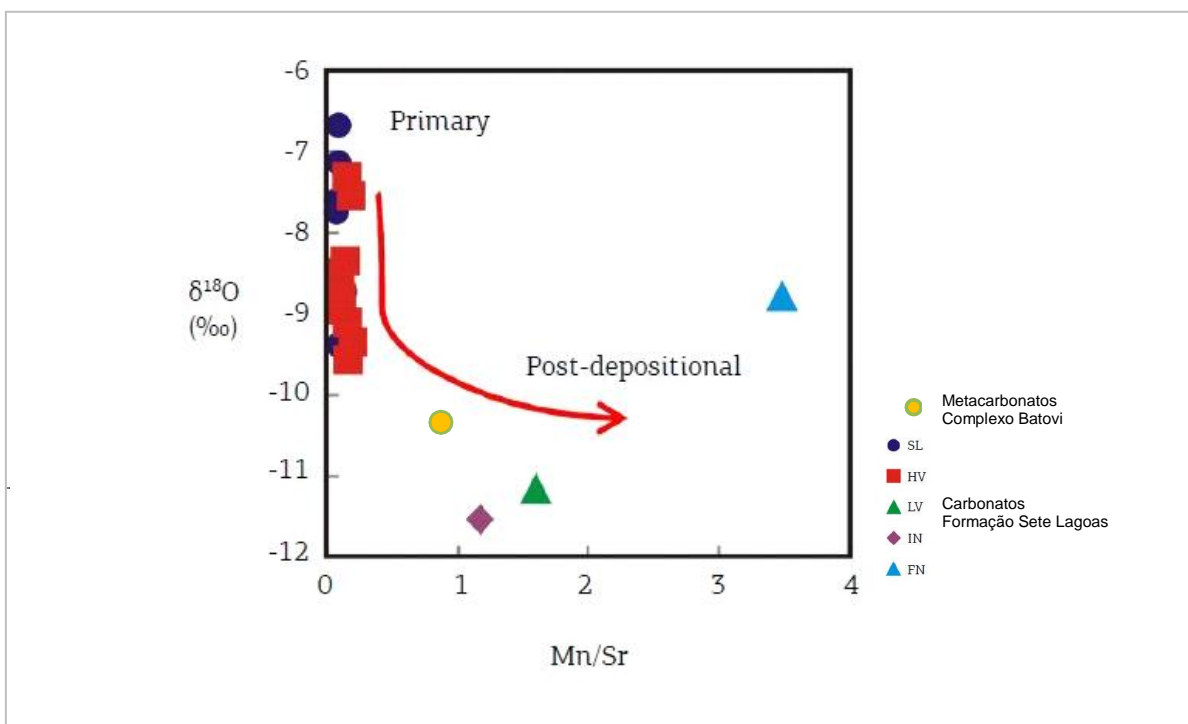


Figura 21. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ vs. Mn/Sr de Carbonatos da Formação Sete Lagoas e Metacarbonatos do Complexo Batovi mostrando assinaturas isotópicas de caráter deposicional ou pós-deposicional. Elipse vermelha demonstra a correlação das amostras. (Guacaneme et al. 2017)

Outro método amplamente utilizado para a caracterização das assinaturas isotópicas é o proposto por Jacobsen e Kaufman (1999). No primeiro gráfico (Figura 22) é mostrada a relação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e Mn/Sr. É possível observar que as amostras permaneceram no campo classificado como de origem isotópica primária. No segundo gráfico, onde os valores de $\delta^{18}\text{C}$ foram correlacionados com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ as amostras se posicionaram mais próximas ao campo que as caracteriza como diagenéticas. Esse comportamento se deve, principalmente, pela maior variabilidade isotópica do oxigênio.

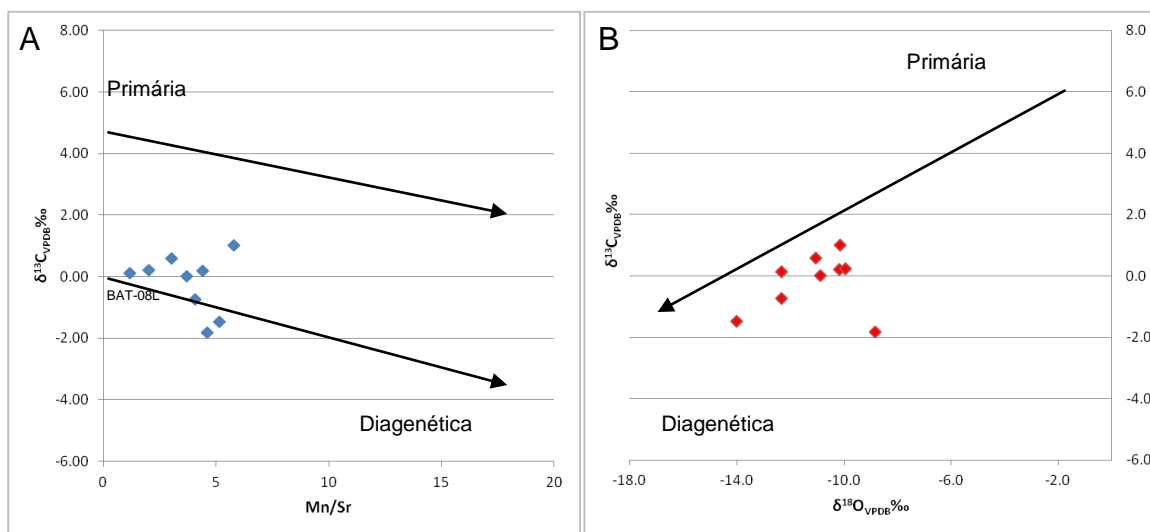


Figura 22. A) Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. Mn/Sr. B) Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. As setas indicam as trajetórias das composições isotópicas de em rochas carbonáticas, segundo caráter primário e diagenético. Adaptado de Jacobsen e Kaufman (1999).

As informações obtidas pela aplicação dos dados isotópicos e geoquímicos das amostras estudadas nos gráficos apresentados, permite admitir que as amostras apresentam caráter primário quanto a sua assinatura isotópica de ^{13}C . Sendo a amostra BAT-08L a com composição isotópica mais primária. Para os valores de $\delta^{18}\text{O}$ os resultados não se mostraram tão satisfatórios, o que foi interpretado como resultante do mais sensível sistema de fracionamento imposto ao oxigênio.

De acordo com Brand and Veizer (1980) e Banner and Hanson (1990), a interação entre carbonatos e fluidos intersticiais durante a diagênese, dolomitização ou metamorfismo pode ocasionar um aumento nas razões Rb/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr e um decréscimo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

Outro diagrama obtido que caracteriza a origem dos sedimentos carbonáticos em sua contextualização geológica de tipos de fluidos, por meio dos valores das

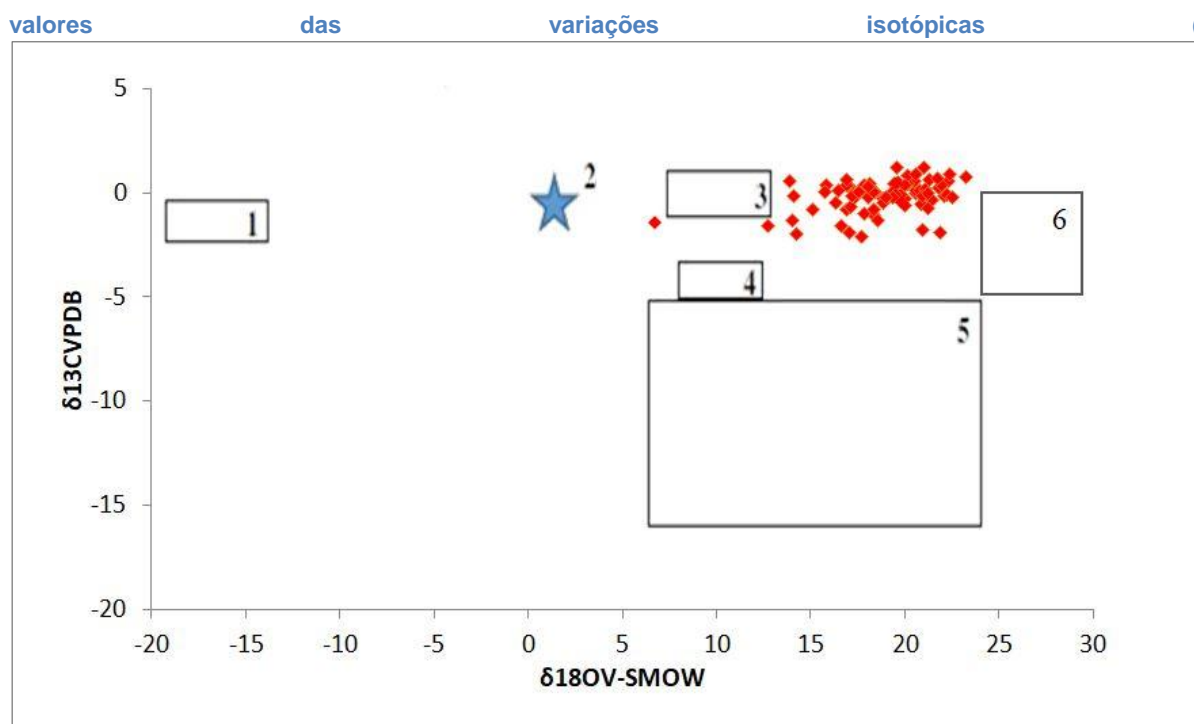


Figura 23). As amostras dos metacarbonatos do Complexo Batovi se situaram próximas ao campo dos carbonatos marinhos, segundo o eixo correspondente ao $\delta^{13}\text{C}$. Contudo, no eixo do $\delta^{18}\text{O}$, houve uma maior variância, com uma tendência dos valores para o campo dos fluídos metamórficos.

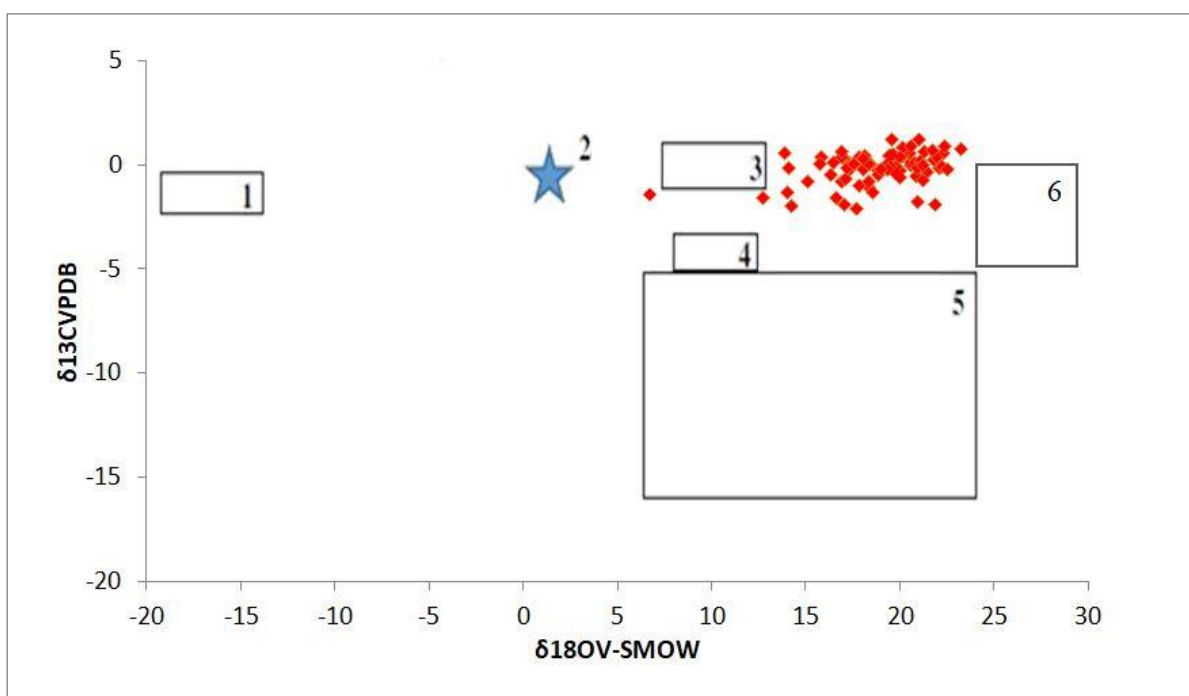


Figura 23. Diagrama das variações dos valores de O e C de vários contextos geológicos e tipos de fluídos nas escalas VPDB e VSMOW, respectivamente. 1- Águas meteóricas, 2 - Água do mar, 3 - Fluídos basinais, 4- Fluídos magmáticos, 5 - Fluídos metamórficos e 6 - Carbonatos marinhos. (Adaptado de Velez, 2017)

5.3.2. Assinatura isotópica do Oxigênio

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos nas análises isotópicas, relativos ao padrão VPDB, variam entre -13,30 e -8,24‰ (média de -10,28‰), como mostrado na Tabela 11.

Segundo Kaufman & Knoll (1995), os carbonatos neoproterozoicos apresentam com valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -10 e -5‰ e guardam o registro isotópico das águas marinhas durante os processos deposicionais, desse modo os resultados se tornam aplicáveis a estudos paleoambientais correspondentes ao carbonato primário. Entretanto, de acordo com (Banner & Hanson, 1990), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ devem ser considerados como marcadores sensíveis dos registros sedimentares carbonáticos, uma vez a presença de fluidos no interstício dos sedimentos durante os processos de diagênese, dolomitização ou metamorfismo das rochas carbonáticas, pode ocasionar um decréscimo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ que poderiam ser mais positivos na composição isotópica primária. Para as interpretações desse trabalho foram considerados os apontamentos de Kaufman & Knoll (1995), considerando os valores obtidos como primários para rochas neoproterozoicas.

Tabela 11. Resultados de $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras de metacarbonatos.

Amostra	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$
BAT-08J	-12.32
BAT-08L	-10.86
BAT-08I	-11.05
BAT-08H	-8.24
BAT-08G	-9.44
BAT-08F	-13.30
BAT-08E	-9.81
BAT-08C	-9.92
BAT-08B	-8.24
BAT-08A	-11.05
BAT-08K	-8.83
Média	-10.28

As interpretações a cerca do ambiente deposicional segundo os dados isotópicos de oxigênio possibilitam caracterizar como um ambiente marinho, de plataforma carbonática em sistema aberto, pois os valores negativos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$ indicam um enriquecimento em ^{16}O , o qual é amplamente retirado do ambiente em condições de altas taxas de evaporação, o que sugere que não se trataria de um ambiente evaporítico. Além disso, também esses dados identificam períodos interglaciais onde as águas oceânicas se apresentam relativamente mais salinas, já que os maiores teores de ^{16}O ficam armazenados nos reservatórios de gelo nos polos (Rodrigues (1995) Holser et al. (1996)).

5.3.3. Assinatura isotópica do Carbono

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos nas análises isotópicas, representados na unidade VPDB, variam entre -1,82 e 0,59 ‰ (média de -0,15‰), os valores respectivos a cada amostra analisada são listados na Tabela 12.

Tabela 12. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ nas amostras de metacarbonatos.

Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}\text{‰}}$
BAT-08J	-0.73
BAT-08L	0.13
BAT-08I	0.59
BAT-08H	-0.09
BAT-08G	0.72
BAT-08F	-0.14
BAT-08E	-0.45
BAT-08C	0.23
BAT-08B	0.01
BAT-08A	0.20
BAT-08K	-1.82
Média	-0.12

Os resultados obtidos nas análises possibilitam a interpretação dos carbonatos estudados como oriundos de um ambiente marinho. Uma alta produtividade orgânica e condições de temperaturas marinhas amenas são indicadas por valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$. Valores enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ também são atribuídos episódios de alta atividade tectônica e magmática, quando aumenta a disponibilidade de C de origem mantélica em comparação do carbono orgânico nos oceanos (Holser *et al.*, 1996).

Valores negativos expressam, por sua vez, transgressões marinhas e inundações de extensas plataformas carbonáticas com ocorrência de períodos de anoxia. Durante esses períodos transgressivos, ocorre um aumento da concentração de ^{12}C armazenado em camadas ou lentes de folhelhos entre os depósitos carbonáticos. Essa acumulação de ^{12}C nas águas oceânicas e posteriormente nos carbonatos pode ser indicativa de períodos glaciais como no que ocorreram durante Criogeniano, the Stuartiano (~720 Ma) e Marinoano (~635 Ma), em que houveram glaciações de baixa latitude (Halverson *et al.*, 2005, Hoffman & Li, 2009). Nesses períodos havia pouca produtividade biológica e fotossintética por organismos marinhos o que pode ser associado ao evento de “Snowball Earth” hypothesis (Kirschvink, 1992; Hoffman *et al.*, 1998). Em períodos posteriores aos de glaciação e com consequente aumento de temperaturas, regressão marinha e aumento de bioprodutividade nos oceanos, são registradas excursões negativas acentuadas de $\delta^{13}\text{C}$.

Valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ foram identificados por Guacaneme et al. (2017) na Formação Sete Lagoas, variam de 5‰ at the base that increase to 0‰, os quais, segundo o autor são datados para o período Stuartiano. Grotzinger *et al.*, 2000 identificou valores de 0.06 and 0.67‰ (VPDV) para $\delta^{13}\text{C}$ e sugere que sejam valores correspondente ao Neoproterozoico superior (Grotzinger *et al.*, 2000; Warren *et al.*, 2014). Ainda, segundo Buick *et al.* (1995), valores de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de 0‰ seriam correspondentes ao Mesoproterozoico.

Destaca-se a similaridade dos dados obtidos nesse trabalho com os adquiridos por Guacaneme et al. (2017). Os valores das razões isotópicas apresentados pelo autor, como pode ser visualizado na Figura 24. Os dados isotópicos dos metacarbonatos do Complexo Batovi são similares aos identificados na porção inferior da Formação Sete Lagoas.

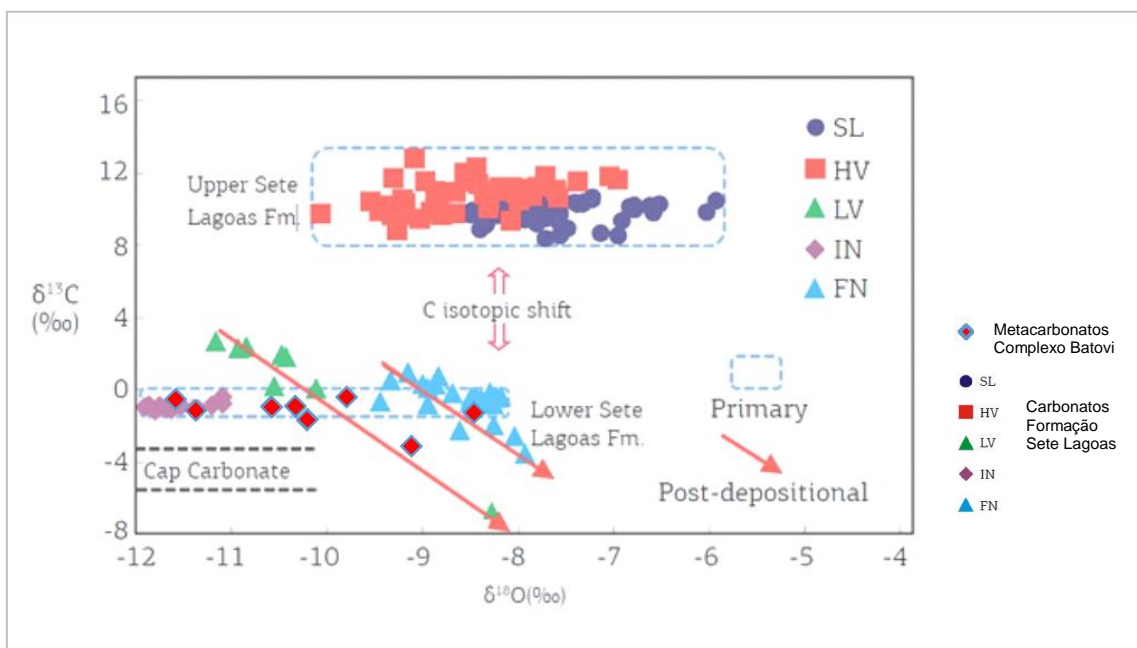


Figura 24. Diagram $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos da porção inferior da Fm. Sete Lagoas e dos metacarbonatos do Complexo Batovi, mostrando as assinaturas isotópicas deposicionais (primárias) e pós-deposicionais. (Adaptado de Guacaneme, 2017).

Na Figura 25a, é ilustrada a seção colunar da porção inferior de Sete Lagoas associada a variação isotópica identificada. A Figura 25b ilustra uma fotomicrografia dos carbonatos analisados pelo autor. Nota-se uma considerável

similaridade com as fotomicrografias apresentadas nos resultados petrográficos desse trabalho.

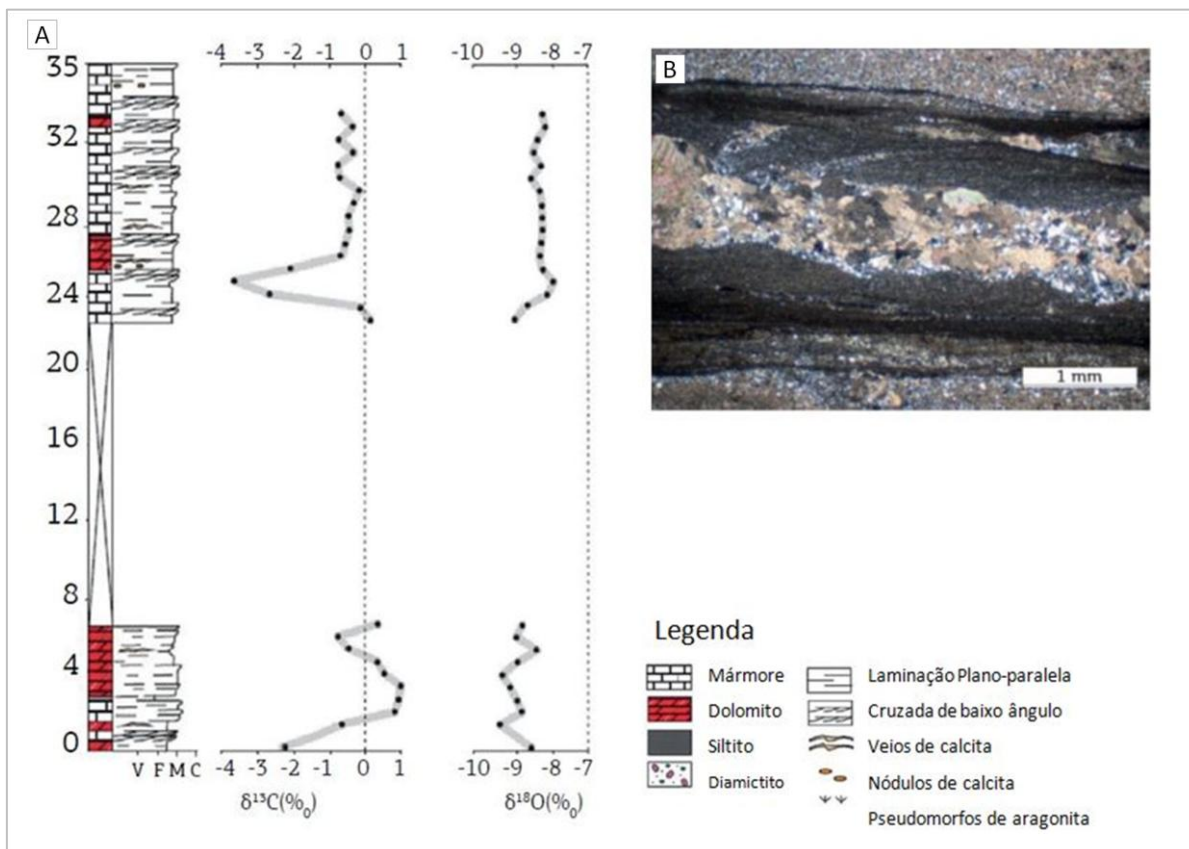


Figura 25. A) Seção colunar Funilândia, porção inferior da Fm. Sete Lagoas com perfil isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. B) Carbonato impuro com intercalações de camadas de argila, sedimentos detríticos e óxidos. (Adaptado de Guacaneme et al. (2017)).

Nesse contexto, os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ são considerados, nesse trabalho, como marcadores da composição isotópica dos carbonatos em seu momento de sedimentação.

5.4. Datação isotópica

Os valores das razões isotópicas de carbono e oxigênio foram posicionados nos diagramas de variação temporal da razão $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de das rochas carbonáticas no Neoproterozoico sugeridos por Jacobsen & Kaufman (1999). O posicionamento da amostra BAT-08L de metacarbonato do Complexo Batovi - considerada a amostra com composição mais primária - nesses diagramas foi realizado por meio da correlação dessas assinaturas isotópicas com a distribuição de amostras de rochas carbonáticas do Canadá, Rússia, Namíbia, Noruega e Groelândia, utilizadas por Jacobsen & Kaufman (1999) na construção da curva de variação isotópica. Para a contextualização temporal dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos, foram considerados os eventos tectônicos relacionados ao Complexo Batovi, assim como, dados geocronológicos existentes. O evento tectônico que se tem registro é o de metamorfismo do Complexo Batovi (EMCB), datado pelo diagrama isocrônico da razão Rb-Sr, sendo estabelecida a idade de 669 ± 13 Ma (Schmitt, 1995), e a idades registradas em grãos detríticos de zircão do Complexo Batovi (ZrCB) datados pelo método convencional U-Pb, resultando em uma idade de proveniência de 1.764 ± 33 Ma (Laux *et al*, 2010). Esses eventos estão destacados nos diagramas apresentados.

Segundo o diagrama das variações isotópicas do $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 26) durante o Neoproterozoico. Considerando o evento de metamorfismo do Complexo Batovi é datado de 669 ± 13 Ma e que os zircões detríticos dessa unidade registram uma idade de 1.764 ± 33 Ma, há um significativo período de pelo menos de 1000 Ma, no qual os carbonatos podem ter sido depositados na bacia sedimentar de origem.

Para determinação da correspondência das composições isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ a uma única idade de sedimentação é analisada a sobreposição dos gráficos. Dessa forma, sugere-se, conforme observado nas Figura 26Figura 27, que a idade aproximada da sedimentação dos carbonatos estaria no intervalo de 715 a 720 Ma.

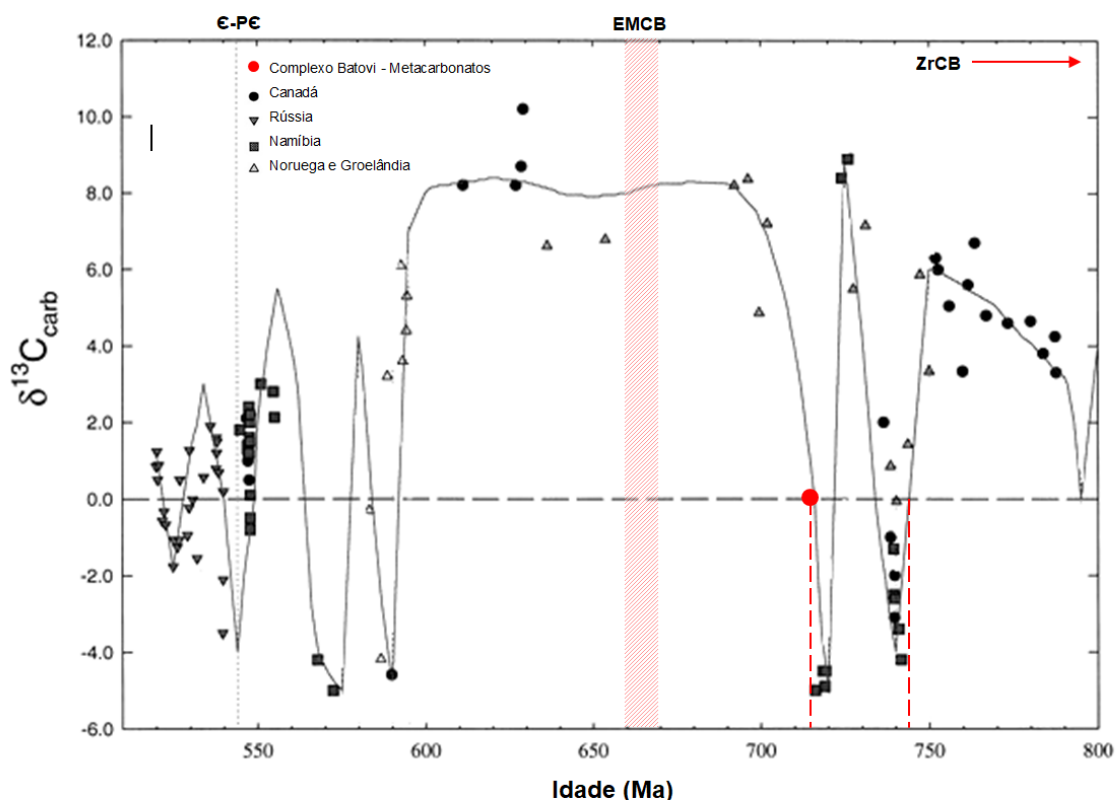


Figura 26. As linhas tracejadas e os campos verticais representam idades estimadas e os limites chave dos eventos tectônicos identificados no Complexo Batovi, conforme descrito no texto, enquanto a linha pontilhada representa o limite entre Cambriano-Pré-Cambriano. O ponto em vermelho indica a idade relativa sugerida. As siglas no eixo superior do diagrama são: C-CP – Cambriano-Pré-Cambriano; EMCB – Evento de Metamorfismo do Complexo Batovi e ZrCB – Idades dos zircões detriticos resetados do Complexo Batovi. Diagrama de variação temporal do $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos. Modificado de Jacobsen & Kaufman (1999).

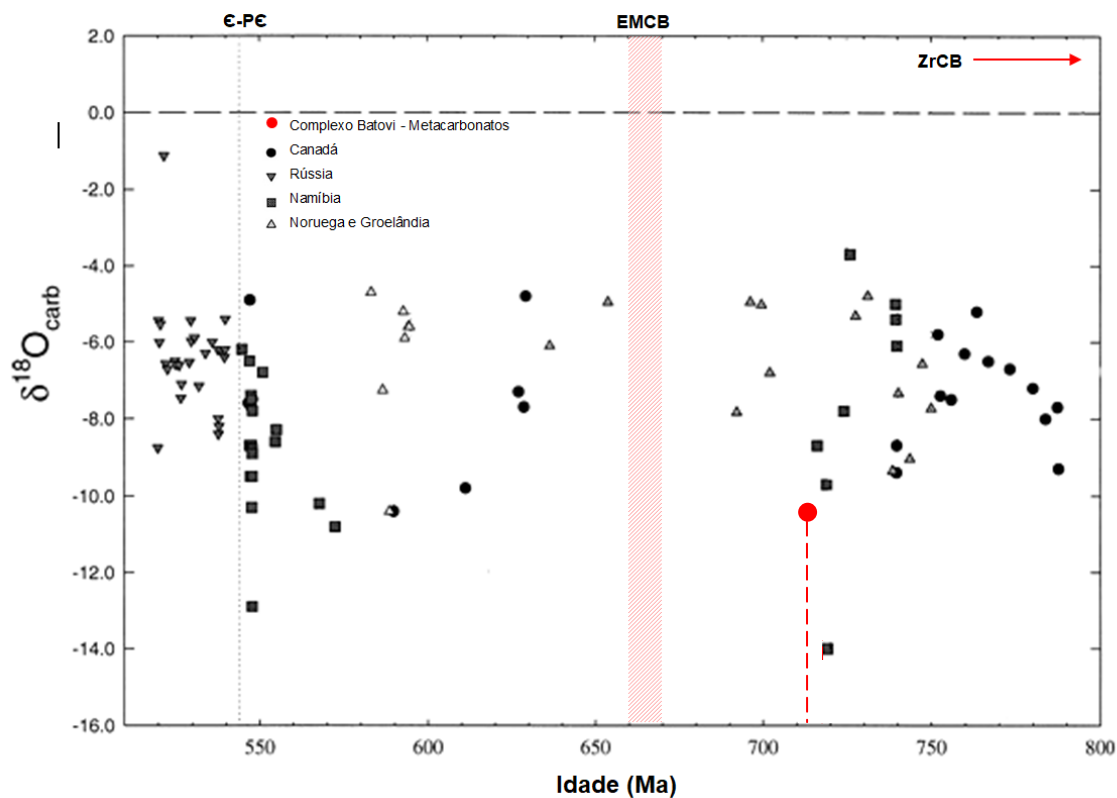


Figura 27. As linhas tracejadas e os campos verticais representam idades estimadas e os limites chave dos eventos tectônicos identificados no Complexo Batovi, conforme descrito no texto, enquanto a linha pontilhada representa o limite entre Cambriano-Pré-Cambriano. As siglas no eixo superior do diagrama são: C-CP – Cambriano-Pré-Cambriano; EMCB – Evento de Metamorfismo do Complexo Batovi e ZrCB – Idades dos zircões detriticos resetados do Complexo Batovi. O ponto em vermelho indica a idade relativa sugerida. Diagrama de variação temporal do $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos. Modificado de Jacobsen & Kaufman (1999).

5.5. Evidências fossilíferas

Para iniciar as considerações sobre os resultados do registro fossilífero identificado nesse trabalho, se faz necessária uma breve contextualização, com conceitos e definições sobre estromatólitos e tapetes microbiais. A atividade de microrganismos desempenha um importante papel na formação dos carbonatos biogênicos. No período do Pré-Cambriano, os carbonatos eram comumente dolomíticos e constituídos por estromatólitos, gerados especialmente pela ação de micróbios e cianobactérias (algas azuis e verdes) (Tucker, 1981), como pode ser visto no gráfico de distribuição taxonômica na Figura 28.

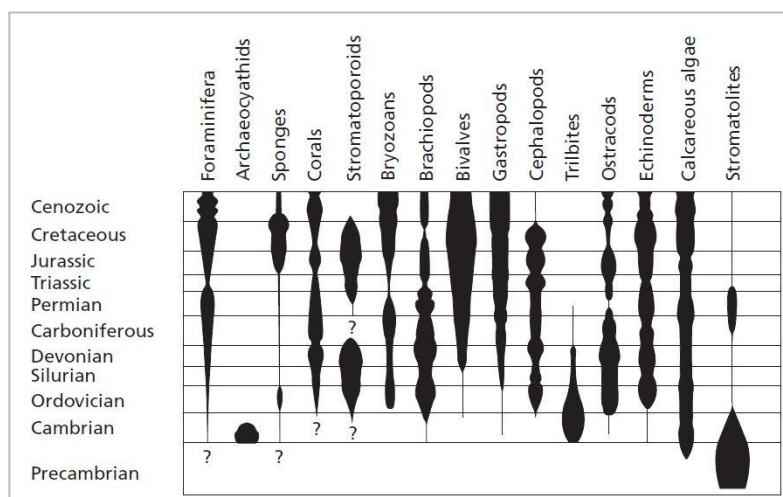


Figura 28. Idade de distribuição e generalização taxonômica de organismos formadores de carbonatos. Modificado de (Tucker, 1981)

Uma das primeiras definições para estromatólitos foi proposta por Kalkowsky (1908), na qual são definidos como sedimentos microbiais e que apresentam distintas laminações em uma seção vertical. Essa conceituação pode ser empregada facilmente aos exemplos de tapetes microbiais litificados (biogênicos) do período Fanerozóico, mas se tornou simplória para os estudos dos registros fossilíferos de maior ancestralidade (Riding, 2011). De acordo com o autor, evidências mostram que estromatólitos de idade Pré-Cambriana, costumam conter,

ou também podem ser unicamente formados por camadas abiogênicas. Neste caso, são denominados de *Hybrid Crust* (Riding, 2008). Essa variância para as definições dos estromatólitos reflete a complexidade do estudo dessas estruturas no registro geológico. Nesse contexto é apresentado por Riding (2011) o conceito: *Estromatólitos são sedimentos microbiais macroscopicamente laminados com ou sem interlaminação de precipitados abiogênicos.*

Como uma forma de distinção entre os estromatólitos microbiais, *Hybrid Crust* e camadas de precipitação carbonática abiogênica, Riding (2011) propõe o uso da interpretação da macro e microfábrica, que se apresente suficientemente bem preservada. Na Figura 29a resume-se a caracterização de estromatólitos microbiais (biogênicos) por lâminas de textura de grãos finos e micrítica, com laminação que pode ser irregular. Já os estromatólitos do tipo *Hybrid Crust*, apresentam uma fábrica micrítica e espática. Os estromatólitos abiogênicos, por sua vez, apresentam uma fábrica composta por espato em lâminas regulares. (Riding, 2008).

Segundo o mesmo autor, os estromatólitos microbiais são caracterizados por uma fábrica microcristalina com componentes irregulares e com pouca fábrica macrocristalina. A microfábrica estromatolítica, pode ser densa, grumoso, peloidal e/ou filamentosa (Riding, 2000). Ocorre grande dominância de micrita e microespato, podendo conter fenestras e grãos alóctonos. Na escala macroscópica, o autor sugere que estromatólitos microbiais podem apresentar camadas descontínuas ou pobremente definidas, além de incorporações de grãos no tamanho areia em uma matriz fina. Os estromatólitos microbiais tiveram aumento de ocorrência a partir do Neoproterozoico e Fanerozoico (Riding, 2008).

5.5.1. Microbialitos e estromatólitos

Aitken (1967) definiu previamente um diferente conceito aos tapetes microbiais, sugerindo o termo de “laminito criptoalgálico”, para estruturas carbonáticas com laminação plana e evidência de atividade de algas. Burne and Moore (1987) atribuíram posteriormente aos estromatólitos um novo termo:

microbialito. De acordo com os autores, microbialitos são depósitos organossedimentares resultantes da atividade de comunidades microbiais bentônicas, com acréscimo por *trapping e binding* de sedimentos detríticos e/ou precipitação mineral, incluindo tufas microbiais formadas quando o material de micro-organismos é incorporado durante a precipitação inorgânica do carbonato. É sugerido que sejam denominados de estromatólitos, os microbialitos com laminação macroscópica e de trombolitos, os microbialitos sem uma laminação bem marcada. Na Figura 29 é apresentada uma figura que representa a classificação sugerida. Os trombolitos também foram classificados por Tucker (1981), como estromatólitos de laminação incipiente e textura coagulada, possivelmente formados por cianobactérias cocóides.

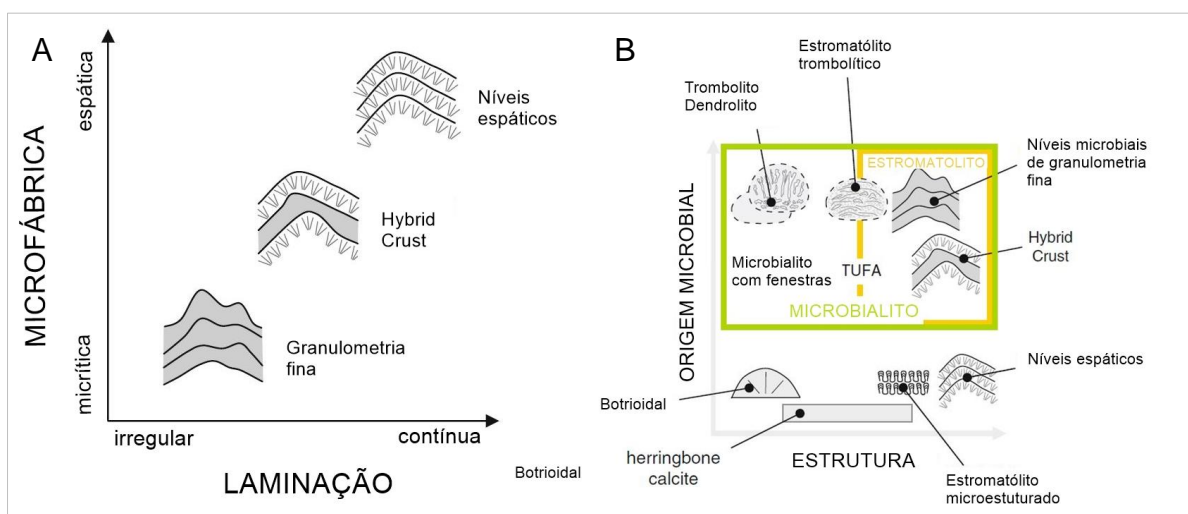


Figura 29. A) Representação conceitual entre a laminação e a microfábrica na classificação de microbialitos. B) Diagrama das categorias de carbonatos autígenicos de crostas carbonáticas comparados com carbonatos de origem microbial. Os principais grupos de microbialitos (retângulo verde) são os estromatólitos Kalkowsky (1908) e trombolitos, juntamente com os carbonatos microbiais não laminados (dendrolitos), assim categorizados por (Burne and Moore 1987). Exemplos de depósitos carbonáticos abiogênicos são apresentados na porção inferior do diagrama. (Modificado de Sumner and Grotzinger 2000, 2004; Riding, 2008).

Tucker (1981) diferencia microbialitos e dos demais estromatólitos, principalmente pela estruturação do tapete microbial. Segundo o autor, microbialitos são laminados com uma espessura de poucos milímetros, podendo ser centimétrica. A variabilidade da espessura em tapetes microbiais pode ser utilizada como uma ferramenta de distinção de outros depósitos laminados. A alternância da

laminação ora rica em material orgânico, ora rica em partículas sedimentares incorporadas, marca o avanço do crescimento do tapete microbial. Já os estromatólitos dômicos apresentam uma laminação contínua de um domo ao outro, com ocorrência centimétrica e métrica. Os estromatólitos colunares, por sua vez, são estruturas individualizadas que podem atingir grandes metros de altura. Para o período do Pré-Cambriano, segundo registros estratigráficos, havia ocorrência de estromatólitos complexos, formados pela combinação de mais de um tipo de estrutura formada pelos tapetes microbiais.

Cabe lembrar que a variação morfológica de microbialitos depende de fatores ambientes como a profundidade da coluna d'água, a energia de onda e a taxa de sedimentação no ambiente deposicional (Tucker, 1981).

No tocante ao ambiente de formação, considerando-se um ambiente de plataforma carbonática em perfil de rampa, os domos e colunas estromatolíticas são típicos de rampa externa, os tapetes microbiais podem ser encontrados em ambientes de rampa intermediária a externa, de composição argilo-arenosa, tanto em ambientes carbonático como no siliciclástico, assim como em lagos salinos, quando do ambiente de laguna-barreira. As comunidades algálicas e bacterianas desenvolvem-se em superfícies sedimentares iluminadas e secas (Riding, 2011). A variação vertical dos níveis dos tapetes microbiais é condicionada pela energia do ciclo microbial e condições físico-químicas do ambiente.

Segundo Tucker (1981), os tapetes orgânicos ocorrem em superfícies sedimentares de baixa a média latitude, em ambiente marinho ou não marinho, desde profundidades moderadas de até áreas de supramaré, e também em lagos frescos ou hipersalinos e pântanos. Os microbialitos estariam condicionados a desenvolver-se em um ambiente protegido como plataformas com influência de marés.

5.5.2. *Microbialitos do Complexo Batovi*

Segundo os aspectos texturais e a laminação identificada, observados nas análises petrográficas, a intercalação de níveis micríticos, margosos e de matéria

orgânica permitem caracterizar esses carbonatos como depósitos biossedimentares, formados pela interação entre comunidades microbianas bentônicas e sedimentos (Burne & Moore, 1987). O aspecto estratiforme gerado pelos níveis plano-paralelos indica a formação de biostromas.

O processo de formação dessas feições é consituído pela precipitação mineral em uma matriz orgânica, formada normalmente por cianobactérias, onde a precipitação dos carbonatos é bioinduzida (Dupraz *et al.*, 2009). A intercalação de níveis margosos e até mesmo de lentes de material siliciclástico é gerada por processos de aglutinação denominados de *trapping* e *binding*, quando cianobactérias, normalmente filamentosas, aprisionam e englobam sobre os tapetes microbianos, os sedimentos presentes nos influxos de água sobre as colônias (Noffke *et al.*, 2001, 2003).

Os aspectos texturais finais dos microbialitos podem ser controlados pelo tipo de cianobactéria presente no tapete microbial (Hoffmann, 1976). Segundo o autor, cianobactérias filamentosas produzem estruturas tipicamente laminadas, enquanto cianobactérias do tipo cocóides geram estratos maciços resultantes de sua estrutura colonial. Dessa forma, a morfologia final dos microbialitos, maciça ou estratiforme, é condicionada ao tipo de cianobactéria. A alternância entre um tipo ou outro está relacionada às condições físico-químicas e hidrológicas do ambiente, como salinidade, temperatura, concentração de íons, lâmina d'água dentre outros. (Walter, 1976).

No contexto do registro fossilífero do Complexo Batovi, Schmitt (1993) apontou a ocorrência do registro fóssil mais antigo do estado do Rio Grande do Sul, representado pela fácies laminito, gerada por atividade orgânica de colônias cianofíticas bentônicas (cianobactéria), sugerindo a classificação como laminito criptomicrobial. A autora ainda apontou a ocorrência de formas cocóides e formas filamentosas em análises petrográficas.

As amostras estudadas neste trabalho corroboram com o que foi apresentado por Schmitt (1993). Contudo, buscou-se por uma investigação mais detalhada da origem orgânica dos metacarbonatos. Além da análise macroscópica e microscópica foram contextualizados os resultados geoquímicos apresentados. Uma das interpretações sugeridas é a de que a baixa ocorrência de material grafitoso, nas amostras em enfoque, sugere que o material carbonoso ainda se

mantem bem preservado e pode, portanto ser utilizado para investigações de sua origem. De acordo com Terra *et al.* (2010), a recorrência de laminações delgadas, plano-paralelas e com superfícies crenuladas, atesta um origem microbial para as amostras analisadas.

Segundo a contextualização apresentada, é possível caracterizar o metacarbonato estudado como uma rocha metamorfizada de protólito carbonático, sendo que este possui uma textura fina e lâminas irregulares, portanto, caracterizando-se como de origem biogênica.

Segundo os resultados obtidos pela análise molecular do carbono, numerosas espécies de carbono orgânico foram identificadas, estas classificadas segundo biomarcadores, que indicam a origem bacteriana e algálica. Tais resultados comprovam a origem microbial e algálica dos metacarbonatos. Dessa forma, é possível caracterizar os níveis de material de coloração escura como pertencentes à assembleia de microfósseis contida nos metacarbonatos.

Considerando as características identificadas nas amostras dos metacarbonatos, tanto em campo, quanto na microscopia, se torna possível a classificação das rochas sedimentares de origem, como microbialitos, sendo estes caracterizados em detalhe como laminitos microbiais (Terra *et al.*, 2010).

Os resultados obtidos pelas análises moleculares de carbono orgânico possibilitaram caracterizar a ocorrência de registros biogênicos nas amostras de metacarbonatos. Sendo evidenciada a antecedente ocorrência de bactérias fotossintetizantes (cianobactérias) e algas vinculadas aos sedimentos carbonáticos. Tais registros foram observados pelos numerosos picos nos cromatogramas, referentes a distintas espécies de carbono orgânico e de origem bacteriana, segundo interpretações de bioindicadores.

Estudos mais aprofundados referentes à natureza de cada molécula carbonosa segundo fontes de matéria orgânica, paleoambiente deposicional também podem ser realizados, contudo não foram enfatizados no trabalho apresentado. Parâmetros analíticos possibilitaram inferir que os registros de biodegradação e de influência térmica são característicos das amostras analisadas, possivelmente, devido ao grau metamórfico ao qual a rocha foi submetida e alteração subaérea. Nesses processos, as cadeias de carbono complexas se rompem e enriquecem as taxas de cadeias simples presentes nas amostras.

5.6. Paleoambiente deposicional

No contexto de interpretações paleoambientais, os estudos já realizados no Complexo Batovi caracterizam o complexo segundo uma formação de depósitos de fundo marinho, depósitos turbidíticos progradantes e depósitos arenosos de mar raso Schmitt (1995). Em resumo, segundo a autora, as litologias do Complexo Batovi se integrariam em um ambiente de sedimentação marinho raso. Nessa interpretação não é sugerido um ambiente deposicional para os metacarbonatos do complexo, dessa forma o presente trabalho visa proporcionar uma discussão sobre esse paleoambiente considerando os dados de campo, petrográficos e geoquímicos apresentados. Destaca-se a utilização das informações obtidas com os valores das variações isotópicas de carbono e oxigênio e o registro fossilífero identificado pelas análises petrográficas.

A utilização dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ se baseia no referencial bibliográfico, que aponta os valores e seus ambientes correspondentes. Um método sugerido por Santos (2000) é o emprego dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na equação obtida por Keith e Weber (1964), abaixo descrita.

$$Z=a(\delta^{13}\text{C}+50)+b(\delta^{18}\text{O}+50)$$

onde as constantes a e b tem valor de 2,048 e 0,498 respectivamente. Segundo os autores, rochas carbonáticas que apresentarem valores de $Z > 120$ podem ser classificadas como marinhas, enquanto que os resultados de $Z < 120$ são considerados indicadores de depósitos sedimentares de água doce, como ambientes lagunares. Aplicando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos neste trabalho na equação apresentada, o resultado médio das amostras foi de $Z=122$ (Tabela 13). Configurando-se, portanto, como referentes a um ambiente deposicional marinho.

Tabela 13. Classificação do ambiente deposicional de carbonatos segundo a equação de Keith e Weber (1964).

Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}\text{‰}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}\text{‰}}$	Z	Ambiente
BAT-08J	-0.73	-12.32	120	Marinho
BAT-08I	0.59	-11.05	123	Marinho
BAT-08H	-0.09	-8.24	123	Marinho
BAT-08G	0.72	-9.44	124	Marinho
BAT-08F	-0.14	-13.30	120	Marinho
BAT-08E	-0.45	-9.81	121	Marinho
BAT-08C	0.23	-9.92	123	Marinho
BAT-08B	0.01	-10.86	122	Marinho
BAT-08A	0.20	-10.15	123	Marinho
BAT-08K	-1.62	-8.93	120	Marinho
Média	-0.13	-10.40	122	Marinho

O registro fossilífero identificado como tapetes microbiais, estruturados em camadas plano-paralelas e com uma laminação centimétrica e milimétrica, caracteriza um ambiente de baixa energia e baixas taxas de aporte de sedimentar. Contudo, as intercalações entre níveis margosos e níveis micríticos, sugerem uma constante oscilação no sistema, onde ocorrem maiores contribuições siliciclásticas, por meio de fluxos, intercaladas com precipitação de material carbonático microcristalino, que engloba os sedimentos em sua estrutura.

Sugere-se que esse ambiente seja representado por uma plataforma continental carbonática (Figura 30), onde na região da supramaré tenham se desenvolvido as condições de deposição para o material siliciclásticos e a formação dos tapetes microbiais, uma vez que nesse ambiente as comunidades algálicas e bacterianas poderiam ter se desenvolvido nas superfícies sedimentares iluminadas e secas em períodos de nível de mar baixo (Riding, 2011).

Caracterizados nesse trabalho como microbialitos, os carbonatos do Complexo Batovi, estariam condicionados a desenvolver-se em um ambiente protegido como plataformas continentais com influência de maré (Tucker, 1981).

Os valores isotópicos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para as amostras sugerem que o ambiente deposicional plataformal seja de um sistema aberto, no qual a composição isotópica seja representativa da assinatura isotópica de águas marinhas globais.

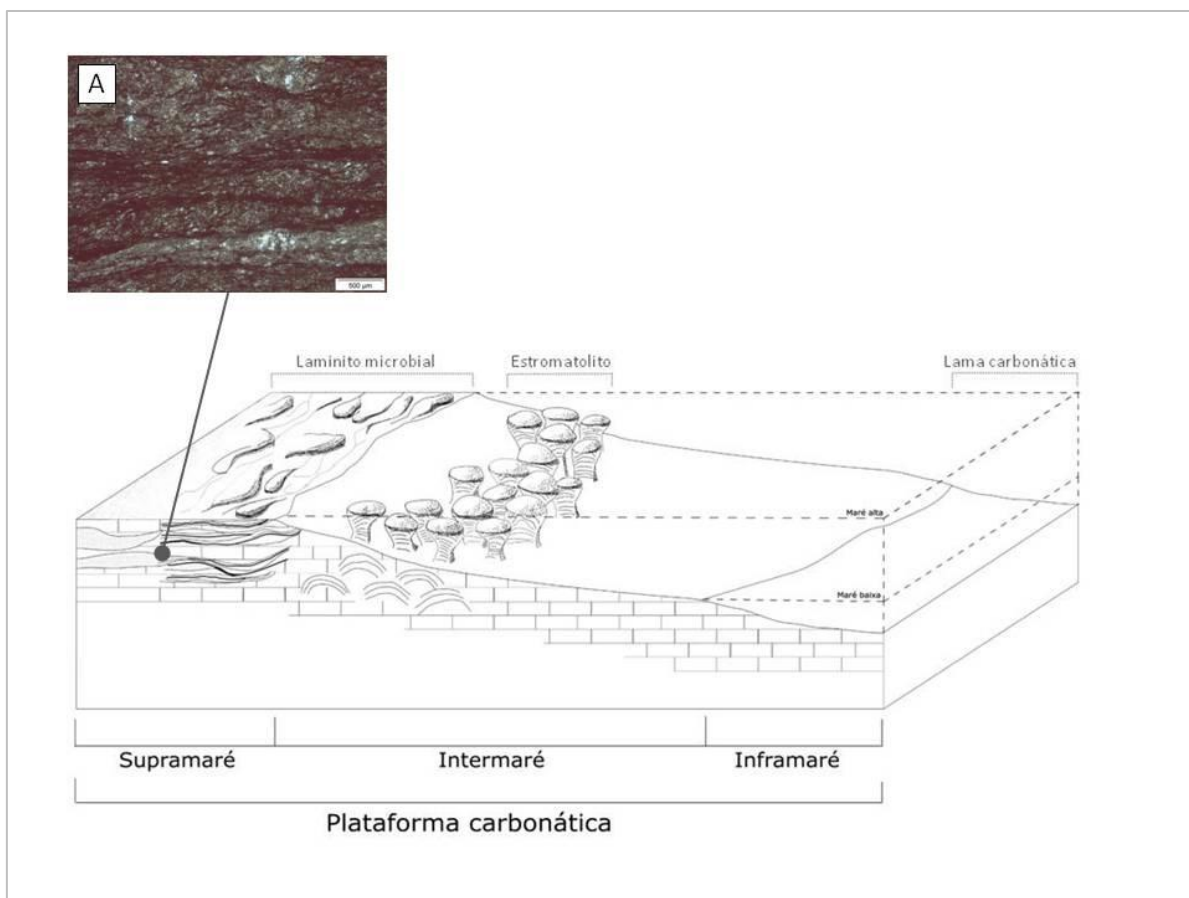


Figura 30. Modelo deposicional sugerido para os carbonatos que deram origem aos metacarbonatos do Complexo Batovi. A) Lâmina delgada de metacarbonato do Complexo Batovi, amostra BAT-08K.

6. CONCLUSÕES

Os dados petrográficos e geoquímicos possibilitaram a classificação dos metacarbonatos do Complexo Batovi como mármore calcítico-dolomítico a dolomítico, com teores significativos de quartzo. Essa classificação contrapõe a proposta pela bibliografia consultada, onde é sugerida a denominação de mármore calcissilicático e calcítico.

A aplicação de diferentes métodos para identificação das composições isotópicas primárias revelou que os valores primários de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram preservados durante os processos de metamorfismo. Essas composições puderam ser ajustadas às variações temporais desses elementos nas águas marinhas. Ressalta-se a maior variância no comportamento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

A aplicação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos metacarbonatos do Complexo Batovi, nas curvas de variações isotópicas do Neoproterozoico, possibilitou uma datação relativa. Foi possível estimar um período correspondente à deposição dos carbonatos que deram origem aos metacarbonatos existentes hoje no complexo, cujo período sugerido é estabelecido entre 715 e 720 Ma.

A evidência de registros fossilíferos identificados contribuiu para a classificação dos carbonatos como microbialitos, sobretudo como laminitos microbiais. Essa definição corrobora com Schmitt (1993), que apontou a ocorrência dos fósseis mais antigos do Rio grande do Sul no Complexo Batovi. Contudo, ainda cabe um maior refinamento à investigação da matéria orgânica que o compõe e a correspondência com as assinaturas isotópicas dos metacarbonatos, o que possibilitaria maiores precisões na identificação dos tipos de organismos responsáveis pela estruturação dessas rochas, assim como para as interpretações paleoambientais.

REFERÊNCIAS

Allegre, C. J. 2008. *Isotope geology*. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido.

Almeida, C.P. 2018. Caracterização petrográfica e análise de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) nos carbonatos da Pedreira Matarazzo em Pedro Osório, RS. Pelotas. 102p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Engenharia Geológica, Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas

Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NORDESTE*, Atas 8, Campina Grande, p. 361-391.

Aitken, J.D. 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* (37): 1163–1178

Babinski M., Vieira L.C. & Trindade, R.I.F. 2007. Direct dating of Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, (19): 401-406.

Banner, J.L. & Hanson, G.N., 1990. Calculations of simultaneous isotopic and trace element variations during water–rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim.* (54): 3123–3137.

Borba, A.W., 2006. *Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozoico e Paleozoico inferior do Escudo Sul-Rio-Grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Porto Alegre. 474p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade do Rio Grande do Sul.

Brand, U. & Veizer, J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 1: Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 50,(4): p.1219 - 1236.

Bucher, K.& Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin-Germany, Springer-Verlag. 318p.

Buick, R., Thornett, J.R., McNaughton, N.J., Smith, J.B., Barley, M.E. & Savage, M., 1995, Record of emergent continental crust similar to 3.5 billion years ago in the Pilbara craton in Australia: *Nature*. (375): 574–577.

Burke, W.M., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B., 1982. Variations of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology* (10): 516–519.

Burne, R. V., & Moore, L. S. 1987. Microbialites Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*. (2): 241–254.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.

Denison, R.E.; Koepnick, R.B.; Fletcher, A.; Howell, M.W. & Callaway, W.S. 1994. Criteria for the retention of original seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in ancient shelf limestones. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, (112): 131-143.

Dupraz, C., Reid, R. P., Braissant, O., Decho, A. W., Norman, R. S., & Visscher, P. T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96(3): 141–162.

Fairchild, T.R. 2015. *Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente: um atlas*. Rio Claro. UNESP, IGE, UNESPetro. 395 p.

Faure, G. 1986. *Principles of isotope Geology*. New York, 2nd edition, 562 pp.

Fernandes, L.A., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5(1): 77-96.

Fragoso César, A. R. S.; Figueiredo, M. C. H.; Soliani JR., E. & Faccini, U. F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/EoPaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. (3): 1322 – 1343.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., KraemeR, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), p. 351-374.

Flügel, E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretations and application*. Ed Springer. 984 p.

Fölling P.G. & Frimmel H.E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, (14):69-88.

Fragoso Cesar, A. R. S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, 362p

Goulart, C.V. 2017. *Integração de Dados de Sensoriamento Remoto, Aerogeofísicos e Geológicos na Delimitação do Lineamento de Ibaré,RS*. Porto Alegre, 147p. Monografia de Conclusão de Curso – Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Goulart, R.V.; Remus, M.V.D. & Reis, R.S. 2013. Composição isotópica de Sr, C e O e geoquímica de ETRs das rochas carbonáticas do Bloco São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 40 (1): 75-9

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

Guacaneme, C., Babinski, M., Paula-Santos, G. M. de, Pedrosa-Soares, A.C. 2017. C, O, and Sr isotopic variations in Neoproterozoic-Cambrian carbonate rocks from Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), in the Southern São Francisco Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(3): 521-543.

Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117: 1181-1207.

Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T. & Barovich, K.M., 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182:337-350.

Halverson, G. P. & Shields-Zhou, G. 2011. Chemostratigraphy and the Neoproterozoic glaciations. In: Arnaud, E., Halverson, G.P. & ShieldsZhou, G. (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs, 36, 51–66

Hartmann, L.A.; Porcher, C.C. & Remus, M.V.D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. *In: Holz, M.; De Ros, L.F. (eds.). Geologia do Rio Grande do Sul.* 445p.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. *In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). 50 anos de Geologia.* Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, CIGO/UFRGS, p. 97-123.

Hoefs J. 2004. *Stable Isotope in Geochemistry.* 5. ed. Germany: Springer- Verlag, 244 p.

Hoefs J. 2009. *Stable isotope geochemistry.* 6th eds. Springer., 285p.

Hofmann, H. J. 1976. Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. In M. R. Walter (Ed.), *Developments in sedimentology.* New York, Elsevier Scientific Publishing Company, p. 261-271.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J. & Halverson, G.P. 1998. Comings and goings of Global glaciations on a Neoproterozoic Tropical Platform in Namibia. *GSA Today*, 8(5): 1-10

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

Hoffman P.F. & Li Z.X. 2009. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* (277):158-172.

Holser W.T., Magaritz M., Ripperdan R.L. 1996. Global Isotopic Events. In: Walliser O.H. (edit.). *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic.* Springer Verlag. p. 63-88.

Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology* 16.p. 37–57.

Kalkowsky E (1908) Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft.* (60): 68–125.

Kaufman, A.J., Hayes, J.M., Knoll, A.H., Germs, G.J.B., 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian*. (49): 301–327.

Kaufman A.J., Jacobsen S.B. & Knoll A.H. 1992. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Tindir Group, northwestern Canada, as a test case. *Geology*. (20): 181-185.

Kaufman, A.J. & Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the $\delta^{13}C$ composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications: *Precambrian Research*, v. 73, p. 27–49.

Keith, M. L., Weber, J. N. 1964. Carbon and oxygen isotope composition of selected limestone and fossil. *Geochim.* (28): 1787-1816.

Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic low latitude glaciations: the snowball Earth. In: Schopf J.W. & Klein C. (eds.), *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 51-52.

Knoll, A. H., Hayes, J. M., Kaufman, A. J. Sweet, Lambert, I. B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321: 832-838.

Knoll, A.H., Walter, M.R., 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature* (356): 673–678.

Laux, J.H., Bongiolo, E.M., Chemale Jr, F. & Santos, T.C. 2010. U-Pb of Cerro Batovi Metamorphic Complex. First record of statherian rocks in the Rio Grande do Sul state–Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, v. 7., 2010, Brasilia, Boletim de Resumos ..., p. 78-81.

Laux, J. H.; Bongiolo, E.M; Klein, C. & Iglesias C.M. de F. 2012. Programa de Geologia do Brasil-PGB. *Folha Lagoa da Meia Lua, SH.21-Z-B-VI*. Estado do Rio Grande do Sul. Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000.

Laux, J.H. 2017. Geologia e recursos minerais da Folha Lagoa da Meia-Lua – SH. 21-Z-B-VI, Escala 1:100.000. Porto Alegre. CPRM, 2017. 255p

Melezhik, V.A.; Roberts, D.; Fallick, A.E.; Gorokhov, I.M.; Kusnetzov, A.B. 2005. Geochemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy. *Chemical Geology*, (216): 203-224.

Neis, L. P. 2013. Porto Alegre. 61 p. *Geoquímica de metacarbonatos do Escudo Sul-rio grandense na região de Caçapava do Sul e Arroio Grande, RS*. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Neis, L. P. 2017. Porto Alegre. *Aplicação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e geoquímica em mármores do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Dissertação de mestrado, Programa de pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociência, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Nesse W.D. 2013. *Introduction to optical mineralogy*.

Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., & Krumbein, W. E. 2001. Microbially induced sedimentary structures – a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5): 649–656.

Noffke, N., Gerdes, G., & Klenke, T. 2003. Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty, and evaporitic carbonatic). *Earth-Science Reviews*, 62(1-2): 163–176.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. 2011. The Rio de la Plata Craton, a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201-220.

Oyhantçabal, P.; Oriolo, S.; Philipp, R.P.; Wemmer, K.; Siegesmund, S. 2018. The Nico Pérez Terrane of Uruguay and Southeastern Brazil. In: Siegesmund, S. et al. (eds.). *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*. p 161-188.

Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 461-478.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M. & Chemale Jr., F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil based on geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 83-104.

Press, F.; Siever, R.; Grotzinger, J.; Jordan, T.H. 2006. Para Entender a Terra 4ª edição. Tradução: Menegat, R. Porto Alegre, Bookman. 656 p.

Raphela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spaletti, L., Poiré, D. & Baldo, E.G. 2011. The Rio de La Plata craton and the adjoining Pan-African-Brasiliano terranes: their origins and incorporation into southwest Gondwana. *Gondwana Research*, 20: 673-690.

Reeder, R. J., 1983. *Carbonates: Mineralogy and chemistry*. Mineralogical Society of America, Washington, United States of America.

Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47(1): 179–214.

Riding, R. 2008. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geologia Croatica*. 61(2–3): 73–103.

Riding, R. 2011. The Nature of Stromatolites: 3,500 Million Years of History and a Century of Research. *Advances in Stromatolite Geobiology*, (131): 29-74.

Rodrigues R. 1995. Aplicação da Estratigrafia Química na Identificação de Eventos Paleocenostratigráficos: Exemplos do Paleozóico ao Cenozóico. In: 1º SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO DE GEOQUÍMICA ORGÂNICA NO MEIO AMBIENTE. Boletim de Resumos Expandidos. p. 91-99

Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D. & Läufer, A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 355-378.

Salvi, M. & Philipp, R.P. 2017. Geologia e significado tectônico das rochas metavulcanossedimentares do Complexo Coxilha do Batovi, Cinturão Dom Feliciano (São Gabriel, RS). *Pesquisas em Geociências*, 46(2): 24p.

Santos, V. H. Recife. 2000. *Quimioestratigrafia isotópica (C, Sr e Pb) em lentes de mármore nos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó, zona transversal da Província Borborema, NE do Brasil*. Dissertação apresentada ao programa de Pósgraduação em Geociências do Centro de Tecnologia da Universidade Federal de Pernambuco. Recife.

Santos, G. M. P. 2012. *Químioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) e geocronologia (U-Pb, Sm-Nd) das rochas da formação Sete Lagoas Grupo Bambuí*. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica- USP. São Paulo.

Schidlowski, M., Hayes, J. M. & Kaplan, I. R. 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. In: *J. W. Schopf (editor), Earth's Earliest Biosphere: Its origin and Evolution*. p. 149-186.

Schmitt, R.S., Guerra-Sommer, M., Medeiros, R.A. & Lemos, V.B. 1993. Laminitos criptomicrobiais em Sequência carbonática do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13., SIMPÓSIO PALEONTOLÓGICO DO CONE SUL, 1., São Leopoldo, 1993. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Leopoldo, SBG., v.1, p. 205.

Schmitt, R.S. 1995. *Evolução tectonometamórfica do complexo metavulcanosedimentar Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS*. Porto Alegre, 159p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Sharp, Z. 2017. *Principles of stable isotope geochemistry*. Pearson/Prentice Hall, New Jersey, United States of America.

Sheppard, S. M. F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. (16): 165–184.

Silva, M. A. S. da. 1983. Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais, Folha SH.21-Z-B, São Gabriel. Porto Alegre: CPRM; DNPM, 2 v.

Sumner D.Y., Grotzinger J.P. 2000. Late Archean aragonite precipitation: petrography, facies associations, and environmental significance. In: *Grotzinger JP, James NP (eds) Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world*. (67): 123–144.

Terra, G. J. S., Spadini, A. R., França, A. B., Sombra, C. L., Zambonato, E. E., Juschaks, L. C. S., ... Winter, W. R. 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências Petrobras*, 18(1): 9–29.

Tucker, M.E. 1981. *Sedimentary Petrology: An Introduction*. Blackwell Scientific Publications. 291p.

Tucker, M.E., 1986. Carbon isotope excursions in Precambrian-Cambrian boundary beds, Morocco: *Nature*, v.319, p.48-50.

Tucker, M.E. 1989. Carbon isotopic and Precambrian-Cambrian boundary geology. South Australia: ocean basin formation, seawater chemistry and organic evolution. *Terra Nova*, 1: 573-582

Tucker, M. E., & Wright, V. P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Wiley-Blackwell, p. 496.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1986. *Mapeamento Geológico – Projeto Suspiro*. Porto Alegre. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2018. *Mapeamento Geológico – Projeto Suspiro-Lagoa da Meia-Lua*. Porto Alegre. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Taylor, S. R.; McLennan, S. M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312p.

Taylor, H.P., 1977. Water-rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. London* 133, 509–588.

Urey, H.C. 1947. *The thermodynamic properties of isotopic substances*. Journal Of The Chemical Society. Chicago.

Veizer, J., Clayton, R. and Hinton, R. 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates IV: Early Paleoproterozoic (2.25 ± 0.25) seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (56): 75-885.

Velez, J.N.M. 2017. Geoquímica multielementar e isotópica de carbonatos hidrotermais: aplicação à compreensão de processos metalogenéticos. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia Econômica, Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa. 279p.

Vieira L.C., Almeida R.P., Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Janikian L. 2007. Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, (37):1-14.

Walter, M. R. 1976. *Stromatolites*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, p.790.

Warren L.V., Quaglio F., Riccomini C., Simões M.G., Poiré D.G., Strikis N.M., Anelli L.E. Strikis P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, 42(5):391-394.

Wefer, G., W.H. Berger, G. Fischer and J. Bijma, 1999. Clues to Ocean History - A Brief Overview of Proxies. *In: G. Fischer and G. Wefer (Eds.) Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 1-68.

ANEXOS

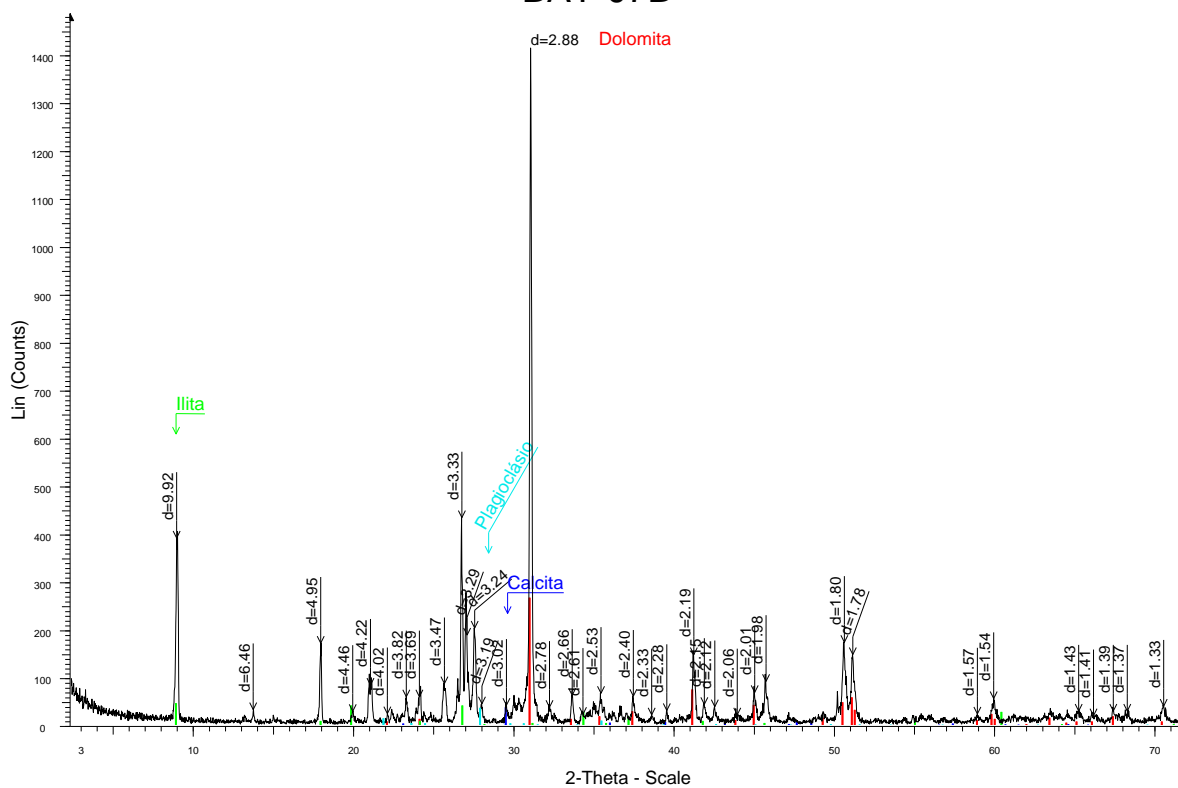
Anexo A – Resultados de rocha total das amostras relativas aos metacarbonatos do Complexo Batovi, obtidos a partir do método de Difração de Raio X. Difrátogramas das amostras BAT-07B, BAT-08 A, B, D, I, J, K, L, BAT-09 D e E.

ANEXO B –Resultado de rocha total das amostras relativas aos metacarbonatos do Complexo Batovi, obtidos a partir do método de Difração de Raio X, na fração inferior a 4 μ m. Difrátogramas das amostras BAT-07B, BAT-08 A, B, I, K, L, BAT-09 D.

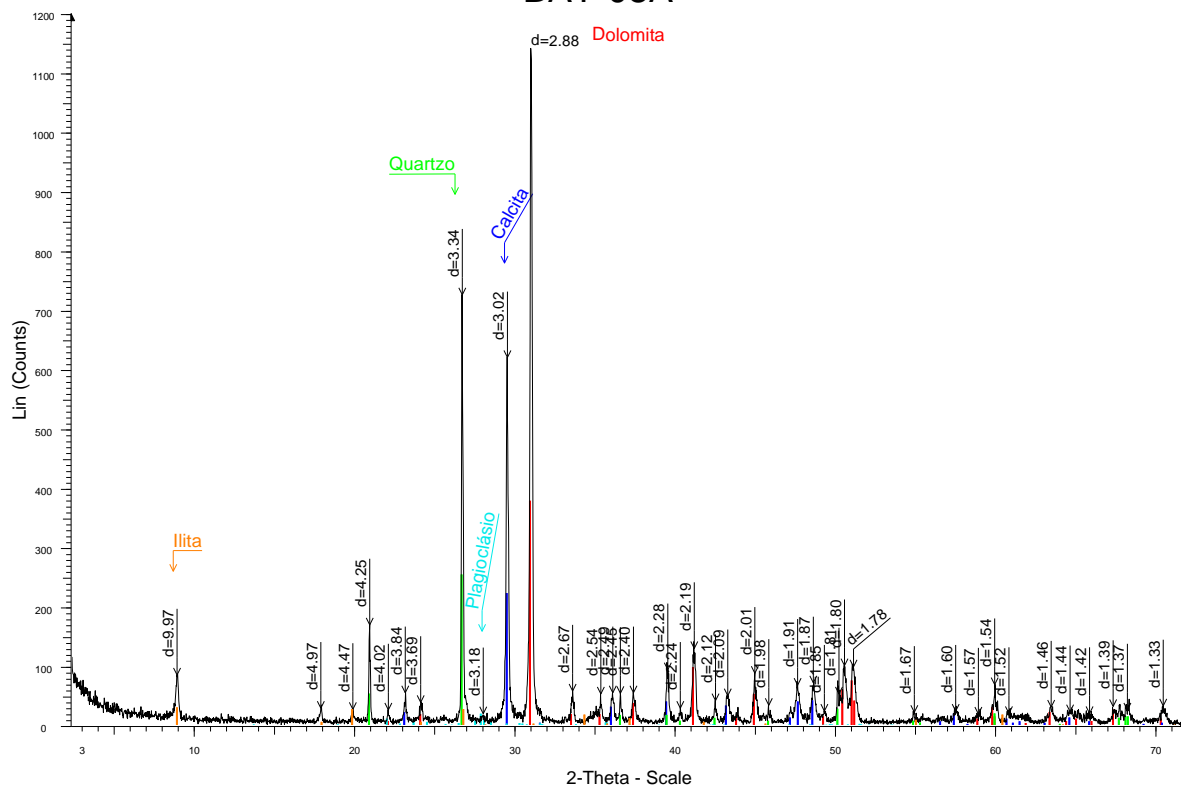
ANEXO C – Resultados das análises de Isótopos estáveis de carbono e oxigênio dos metacarbonatos do Complexo Batovi.

ANEXO A

BAT-07B

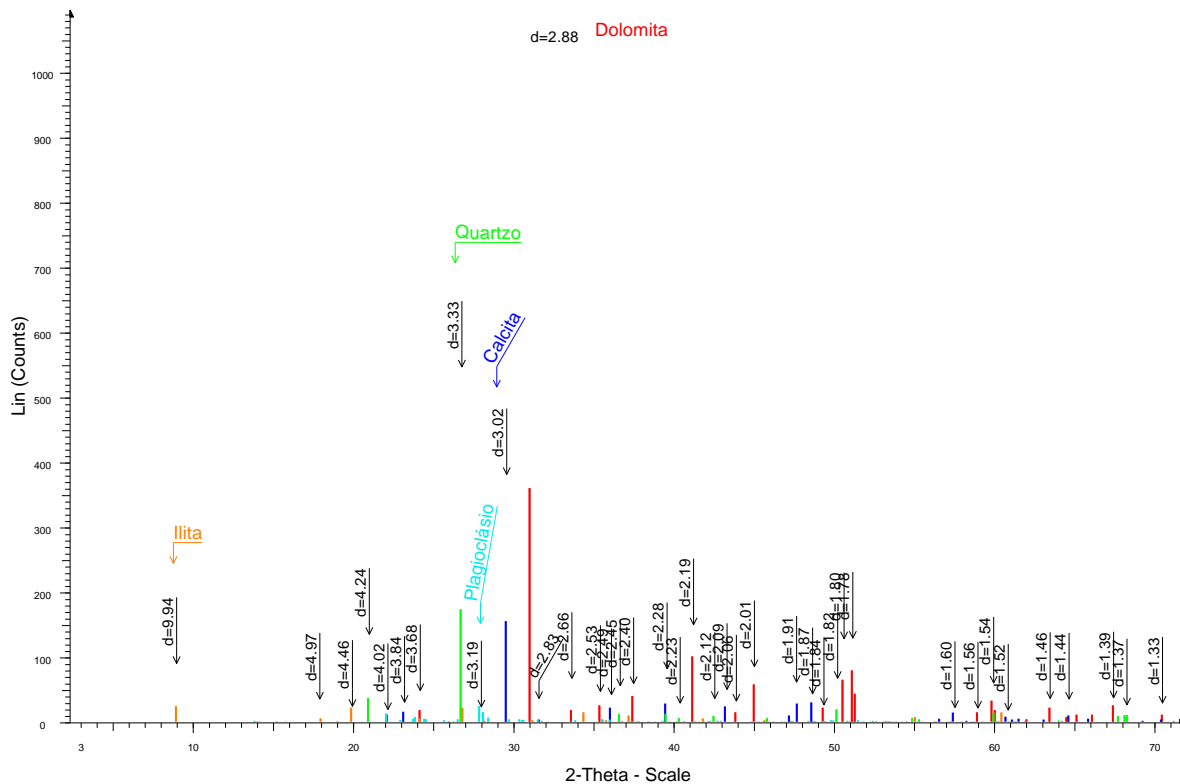


BAT-08A

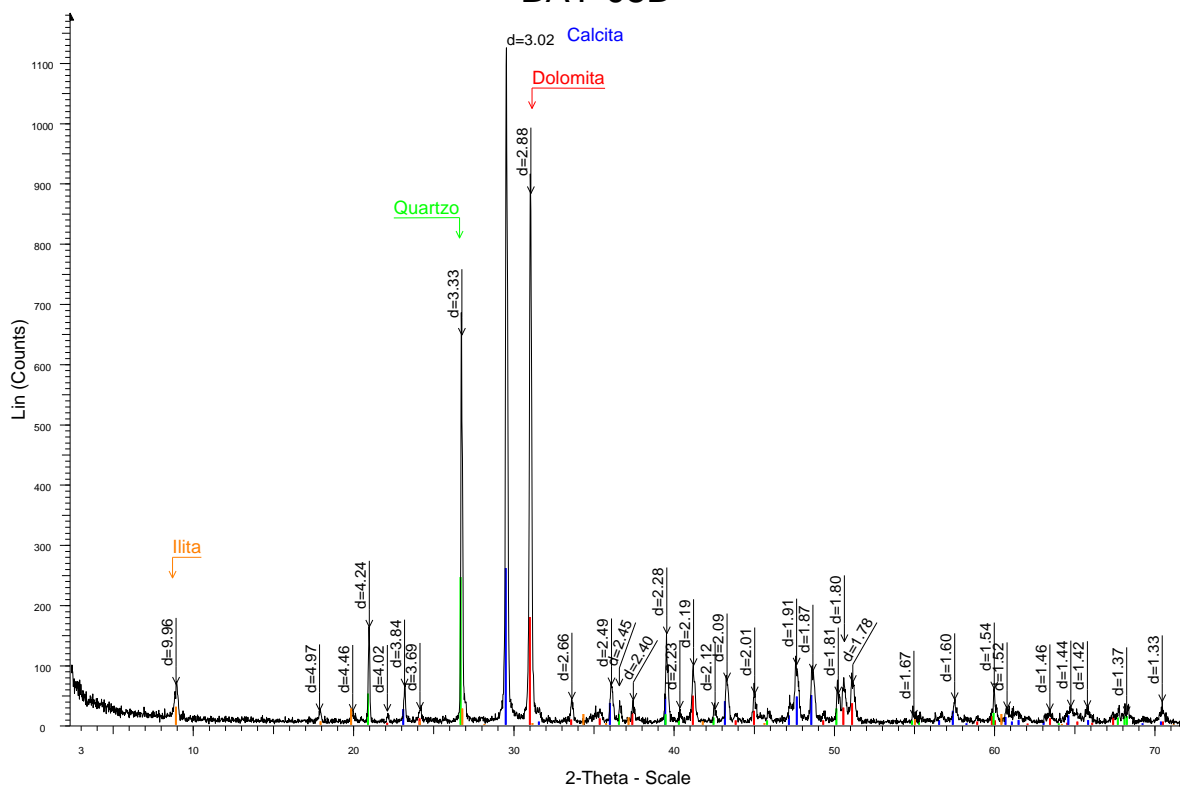


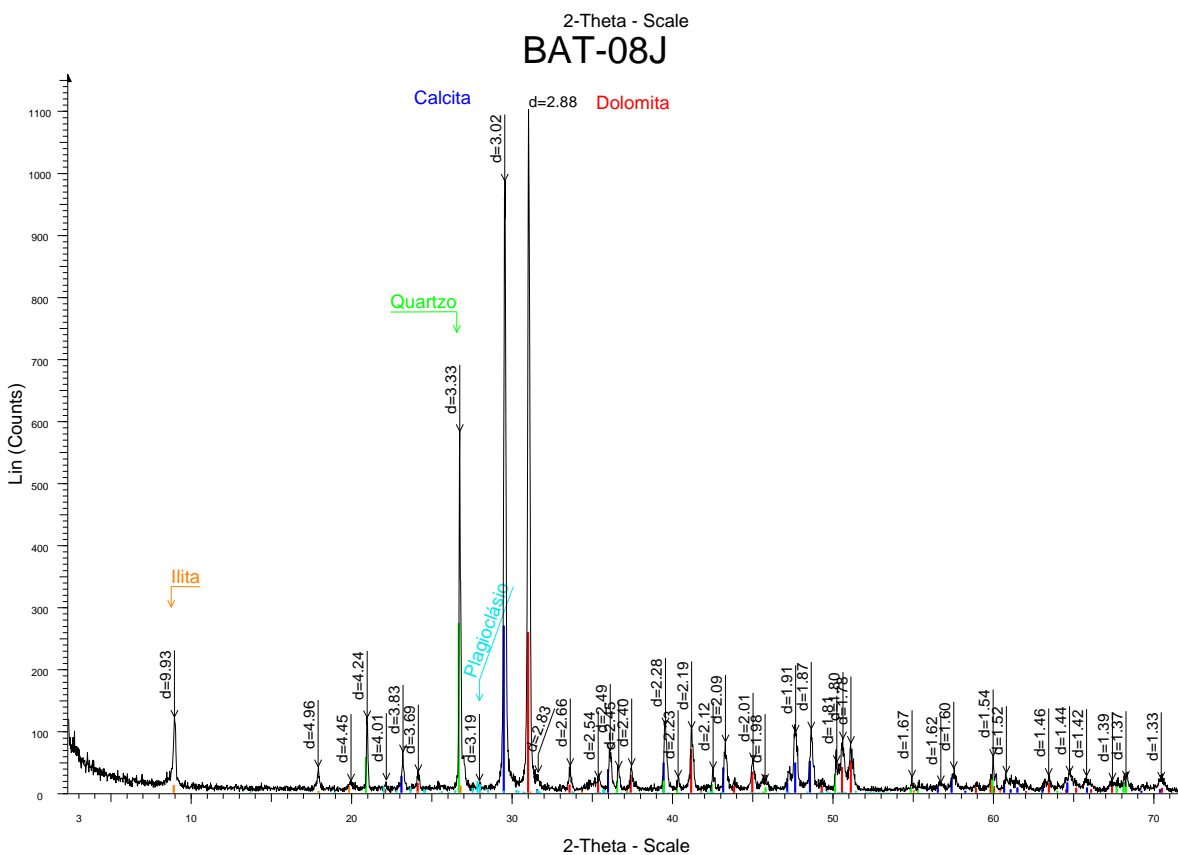
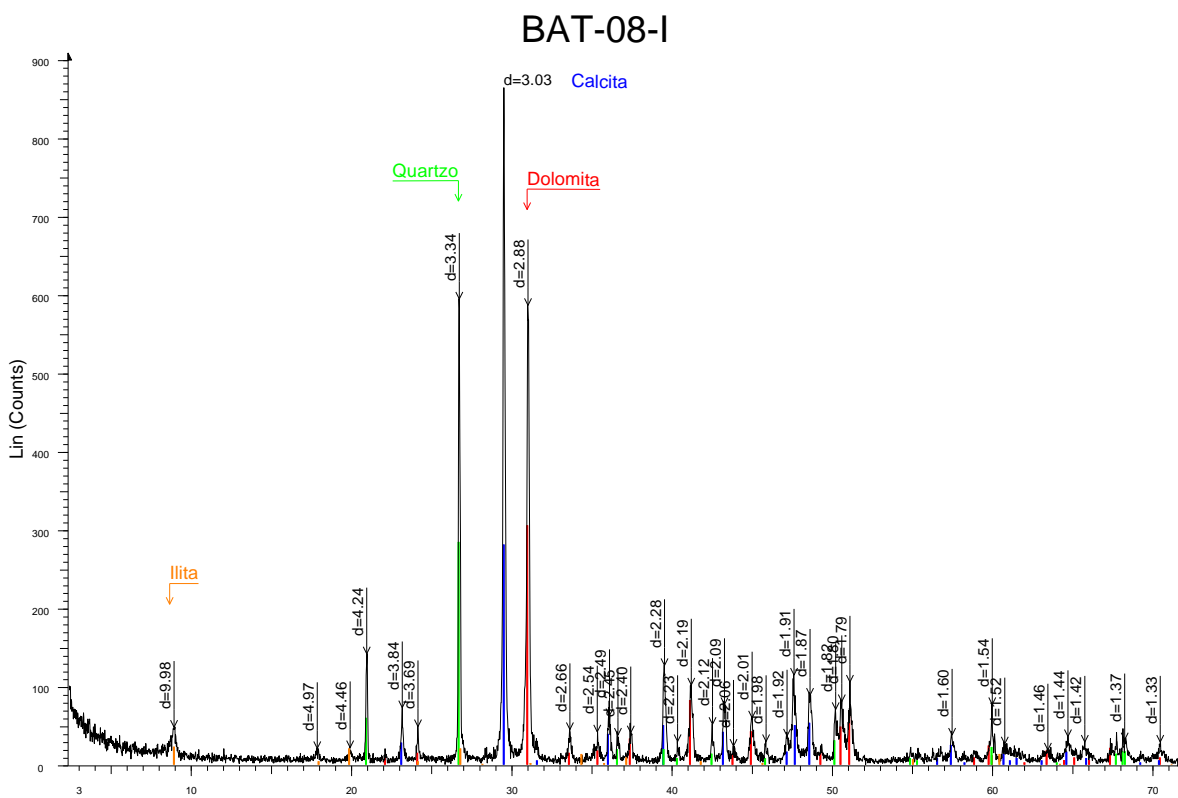
BAT-08B

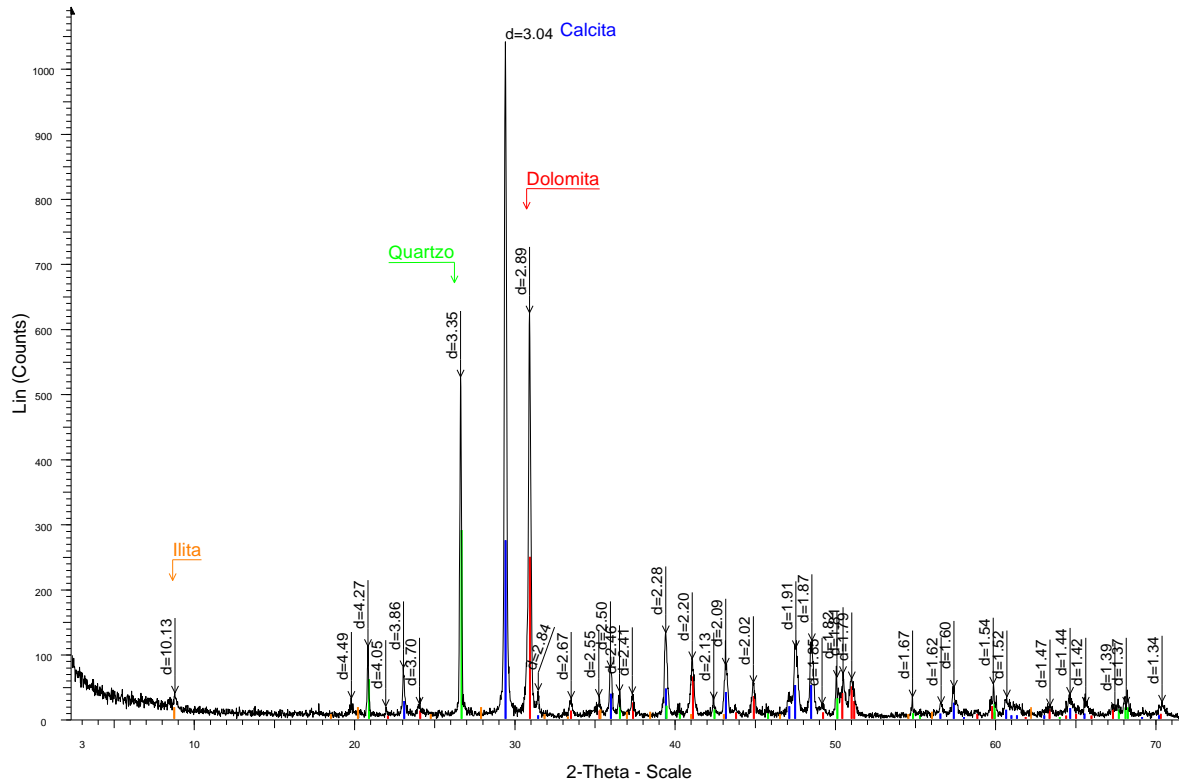
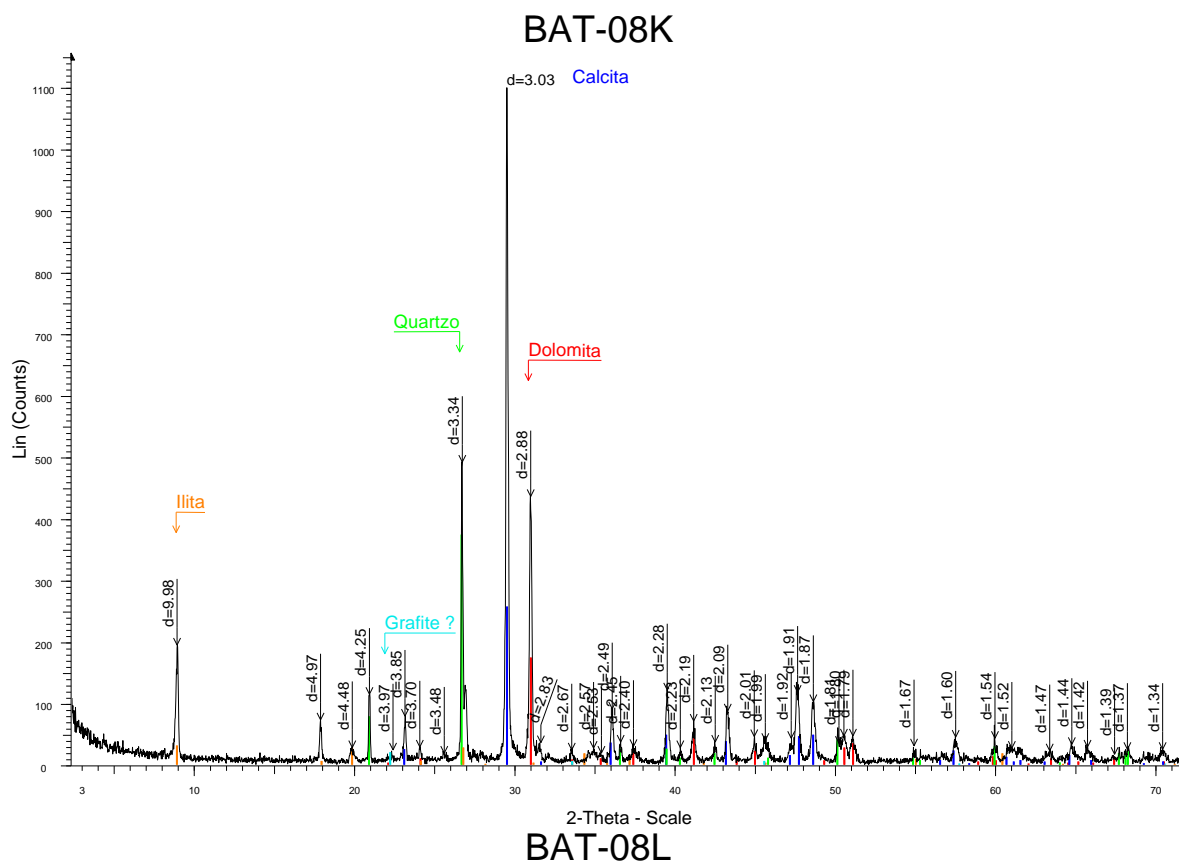
d=2.88 Dolomita



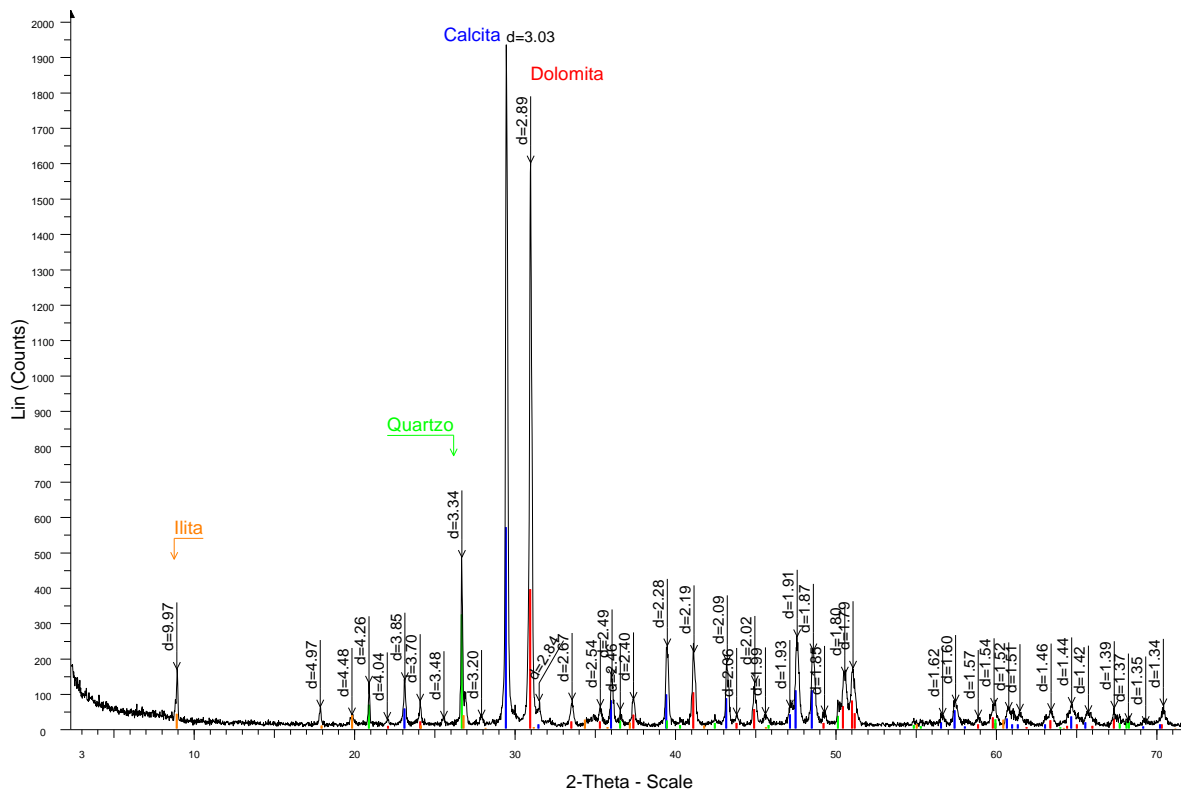
BAT-08D



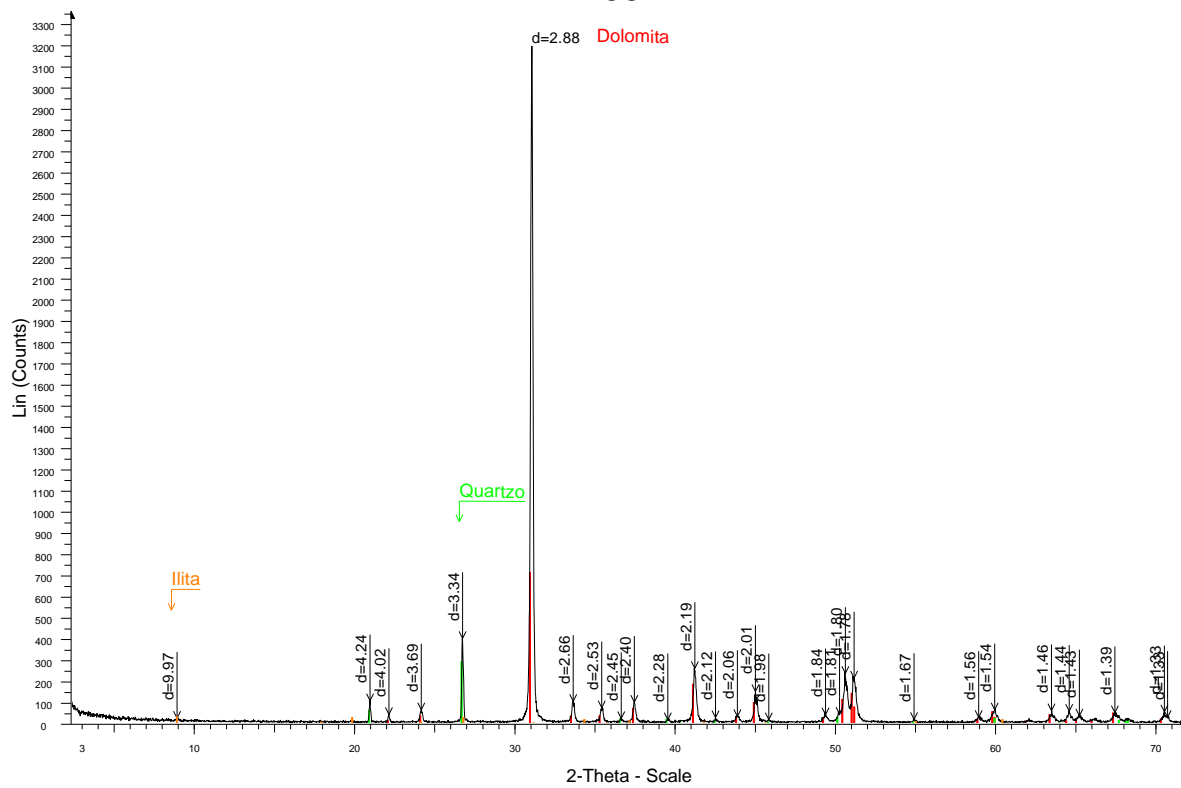




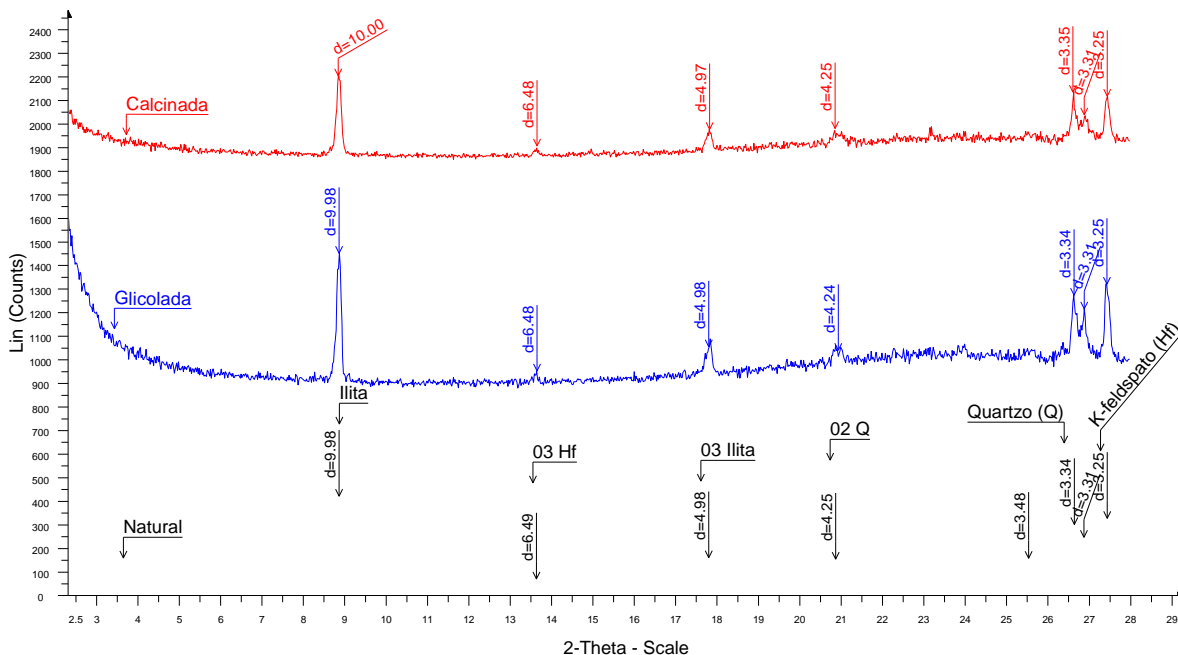
BAT-09-D



BAT-09-E

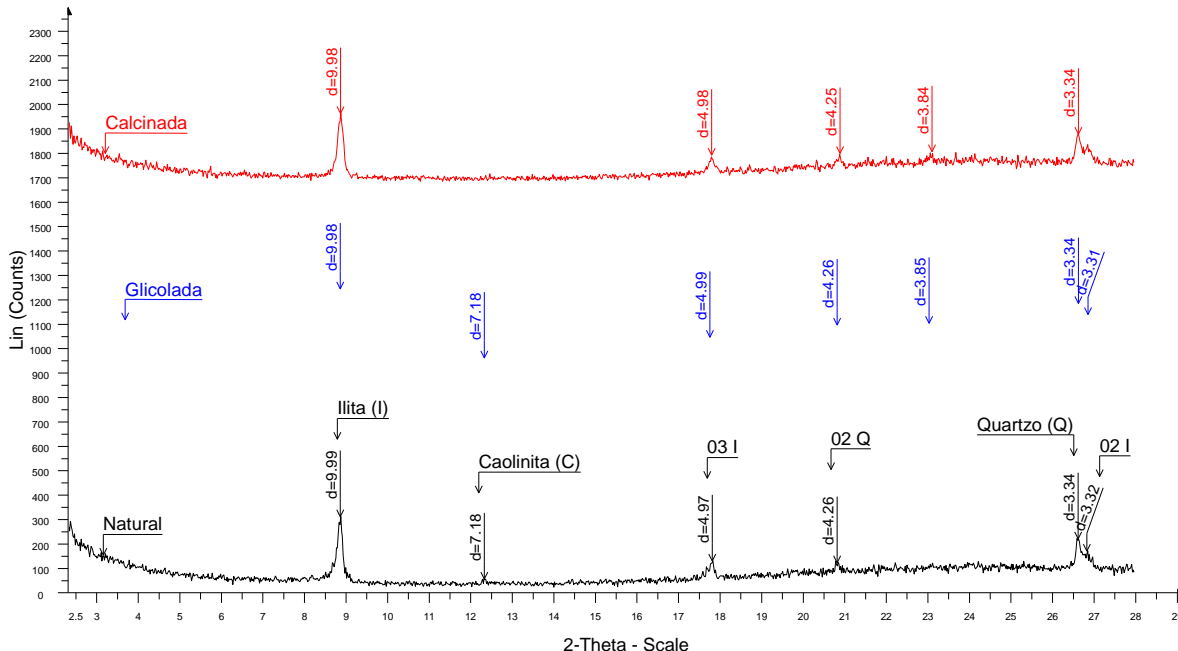


ANEXO B BAT 07 B



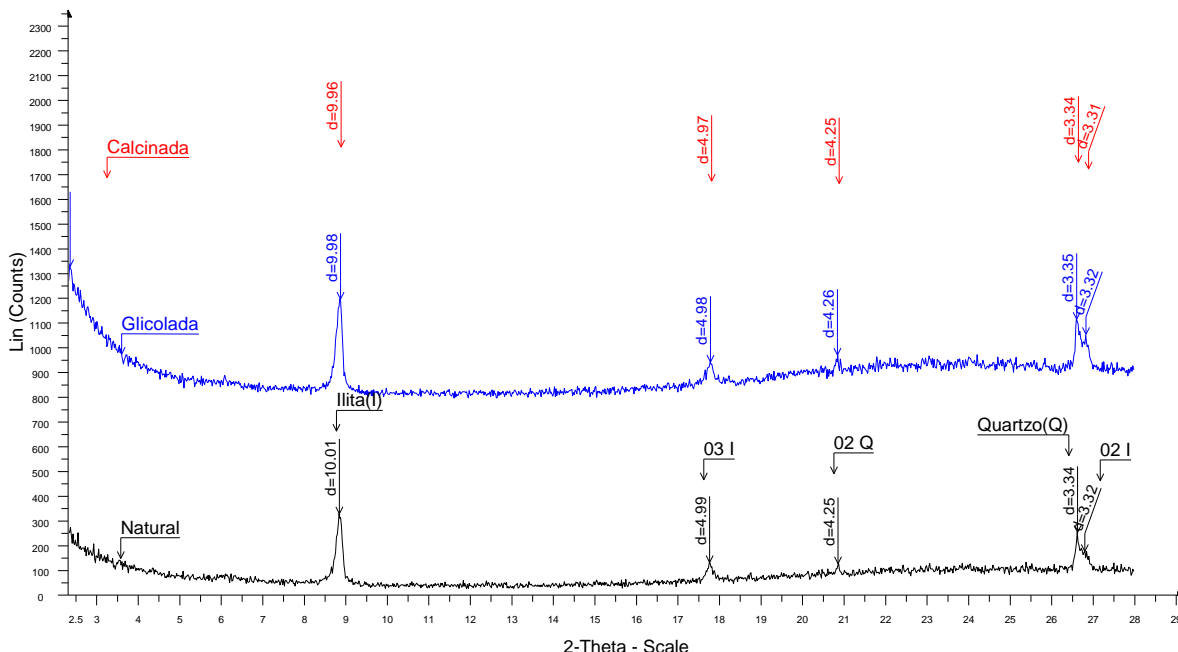
■ BAT07-B (N) - File: BAT07-B (N).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559660288 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P Operations: Import
■ BAT07-B (C) - File: BAT07-B (C).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559752448 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P Operations: Y Scale Add -167 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
■ BAT07-B (G) - File: BAT07-B (G).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559664128 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P Operations: Y Scale Add -167 | Y Scale Add 1000 | Import

BAT 08 A



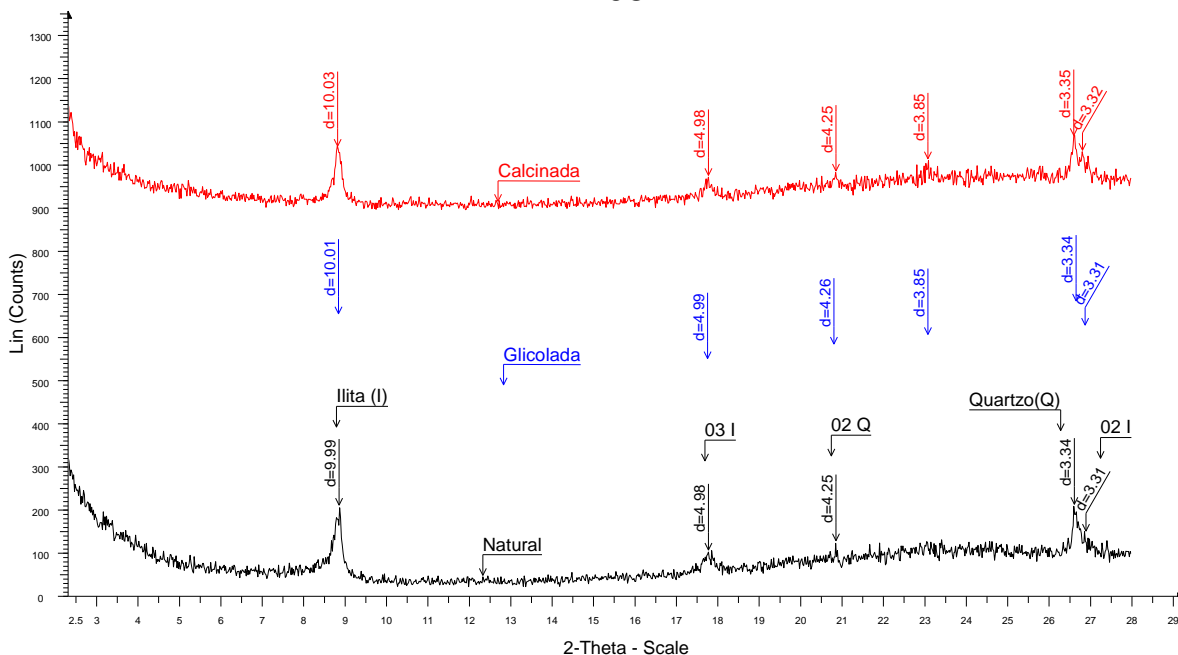
■ BAT08A (N) - File: BAT08A (N).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559573120 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: Operations: Import
■ BAT08-A (C) - File: BAT08-A (C).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559755008 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P Operations: Y Scale Add -333 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
■ BAT08A (G) - File: BAT08A (G).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559576192 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: Operations: Y Scale Add 858 | Import

BAT 08 B



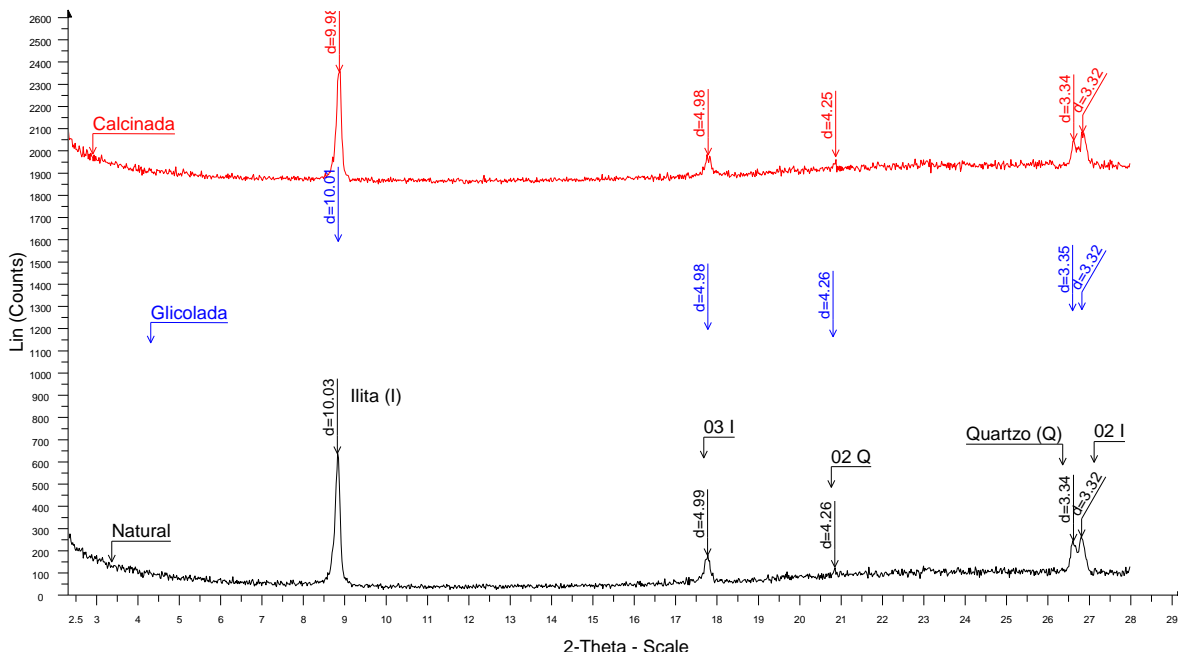
BAT08-B (N) - File: BAT08-B (N).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Stated: 1559667968 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Import
 BAT08-B (C) - File: BAT08-B (C).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Stated: 1559747072 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Y Scale Add -458 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 BAT08-B (G) - File: BAT08-B (G).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Stated: 1559671040 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Y Scale Add -250 | Y Scale Add 1000 | Import

BAT 08 I



BAT08I (N) - File: BAT08I (N).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Stated: 1559314304 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0
 Operations: Import
 BAT08-I (C) - File: BAT08-I (C).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Stated: 1559760384 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - Phi:
 Operations: Y Scale Add -208 | Y Scale Add -292 | Y Scale Add 375 | Y Scale Add 1000 | Import
 BAT08I (G) - File: BAT08I (G).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Stated: 1559328384 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0
 Operations: Y Scale Add -167 | Y Scale Add -292 | Y Scale Mul 0.875 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Mul 0.542 | Import

BAT 08 K

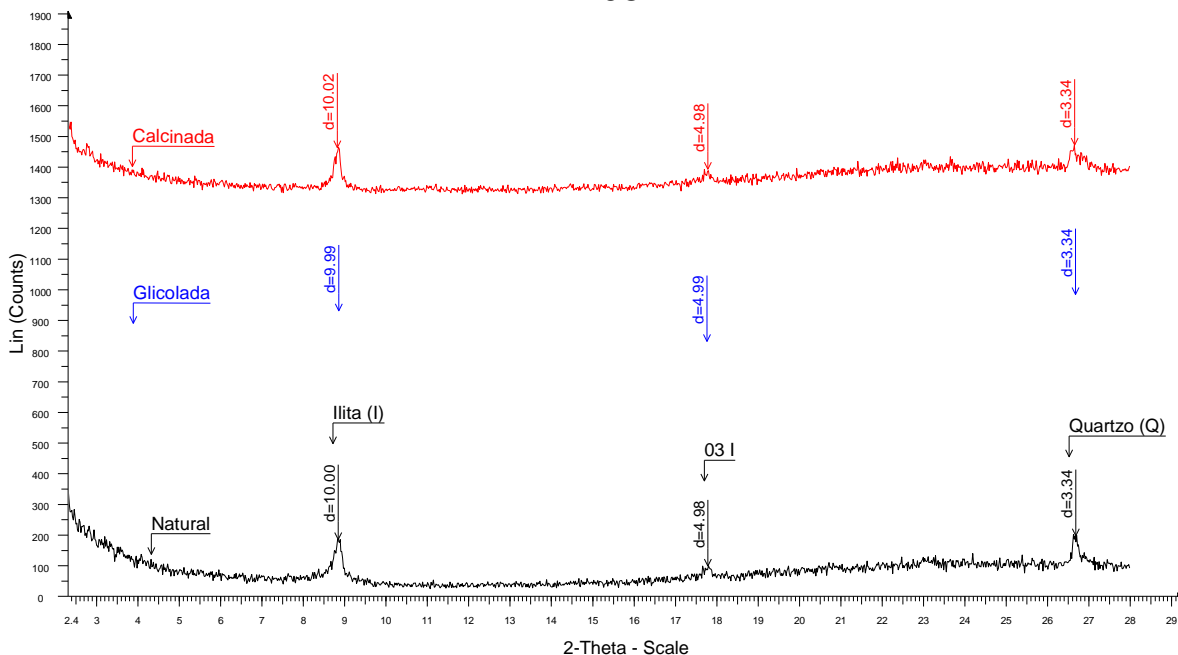


BAT08-K (N) - File: BAT08-K (N).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559675008 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Import

BAT08-K (C) - File: BAT08-K (C).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559757696 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Y Scale Add -83 | Y Scale Add -83 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import

BAT08-K (G) - File: BAT08-K (G).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559742976 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Y Scale Add -42 | Y Scale Add 333 | Y Scale Mul 0.708 | Y Scale Add 1000 | Import

BAT 08 L

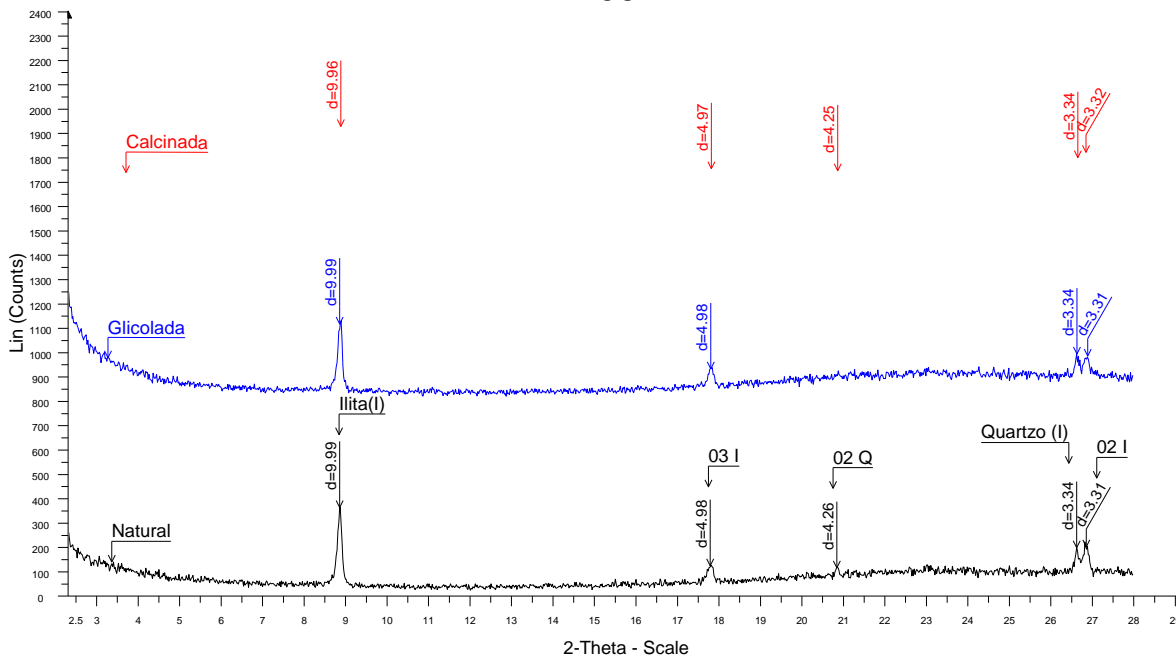


BAT08-L (N) - File: BAT08-L (N).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559590784 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - Ph
 Operations: Import

BAT08-L (C) - File: BAT08-L (C).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559749760 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - Ph
 Operations: Y Scale Add -708 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import

BAT08-L (G) - File: BAT08-L (G).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559656320 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - Ph
 Operations: Y Scale Add -333 | Y Scale Add 1000 | Import

BAT 09 D



BAT09-D (N) - File: BAT09-D (N).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559581568 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Import
 BAT09-D (C) - File: BAT09-D (C).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559763072 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Y Scale Add -375 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 BAT09-D (G) - File: BAT09-D (G).raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.300 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1559588096 s - 2-Theta: 2.300 ° - Theta: 1.150 ° - Chi: 0.00 ° - P
 Operations: Y Scale Add -208 | Y Scale Add 1000 | Import

ANEXO C

Resultado de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para metacarbonatos do
Complexo Batovi

Amostra Campo	Amostra	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
	B60	-0.24	-9.25
BAT-08J	B59	-0.73	-12.32
	B58	-1.82	-13.52
	B57	-0.89	-12.76
	B56	-1.48	-17.74
	B55	-0.38	-11.81
	B54	0.94	-10.58
	B53	0.48	-13.61
	B52	-0.04	-13.44
	B51	0.42	-12.58
	B50	-1.86	-16.30
	B49	-0.99	-12.32
	B48	-0.55	-13.50
	B47	-0.15	-11.32
	B46	-0.37	-14.27
	B45	-0.07	-9.76
	B44	0.53	-10.54
	B43	0.64	-10.18
	B42	0.14	-14.83
	B41	0.13	-12.32
BAT-08I BAT-08L	B40	0.59	-11.05
	B39	-0.05	-16.38
	B38	0.00	-11.18
	B37	0.12	-11.32
BAT-08H	B36	-0.09	-8.24
	B35	0.76	-9.02
	B34	0.56	-11.27
BAT-08G	B33	0.72	-9.44
	B32	-0.69	-13.72
	B31	0.22	-12.33
	B30	0.46	-14.73
BAT-08F	B29	-0.14	-13.30
	B28	0.56	-12.52
	B27	0.30	-9.65
	B26	0.44	-12.78
	B24	0.49	-8.78
	B23	0.67	-8.47
	B22	0.32	-8.94
	B20	0.02	-8.52
	B19	-0.17	-11.78

BAT-08E	B18	-0.45	-9.81
BAT-08C BAT-08D	B17	0.23	-9.92
	B16	-0.74	-15.41
BAT-08B	B12	0.01	-10.86
	B11	-0.03	-11.17
BAT-08A	B10	0.20	-10.15
	B9	-0.12	-12.55
	B6	-0.18	-10.69
	B5	0.03	-12.57
	B4	0.07	-10.15
	B2	-0.44	-10.77
	B1	-0.06	-8.67
	B69	-1.47	-13.99
	B70	-1.24	-12.05
BAT-08K	B71	-1.82	-8.83