

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

**GEOLOGIA DO MÁRMORE MUDADOR, COMPLEXO PASSO FEIO, CINTURÃO
DOM FELICIANO, RS**

EVANDRO OLIVEIRA DE OLIVEIRA

Porto Alegre

2021

EVANDRO OLIVEIRA DE OLIVEIRA

**GEOLOGIA DO MÁRMORE MUDADOR, COMPLEXO PASSO FEIO, CINTURÃO
DOM FELICIANO, RS**

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
Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

Porto Alegre

2021

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 intitulado **Geologia do Mármore Mudador, Complexo Passo Feio, Cinturão Dom Feliciano, RS** elaborado por **Evandro Oliveira de Oliveira**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. André Sampaio Mexias

Profa. Dra. Cassiana Michelin

Dr. Rodrigo Chaves Ramos

CIP - Catalogação na Publicação

Oliveira, Evandro Oliveira de
Geologia do Mármore Mudador, Complexo Passo Feio,
Cinturão Dom Feliciano, RS / Evandro Oliveira de
Oliveira. -- 2021.
120 f.
Orientadores: Carla Cristine Porcher, Edinei
Koester.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2021.

1. Geologia. 2. Geoquímica. 3. Complexo Passo Feio.
4. Mármore. 5. Mudador. I. Porcher, Carla Cristine,
orient. II. Koester, Edinei, orient. III. Título.

Dedicado a Therezinha Miranda de Oliveira e Maria da Graça Paschoaloti Messa, vó e tia queridas. Eternas. Que estejam na companhia dos anjos e de Deus

Agradecimentos

Em primeiro lugar, um agradecimento a pessoa responsável por toda minha jornada, Silvia Rosane de Oliveira, minha mãe. Espero recompensar todo teu esforço para eu chegar até aqui, vibrando com cada conquista minha. Que esse seja o início da recompensa. Aos familiares, obrigado por todo suporte e apoio no decorrer desses anos.

Meus amigos. Sem vocês, eu nunca teria chegado até aqui em boas condições. Obrigado por me manterem em equilíbrio nos momentos em que mais estive em vulnerabilidade emocional. Obrigado pelos momentos de descontração, de risadas e de alegria. Em especial: Amanda, Andressa, Bárbara, Betina, Eduardo, Gabriel, Gerald, Jaisson, Jefferson, João, Jorge, Lázaro, Lisiane, Mariah e Renata.

Aos orientadores, Carla e Edinei, pela paciência, ensinamento, trocas de experiências e vivências. Obrigado por me mostrarem que eu posso ser capaz. Fico contente em saber que essa equipe continuará junta no mestrado. Que venham mais desafios.

Aos colegas de bolsa e de curso.

A Petrobras pela possibilidade de troca de conhecimentos com pesquisadores de outras partes do mundo durante a execução da bolsa.

A equipe do Laboratório de Geologia Isotópica pelo acolhimento e confiança.

A Mineração Mônego e seus funcionários pela cordialidade e atenção durante a realização do trabalho de campo.

Por fim, um agradecimento a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela excelência em ensino e pela chance de obter um diploma federal, vindo de uma família onde não houve um acesso fácil aos estudos. E também a política de cotas sociais e raciais.

A todos, meu muito obrigado.

*A educação sozinha não transforma a
sociedade, sem ela tam pouco a
sociedade muda.*
Paulo Freire.

RESUMO

No Escudo Sul-rio-grandense são descritas diversas ocorrências de mármore neoproterozoicos. Entre elas está o Mármore Mudador, detalhado neste estudo. Este mármore aflora no Terreno São Gabriel, ao sul do Complexo Passo Feio, no entorno da cidade de Caçapava do Sul, RS. O complexo compreende uma associação de rochas metavulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico, O estudo buscou inferir um ambiente deposicional à região do Mármore Mudador junto à idade deposicional carbonática através de dados obtidos em campo, confecção de seção colunar, análises petrográficas, análises de difratometria de raios-x e, por fim, análises isotópicas de C e O. No geral, os mármore são descritos como rochas escuras de granulometria fina a muito fina, com estruturas sedimentares parcialmente preservadas, intensa venulação e brechação hidráulica, além de, localmente, ocorrerem feições elípticas semelhantes a estruturas estromatolíticas, De forma subordinada, ocorrem mármore margosos, metabasaltos com estruturas de *pillow* lavas, metarenitos e metapelitos. Análises petrográficas e de DRX do Mármore Mudador indicam uma textura dominante granoblástica fina, com assembleia mineral formada por dolomita, quartzo, calcita e ilita. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostram resultados que variam de +0,15 a -2,44 ‰ e -10,60 ‰ a -3,49 ‰, respectivamente, corroborando com a hipótese de sedimentação carbonática em ambiente marinho raso ao longo do toniano, cuja temperatura e salinidade do mar são calculados em 20,6°C e 34,1 ppm. Portanto, é inferido que os metabasaltos *pillow* representem o substrato da bacia sedimentar, enquanto os mármore representam os estágios de sedimentação carbonática. As porções siliciclásticas sobrepostas aos mármore refletem produtos de regressões marinhas. Os metapelitos, sobrepostos aos metarenitos, representam um ambiente lagunar, marcando os estágios finais de fechamento da plataforma carbonática. Tais estágios de sedimentação e regressões são associados de forma concomitante ao fechamento do Oceano Charrua, na porção oeste do Cinturão Dom Feliciano.

Palavras-Chave: Mudador, Mármore, Complexo Passo Feio, Geologia, Geoquímica

ABSTRACT

In the Sul-rio-grandense Shield, several occurrences of neoproterozoic marbles are described. Among them, the Mudador Marble is detailed in this study. This marble crops out in the São Gabriel Terrain, south of the Passo Feio Complex, around the Caçapava do Sul city, RS. The complex corresponds an association of low-metamorphic metavolcano-sedimentary rocks. The study sought to infer a depositional environment to the region of the Mudador Marble along with the carbonate depositional age, through data obtained in the field, making a columnar section, petrographic analysis, X-ray diffracts analysis and, finally, isotopic analysis of C and O. In general, the marbles are described by as dark rocks of fine to very fine granulometry, with partially preserved sedimentary structures, intense venulation and hydraulic brecciation, besides locally, there as elliptical features similar to stromatolytic structures. In the area occurs, in a subordinate manner, marbles with siliciclastic components, metabasalts with pillow lavas structures, metasandstones and metapelites. The metabasalts occur under the marbles, with pillow lavas structures, while metasandstones overlaid on the marble present small channeled structures and metapelitic sheets. Petrographic and XRD analyzes of Mudador Marble indicate a dominant fine granoblastic texture of dolomites, with mineral assembly formed by dolomite, quartz, calcite and illite. Values of $\delta^{13}\text{C}$ ranging from +0.15 to -2.44 ‰ and $\delta^{18}\text{O}$ ranging from -10.60 ‰ to -3.49 ‰ help to corroborate the hypothesis of evolution of carbonate sedimentation in a shallow water marine environment over the tonian, with water temperature and salinity of sea are calculated in 20.6°C and 34.1 ppm. Therefore, it is inferred that the metabasalts pillow represent the substrate of sedimentary basin, while the marbles represent the stages of carbonate sedimentation. Siliciclastic portions superimposed on the marbles reflects products of marine regressions. The metapelites, superimposed on metasandstones, represent a lagoon environment, marking the final stages of closing the carbonate platform. Such sedimentation stages and regressions are associated in a concomitant way concomitantly with the closure of the Charrua Ocean, in the western portion of the Dom Feliciano Belt.

Key-words: Mudador, Marble, Passo Feio Complex, Geology, Geochemistry

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.** Localização do Mármore Mudador. A) Mapa do Brasil, destacando a região de estudo. B) Localização aproximada da área de estudo destacada em vermelho, a sudoeste do município de Caçapava do Sul, no centro do estado do Rio Grande do Sul. Modificado de Telles (2016).22
- Figura 2.** Aspecto de minerais carbonáticos em lâmina petrográfica. A) Minerais de calcita fina a média com objetiva de aumento do microscópio em 2x, cores de interferência de 4ª ordem característica dos carbonatos, textura granoblástica poligonal e macla bem desenvolvida em alguns cristais. B) Calcita grossa, com destaque a macla característica da calcita, objetiva de aumento 2x. Extraído de Strekeisen (2018).24
- Figura 3.** Proporção de Mg/Ca nos oceanos ao longo do Éon Fanerozoico, devido a influências tectônicas de formação e consumo de crosta oceânica. Há, ao menos, três grandes variações na curva composicional que ilustram fortes mudanças no ciclo tectônico. O período em que houve enriquecimento de aragonita e calcita alto Mg nos oceanos condiz com o período de formação do supercontinente Pangeia, até o sua fragmentação em Gondwana e Laurásia, ou seja, um período marcado por consumo de crosta oceânica, resultando em menores quantidades de cálcio no sistema. Modificado de Stanley et al. (2002).26
- Figura 4.** Principais partículas aloquímicas das rochas carbonáticas e suas estruturas. Extraído de Terra et al. (2010).28
- Figura 5.** Diversidade taxonômica de organismos durante os períodos geológicos. Os estromatólitos ocorrem particularmente no Pré-Cambriano, em maior intensidade, e no Permiano. Extraído de Tucker (2001).29
- Figura 6.** A) Ooides com núcleos peloidais de precipitado de aragonita com presença de material orgânico de coloração escura. Tamanhos médios de 1mm. B) Pisoide dolomitizado de 16mm. Extraído de Scholle & Scholle, (2003).30
- Figura 7.** Exemplo de cimento carbonático visto em microscópio petrográfico. A) O cimento de aragonita com hábito acicular (ripas) preenche os espaços de corpos foraminíferos dissolvidos. B) Cimento de calcita poiquilotópica preenchendo poros em arenito. Extraído de Scholle & Scholle (2003).30
- Figura 8.** Esquema de hábitos equantes (amarelo) e aciculares (azul) dos cimentos carbonáticos, conforme a razão de Mg/Ca em mols no ambiente e a quantidade de ânion carbonato disponível. A linha laranja separa a calcita da aragonita. As linhas tracejadas separam situações de ambientes marinhos (exemplos 1, 2, 3 e 4) e ambientes mais superficiais, com influência de água meteórica (exemplos 5, 6 e 7). 1 = Cimento equante de calcita alto Mg em águas frias e profundas; 2 = Cimento equante calcítico em recifes; 3 = Cimento acicular calcítico em recifes e calcarenitos; 4 = Cimento aragonítico em recifes e calcarenitos; 5 = Cimento equante de calcita baixo Mg em ambiente meteórico; 6 = Cimento acicular calcítico em travertinos e espeleotemas; 7 = Cimento acicular aragonítico em espeleotemas. Modificado de Tucker (2001).31
- Figura 9.** Classificação de rochas carbonáticas e modificações de Embry & Klovan. Extraído de Terra et al.(2010).32
- Figura 10.** Classificação da Petrobras para rochas carbonáticas. Extraído de polígrafo de notas de aula da disciplina Petrologia Sedimentar, ministrada pelo professor Luiz Fernando de Ros (2017).32
- Figura 11.** Diagrama composicional do metamorfismo em protólitos de rochas com diferentes conteúdos de carbonatos e sílica. Mármore impuros devem conter, no mínimo, 50% de carbonatos em sua composição total do protólito. Abaixo disso, os

produtos metamórficos formados serão rochas carbonato-silicáticas. C = minerais carbonáticos; CS = minerais cálcisilicáticos (nesse campo, plotam os escarnitos); S = minerais silicáticos. Extraído de Fettes & Desmons (2014).	33
Figura 12. Gráfico do potencial iônico e seus comportamentos em meio exógeno. Íons com baixo PI, como o Cs ⁺ , Rb ⁺ e K ⁺ , são fortemente solúveis e, conseqüentemente, costumam ocorrer, na natureza, na forma de sais dissolvidos em fluidos. Os cátions com solubilidade intermediária a baixa, como o Fe e Mg, são mais comumente encontrados na natureza como hidróxido. Íons com alto PI costumam formar compostos aniônicos, como sulfatos e carbonatos. Modificado de Bjørlykke (2015).	36
Figura 13. Exemplificação da variações de δ ¹⁸ O durante períodos glaciais e interglaciais. Extraído de White (2015).	41
Figura 14. Processo de fracionamento isotópico do oxigênio no ciclo hidrológico planetário. Apesar da abundância de ¹⁶ O em relação ao ¹⁸ O, valores de água meteórica são mais enriquecidas em ¹⁸ O do que a fase gasosa, mas mantendo valores negativos de δ ¹⁸ O. Extraído de White (2013).	42
Figura 15. Cálculo de δ ¹⁸ O de acordo com o padrão analítico SMOW. am = amostra; SMOW = padrão da água do mar. Extraído de Allègre (2018).	42
Figura 16. Variação fanerozoica de em carbonatos marinhos, os quais registram a composição isotópica do mar no momento de sua deposição. Extraído de White (2015).	45
Figura 17. Cenário dos fragmentos cratônicos herdados do Rodínia, durante a pré-formação do Gondwana (porção sudoeste), na primeira fase do Ciclo Brasileiro. As feições em verde representam associações de arcos de ilha com crostas oceânicas subordinadas, enquanto as feições em azul representam áreas de subducção. Em vermelho, extensões de retroarco. Em destaque, o Arco São Gabriel, o qual se insere o objeto de estudo. RP = Cráton Rio de La Plata, NP = Terreno Nico Pérez. Modificado de Oriolo et al. (2017).	49
Figura 18. Configuração do Gondwana Ocidental com seus crátons, escudos e terrenos, circundados por seus respectivos Cinturões Orogênicos. Destacado em vermelho, o Cinturão Dom Feliciano, produto da colisão entre os crátons Kalahari e Rio de La Plata. LK = Lineamento Kandi, LTb = Lineamento Transbrasiliano. Extraído de Hueck et al. (2018).	51
Figura 19. Mapa geológico simplificado local de ocorrência do Complexo Passo Feio, circundando o Granito Caçapava, e do Mármore Mudador, na porção sudoeste do complexo. B.P: Bacia do Paraná, Fm: Formação, Acamp. V: Acampamento Velho, V.S: Vulcano Sedimentar. As rochas de arco do CPF representam litologias de arcos vulcânicos juvenis. As formações do Paleozoico Inferior, junto ao Grupo Bom Jardim e a Formação Maricá, do Neoproterozoico, compreendem a Bacia do Camaquã. Modificado e adaptado de Gomes et al. (2017) e Remus et al. (2000).	57
Figura 20. Instrumentação esquemática de um espectrômetro de massas em uma seção de análise de 60°. Extraído de Faure & Mensing (2005).	66
Figura 21. Imagens de satélite do Google Earth da área de estudo. A) Imagem geral com as indicações dos pontos estudados. O ponto 1 e 2, representados por metabasaltos do tipo pillow lavas, em laranja forte e fraco, estão a distância de 1 km entre si, no Arroio Mudador. B) Imagem da área da pedreira do Mármore Mudador, com o ponto 3 a 200 metros da cava principal da pedreira, enquanto que os pontos 4 a 7 encontram-se na cava principal da pedreira, separados conforme a cota do respectivo patamar.	68

Figura 22. Seção colunar simplificada da pedreira, construída no SedLog versão 3.1. PMU 1 e 2: Metabasaltos pillows; PMU 3 a 5: Mármore; PMU 6 e 7: Metarenitos; PMU 7: Metapelitos. (A versão completa com as descrições encontra-se nos anexos).	70
Figura 23. Arroio Mudador, com exposições de metabasalto em seu leito. Os afloramentos de metabasaltos do tipo pillow são raros, predominando metabasaltos fraturados sem feições características de pillows, variando do cinza claro ao cinza azulado.....	71
Figura 24. Metabasaltos do Arroio Mudador. A) Pillows lavas com suas formas típicas arredondadas e subesféricas, com granulação fina a muito fina, cinza azulado, com fraturas de resfriamento interno. B) Material silicoso alterado e fraturado, preenchendo os espaços entre as pillow lavas.	72
Figura 25. Amostras de PMU 1 e 2. A e B) Metabasaltos do tipo pillow lavas, em pontos distintos de coleta. C = Material silicoso entre as pillows.	73
Figura 26. Porção inicial da seção de mármore do projeto (PMU 3), em bloco do Mármore Mudador cortado por serra diamantada. É possível verificar uma série de feições em virtude do corte lateral: A S_0 ocorre inclinada em aproximadamente 40° , com zonas de intensa venulação de material branco, brechação hidráulica e feições globulares a ovais em cinza claro, podendo remeter a registros de organismos marinhos (feições estromatolíticas e/ou trombolíticas).....	74
Figura 27. A) Bloco do Mármore Mudador cortado por serra diamantada, sendo possível a visualização do acamamento do protólito, além das feições ovais indicadas pelas setas. B) Feição subesférica arredondada, de cor preta e tamanho aproximado de 4 cm. C) Feições arredondadas acima do bloco basal do patamar, em planta, arredondados e, por vezes, sub angulosos, variando de 1 a 5 cm. D) Feição cinza clara estirada por compactação.	75
Figura 28. Detalhe da amostragem em planta, no topo de um bloco de aproximadamente 6 metros, das feições elipsoidas em PMU 3 - A, B e C na coluna e em afloramento.	76
Figura 29. Localização das amostras PMU - 3 D, E e F nos primeiros 6 metros de seção. A coleta foi realizada conforme a disposição da S_0 no bloco, considerando que a mesma encontra-se inclinada.....	77
Figura 30. Amostras de PMU 3. As amostras D, E e F foram coletadas a 1 m, 1.90 m e 3.0 metros do bloco, respectivamente. As amostras G e H foram coletadas pouco acima do nível em planta do bloco de 6 metros. Por fim, as amostras I e J representam um bloco de 5 metros, acima do bloco de 6 metros das primeiras amostras. A amostra de brecha representa a brechação hidráulica do afloramento.....	78
Figura 31. Visão geral da cava ativa da pedreira, com seus respectivos patamares destacados (vermelho = PMU 4, amarelo = PMU 5, verde = PMU 6 e preto = PMU 7). É possível observar um sutil dobramento das porções, com caimento para dentro do plano da foto. Nos metarenitos do patamar 6 é possível uma melhor visualização das estruturas de dobra.	79
Figura 32. Visão panorâmica do ponto 4, na base da cava principal da pedreira. ...	79
Figura 33. Ponto 4 com indicações de amostragem.....	80
Figura 34. Amostras de PMU 4. A e B = Amostras de mármore da base da pedreira principal, com leve alteração superficial amarelada e venulações milimétricas. C e D = Amostra dos primeiros metros do patamar, com venulação mais intensa.	80
Figura 35. Veios de calcita grossa e facetada.	81
Figura 36. A) Disposição geral dos mármore no patamar 5. B) S_0 parcialmente preservada, marcada por laminações esbranquiçadas de possível material silicoso,	

próximo ao topo do patamar. C) Lâminas metapelíticas esverdeadas e avermelhadas entre as camadas de mármore próximas ao topo do patamar. D) Contato do mármore com o metarenito, sem evidências de discordância.	82
Figura 37. Detalhe da rocha no ponto 5 na seção colunar, com áreas de coleta das amostras H (próximo ao topo da seção, com S ₀ bem preservada) e I (material metapelítico).....	83
Figura 38. Amostras de PMU - 5. As amostras A e B representam mármorees parcialmente homogêneos, essenciais para análises isotópicas e geoquímicas sem a interferência de veios. A amostra C é um bloco solto do mármore com S ₀ sutil de lâminas milimétricas esbranquiçadas, venulação significativa e leve oxidação. A amostra D representa uma amostra solta com pouca venulação, para análises geoquímicas. As amostras E e F são dos últimos 5 metros do patamar, com S ₀ preservada e oxidada, com pouca venulação. A amostra I representa os níveis metapelíticos entre os mármorees do topo da seção. A amostra J representa os mármorees do topo da seção, com coloração bege avermelhada, diferindo dos mármorees escuros do restante da pedreira.....	84
Figura 39. PMU 6 com 18 metros de metarenito intercalado com níveis metapelíticos. A) Visão geral do metarenito. A esquerda da imagem é possível observar estruturas dobradas nas camadas da rocha. B) Intercalações metapelíticas milimétricas a centimétricas. C) Detalhe de lâmina centimétrica metapelítica, com laminação bem marcada.	85
Figura 40. Amostras do patamar 5. A amostra A representa os níveis metapelíticos entre os metarenitos. A amostra B não consta na imagem devido ao alto grau de alteração da amostra de metapelito, enquanto a amostra C é do metarenito bege a rosado. A amostra D consta de um bloco solto de provável mármore, com detalhe nas feições escuras arredondadas a sub angulosas, para análises exclusivamente petrográficas.....	86
Figura 41. Ponto 7 com 3 metros de metarenito alterado e 5 metros de metapelitos em encosta de morro, que finalizam a seção colunar da pedreira. A) Porção aflorante de metarenito alterado, com ocorrência subordinada de óxidos e produtos filossilicáticos de alteração. B) Encosta de morro do topo da pedreira, com leve declividade, indicando as foliações S ₁ , em verde, e S ₂ , em azul claro. C) Detalhe da porção metapelítica com predomínio das foliações S ₁ . D) Área local de ocorrência de foliações S ₂ e S ₃ dos metarenitos, compreendendo ¼ da porção aflorante.....	87
Figura 42. Amostras de PMU 7. A, B e C = Metarenitos alterados de diferentes níveis do patamar. D = Metapelito representativo da área das S ₂ (charneira da dobra). E = Metapelito em área dominante de foliação S ₁	88
Figura 43. Estereograma representando a média dos pólos dos planos estruturais S ₀ dos mármorees de PMU 3, em azul, 5, em amarelo, nos quais as estruturas S ₀ apresentavam-se mais legíveis, e dos metarenitos de PMU 6, em verde.....	89
Figura 44. Amostra do Mármore Mudador em lâmina petrográfica. a) rocha dolomítica, equigranular fina a muito fina, com veios de quartzo finos a grossos, a luz natural. Há presença sutil de estilólitos. b) Aspecto em luz polarizada cruzada, com cores de interferência característicos do quartzo. C) Detalhe das venulações de quartzo e dolomita. D) Aspecto em luz polarizada cruzada, com cores de interferência característicos de 4ª ordem dos carbonatos nos veios. Dol = dolomita, Qz = quartzo.	90
Figura 45. Difratograma de raios-X da fração total representativo das amostras do Mármore Mudador.....	91

Figura 46. Difratograma de raios-X da fração argila, análise natural, glicolada e calcinada da amostra MUD - 03 A, para identificação de argilominerais. A análise indica a illita como argilomineral presente na amostra.....	92
Figura 47. Ilustração do processo de regressão marinha de forma simplificada. A sedimentação carbonática ocorre distante da linha de costa, como ilustrado no bloco superior. O bloco inferior indica um estágio de regressão marinha, registrado pelas litologias siliciclásticas da pedreira. Quando ocorre a regressão marinha, dado pelo avanço da linha de costa para áreas próximas de onde ocorria a sedimentação carbonática, os fluxos aquosos, como fluviais, carregam um aporte sedimentar siliciclástico continental para a nova linha de costa, misturando-se com os sedimentos carbonáticos. Nesses estágios, há grande probabilidade de formação de margas...95	95
Figura 48. Brechação hidráulica com venulações multidirecionais no Mármore Mudador. A) Fragmentos angulosos colapsados em detalhe. Os fragmentos menores parecem apresentar um leve movimento rotacional causado pela força do fluido sobrepessão. B) Fragmentos transportados pelo fluido sobrepessão. C) Zonas com maior intensidade de brechação gerando quebra dos clastos, com fragmentos de tamanho decimétricos.	97
Figura 49. Feições rúpteis visualizadas em blocos do ponto 3. Br = Brechação hidráulica, Ft = Fraturamento, St = Estilolitos. A) Detalhamento dos fragmentos colapsados do mármore, causados por brechação hidráulica oriunda da sobrepessão de fluidos confinantes. A morfologia dos fragmentos indica certa rotação causada pelo fluido após o colapso por pressão, sem indícios de corrosão química em suas bordas, variando de tamanhos milimétricos até poucos centímetros, chegando a ocorrer fragmentos decimétricos em algumas porções, com alta angulosidade dos fragmentos. B) Detalhamento de fraturas tardias nos veios, brechação, estrutura S_0 parcialmente preservada e estilolitos (dissolução por pressão da compactação). C) Brechação hidráulica vista por diferentes ângulos de corte da rocha, externa e internamente.	100
Figura 50. A e B) Zona de cataclase nos níveis de mármore mais próximos aos metarenitos, vinculada a zona de falhas. C) Falha normal deslocando bloco de mármore e de metarenito.	101
Figura 51. Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ para o Mármore Mudador, indicativo de composições primárias ou secundárias (idiagenéticas). Análises de rochas estudadas (símbolo X). Valores próximos ao campo de composição primária apresentam maior representatividade da composição isotópica original das águas no momento de sua formação. Modificado de Jacobsen & Kaufman (1999).	105
Figura 52. Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ para o Mármore Mudador. Relação da fonte composicional de material carbonático das rochas estudadas (símbolo X) e da influência de diversos tipos de fontes-fluidos. No geral, as amostras apresentam composição carbonática de origem marinha, ou inorgânica, com pouca influência de fluidos metamórficos. A amostra mais distante dos campos de fluidos é a MUD 03 A. Modificado de Velez (2017).	105
Figura 53. Curva de composição isotópica de carbono ao longo do neoproterozoico. A reta preta tracejada horizontal representa a composição mais próxima da primária (amostra MUD 03 A), com valor $\delta^{13}\text{C}$ de -0,24. Modificado de Halverson et al. (2007).	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Propriedades físicas dos principais minerais carbonáticos. Modificado de Luz & Lins (2008).	23
Tabela 2. Atitudes de S0 dos mármores de PMU 3 e 4, de S1 dos metarenitos de PMU 6 e caimento da linha de charneira da dobra do afloramento, medida nos metarenitos de PMU 6.	89
Tabela 3. Resultados da quantificação mineralógica em DRX, pelo método de análise de rocha total.....	92
Tabela 4. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, baseados no padrão VPDB, das amostras do Mármore Mudador.....	93

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CPF – Complexo Passo Feio

GP – Granito Caçapava

ESRG – Escudo Sul-rio-grandense

FRX – Fluorescência de raios-X

DRX – Difração de raios-X

ICP-MS – Espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente

IRMS - *Isotope Ratio Spectrometry Mass*

CPGq - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica

SIMS – Espectrometria de íons secundários

TIMS – Espectrometria de massa por ionização térmica

TSG – Terreno São Gabriel

TT – Terreno Taquarembó

TTj – Terreno Tijucas

VPDB – *Vienna Pee Dee Belemnite*

VSMOW – *Vienna Standard Mean Ocean Water*

LISTA DE SÍMBOLOS

°C = Graus Celsius

δ = Delta

Sumário

1 INTRODUÇÃO	20
1.1 JUSTIFICATIVA	20
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	21
1.3 OBJETIVOS	22
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
2.1 MINERAIS E ROCHAS CARBONÁTICAS	23
2.1.1 <i>Mármore</i>	33
2.2 GEOQUÍMICA DE CARBONATOS	35
2.2.1 <i>Geoquímica isotópica</i>	37
2.2.1.1. <i>Isótopos Estáveis e Fracionamento Isotópico: C e O</i>	38
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	47
3.1 GEOLOGIA REGIONAL	47
3.1.1 <i>Ciclos Orogênicos</i>	48
3.1.2 <i>Província Mantiqueira e o Cinturão Dom Feliciano</i>	50
3.1.3 <i>Terreno São Gabriel</i>	55
3.2 GEOLOGIA LOCAL	57
3.2.1 <i>Complexo Passo Feio</i>	57
3.2.2 <i>Mármore Mudador</i>	60
4 MÉTODOS	62
4.1 ETAPA PRÉ-CAMPO.....	62
4.2 ETAPA DE CAMPO.....	63
4.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS.....	64
4.3.1 <i>Petrografia</i>	64
4.3.2 <i>Difração de raios-X</i>	64
4.3.3 <i>Geoquímica Isotópica: Carbono e Oxigênio</i>	66
5 RESULTADOS	68
5.1 DADOS DE CAMPO.....	68
5.1.1 <i>Metabasaltos</i>	70
5.1.2 <i>Mármore</i>	73
5.1.3 <i>Metarenitos e Metapelitos</i>	84
5.2 PETROGRAFIA DOS MÁRMORES.....	89
5.3 DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X DOS MÁRMORES.....	91
5.4 ISÓTOPOS DE C E O.....	92
6 DISCUSSÕES	94
6.1 ESTRATIGRAFIA E RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL.....	94
6.2. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA.....	96
6.3 ASPECTOS MINERALÓGICOS.....	102
6.4 INTERPRETAÇÕES ISOTÓPICAS.....	103
7 CONCLUSÕES	108
REFERÊNCIAS	109
ANEXOS	116

1 INTRODUÇÃO

As rochas carbonáticas incluem um grupo de litologias formadas essencialmente por carbonatos de cálcio e magnésio, como a calcita, principal mineral primário das rochas, a aragonita e a dolomita. A dolomita, quando em excesso, decorre do produto de processos secundários. Em menores proporções, há ocorrência de minerais silicáticos associados às rochas carbonáticas, principalmente quando submetidas a eventos metamórficos (Tucker, 2001).

Os calcários, dolomitos e mármore são importantes rochas utilizadas na reconstrução paleoambiental de ambientes marinhos e plataformais, devido a particularidade de conservarem informações petrográficas e geoquímicas geradas no momento de sua deposição no assoalho oceânico, além de servirem como indicativos de mudanças climáticas globais decorrentes, ao longo de períodos geológicos (Flügel, 2010). Além disso, os insumos carbonáticos são amplamente utilizados na indústria, principalmente como neutralizantes de solos ácidos da agricultura, na confecção de cimento para construção civil e usos estéticos como rocha ornamental (Luz & Lins, 2008).

Buscando reconstruir o cenário deposicional das rochas carbonáticas do presente estudo e contribuindo nos estudos de mármore do Escudo Sul-riograndense, no trabalho são apresentados dados de campo, mineralógicos, texturais e geoquímicos (isótopos de C e O) do Mármore Mudador, localizado no município de Caçapava do Sul, a sudoeste de Porto Alegre, RS.

1.1 Justificativa

O estudo “Geologia do Mármore Mudador, Complexo Passo Feio, Cinturão Dom Feliciano, RS” propõe ampliar as informações de campo da área do mármore, integrando, discutindo e interpretando com os estudos já disponíveis na literatura.

Os trabalhos realizados na pedreira Mudador incluem Gross (1998) e Fernandes (2019), que caracterizam a geomecânica do mármore, para fins de uso industrial, enquanto Neis (2017) fornece alguns dados petrográficos e geoquímicos da rocha.

No entanto, a carência de trabalhos em detalhe na área do Mármore Mudador, integrando as relações de campo, petrográficas, isotópicas e remontando parte da história geológica da unidade com sua reconstrução paleoambiental é a principal justificativa para a realização da presente monografia.

A monografia servirá como uma importante ferramenta adicional na complementação de dados do Complexo Passo Feio, além de um maior acervo sobre mármores do Escudo Sul Rio-grandense e a obtenção de relações paleoambientais entre si.

1.2 Localização da área de estudo

A área de estudo corresponde à pedreira Calcário Mudador, cuja extração de material ocorre há, pelo menos, 20 anos, em uma área de aproximadamente 0,30 km², pertencente à empresa Mineração Mônimo. Os principais serviços da pedreira incluem a produção e venda de materiais para construção civil, beneficiamento de solos, cimentos e cal.

A pedreira Calcário Mudador localiza-se na região do Arroio Mudador, a sudoeste do município de Caçapava do Sul, RS (Figura 1). Partindo da capital, Porto Alegre, o trajeto é realizado seguindo a leste da BR 290 até cruzamento com a BR 392, onde percorre-se no sentido sul da 392, contornando a cidade de Caçapava do Sul até chegar a BR 153, estrada onde está localizado o acesso à pedreira. A partir da BR 153, segue-se a sudoeste, sentido Bagé, por cerca de 30 km até o encontro da entrada da pedreira. Da entrada até a cava de exploração da pedreira, percorre-se cerca de 3,85 km de estrada de chão.

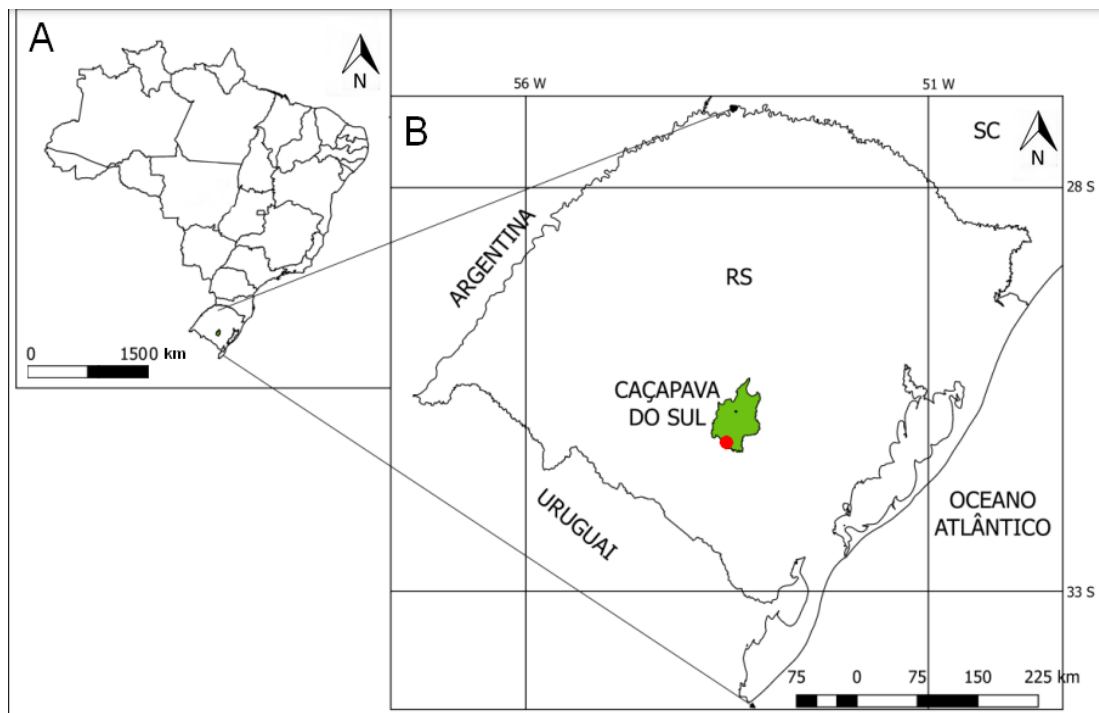


Figura 1. Localização do Mármore Mudador. A) Mapa do Brasil, destacando a região de estudo. B) Localização aproximada da área de estudo destacada em vermelho, a sudoeste do município de Caçapava do Sul, no centro do estado do Rio Grande do Sul. Modificado de Telles (2016).

1.3 Objetivos

O objetivo geral do trabalho é reconstituição do ambiente deposicional de formação do protólito carbonático do Mármore Mudador, bem como a obtenção de características paleoambientes da época, através da interpretação e integração de dados petrográficos, composicionais, estruturais e isotópicos (C e O) do mármore. Os objetivos específicos são listados abaixo:

- Levantamento detalhado da região da pedra, integrando em seção colunar as diferentes litologias e suas respectivas espessuras, e estruturas;
- Descrever a associação mineralógica e textural do Mármore Mudador;
- Obter a idade de formação do protólito carbonático a partir de isótopos estáveis;
- Interpretar a relação estratigráfica dos mármore com as demais litologias da área;
- Inferir um ambiente deposicional para a região.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

No presente tópico será realizada uma revisão sobre os minerais carbonáticos primários, suas propriedades, os tipos de rochas carbonáticas e seus principais usos na indústria. Em seguida, será dada uma ênfase às características geoquímicas dos carbonatos, apresentando os minerais secundários e a importância paleoambiental que tais minerais representam. Além disso, serão discutidas as relações físico-químicas de formação dos carbonatos e a geoquímica isotópica relacionada ao fracionamento de massa do C e O.

2.1 Minerais e rochas carbonáticas

Os principais minerais primários constituintes de rochas carbonáticas são a calcita e a aragonita, enquanto a dolomita, quando em excesso, costuma ocorrer de forma secundária como produto de processos químicos pós-deposicionais de rochas sedimentares. A calcita e a aragonita, polimorfos de carbonato de cálcio, manifestam sistemas cristalinos distintos, diferenciando-os em algumas propriedades físicas, como a morfologia, hábito, densidade, dureza e clivagem. As propriedades físicas dos principais minerais carbonáticos primários e alguns secundários são listadas na Tabela 1.

Tabela 1. Propriedades físicas dos principais minerais carbonáticos. Modificado de Luz & Lins (2008).

Mineral	Sistema cristalino	Dureza	Densidade	*Cor
Calcita - CaCO_3	Trigonal	3	2,72	branca
Dolomita - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Trigonal	3,5-4,0	2,87	branca
Aragonita - CaCO_3	Ortorrômico	3,5 -4,0	2,93-2,95	incolor
Siderita - FeCO_3	Trigonal	3,5-4,0	3,7-3,9	castanha
Ankerita - $\text{Ca}_3\text{MgFe}(\text{CO}_3)_6$	Trigonal	3,5-4,5	2,96-3,1	branca

* cor mais comum, podendo variar de acordo com impurezas.

A calcita é o mineral mais comum do sistema carbonático e, apesar de altamente resistente à erosão física, é facilmente erodido quimicamente por dissolução em processos intempéricos, diagenéticos e metamórficos. Sob ponto de vista químico, costuma ser classificada em baixo ou alto Mg, de acordo com o teor do

elemento presente na estrutura mineral, podendo formar minerais secundários a partir da calcita alto Mg de acordo com o aumento de magnésio no ambiente, formando, por exemplo, minerais de minério, como a magnesita, $MgCO_3$ (Scholle & Scholle, 2003). Quanto às características petrográficas, apresenta-se incolor à luz natural, com baixo a alto relevo, clivagem perfeita e comum ocorrência de maclas (Figura 2) (MacKenzie *et al.*, 2017).

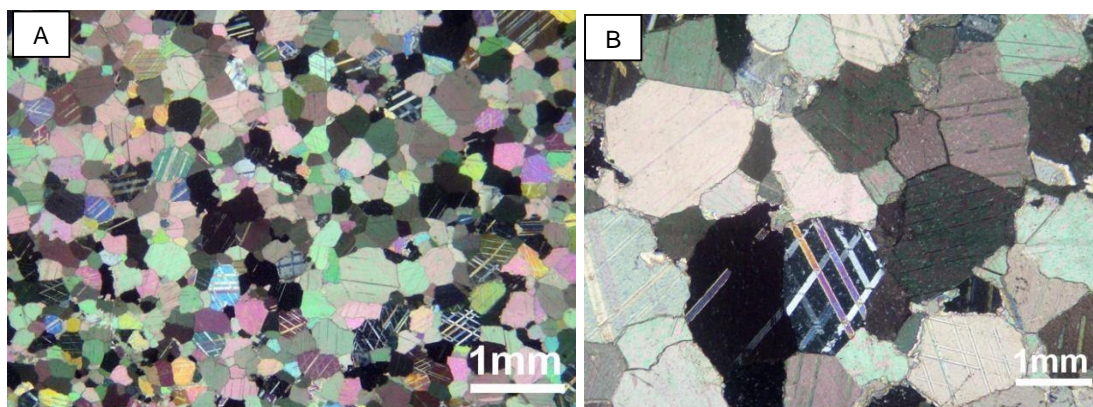


Figura 2. Aspecto de minerais carbonáticos em lâmina petrográfica. A) Minerais de calcita fina a média com objetiva de aumento do microscópio em 2x, cores de interferência de 4ª ordem característica dos carbonatos, textura granoblástica poligonal e macla bem desenvolvida em alguns cristais. B) Calcita grossa, com destaque a macla característica da calcita, objetiva de aumento 2x. Extraído de Strekeisen (2018).

A aragonita geralmente ocorre como produto da recristalização da calcita, característica de ambientes de baixas temperaturas e próximos à superfície, comum em evaporitos e cimentos carbonáticos. Pode ser classificada como aragonita baixo ou alto Sr, devido a, por vezes, conter níveis significativos do elemento em sua estrutura.

A dolomita, ao contrário da calcita e aragonita, dificilmente é formada como mineral primário, uma vez que sua ocorrência em abundância é justificada por processos posteriores à cristalização dos minerais, denominados de dolomitização, cuja calcita é transformada em dolomita em ambientes ricos em fluidos magnesianos através de trocas catiônicas. A dolomitização pode ocorrer, também, por processos diagenéticos e metamórficos.

O grupo de rochas carbonáticas inclui, principalmente, o calcário e o dolomito, representantes sedimentares, e os mármore, quando expostas ao metamorfismo. Os carbonatitos, representantes carbonáticas de origem ígneas, são de ocorrência mais pontual, sendo importantes rochas de interesse econômico em virtude do enriquecimentos em elementos terras raras (ETRs) e minerais fosfáticos, essenciais

na produção tecnológica e na produção de ácido fosfórico para confecção de fertilizantes, respectivamente (Anzolin, 2015).

Os calcários e dolomitos representam cerca de 5 a 10% das rochas sedimentares presentes na crosta terrestre e sua fonte provém, principalmente, de determinados organismos e soluções químicas marinhas, que precipitam no fundo dos oceanos gerando grandes depósitos carbonáticos (Ricketts, 2019). A profundidade de acumulação de carbonatos ocorre até a zona de compensação do carbonato (CCD), que é de aproximadamente 5 km de profundidade no Equador e 3 km quando próximo aos pólos (Scholle & Scholle, 2003).

Nessas rochas, a aragonita costuma ocorrer como cimento carbonático, em formas aciculares e fibrosas, enquanto a calcita apresenta hábitos em mosaico, no geral. Por vezes, em determinadas condições físico-químicas, a aragonita ocorre como produto de recristalização da calcita por processos diagenéticos. É comum a presença de minerais siliciclásticos, como o quartzo, argilominerais e chert como acessórios além de fosfatos e óxidos de ferro (Sgarbi, 2012). As rochas dolomíticas são produtos da alteração de calcários submetidos a processos físico-químicos durante a diagênese, causando substituições catiônicas e reações de dolomitização (Press et al., 2006). A natureza mineral dos carbonatos envolve a precipitação de compostos orgânicos e inorgânicos, gerando uma acumulação carbonática em ambientes marinhos e plataformais. Para isso, diversos fatores são levados em conta, como a atividade bacteriana do meio, as condições bioquímicas e físico-químicas do meio, e a influência da tectônica global no ambiente.

A atividade bacteriana, por exemplo, influencia em todo o ciclo carbonático de formação de rochas, pois auxiliam na transformação e decomposição de compostos orgânicos e inorgânicos, no controle do pH e Eh do meio e na produção de gases. Algumas bactérias, inclusive, podem servir como um núcleo de precipitação inorgânica de carbonatos, principalmente de dolomita. Em relação a biota, durante a fotossíntese de algumas plantas terrestres o CO₂ emitido pode ser parcialmente absorvido pela água do mar, contribuindo também para a formação dos carbonatos orgânicos (Scholle & Scholle, 2003).

Os processos de deposição de carbonatos inorgânicos envolvem fatores reativos de precipitação carbonática, reações redox, recristalização e substituição,

enquanto os principais fatores físico-químicos envolvidos são a temperatura, pressão, solubilidade, potencial iônico e composição da solução do ambiente marinho (Scholle & Scholle, 2003).

Além das influências químicas e bioquímicas, a influência da tectônica global atua como um importante fator na contribuição sedimentar de compostos carbonáticos, uma vez que variações tectônicas são relacionadas às mudanças de composição e concentração de minerais carbonáticos ao longo das eras geológicas (Figura 3). Por exemplo, em episódios de expansão de crosta oceânica e aumento do nível do mar, observados no Ordoviciano e Siluriano, a razão Mg/Ca diminui em consequência do aumento da quantidade Ca^{+2} no oceano, decorrente das reações hidrotermais na dorsal da nova crosta formada, que adiciona Ca^{+2} ao meio, favorecendo a precipitação de calcita baixo Mg na forma de cimento. Por outro lado, quando há movimentações compressivas de fechamento de ambientes marinhos por consumo de crosta oceânica e diminuição do nível do mar, há um aumento na taxa de Mg/Ca, favorecendo um enriquecimento em aragonita na água do mar e precipitação de calcita alto Mg e aragonita na forma de cimento (Stanley *et al.*, 2002).

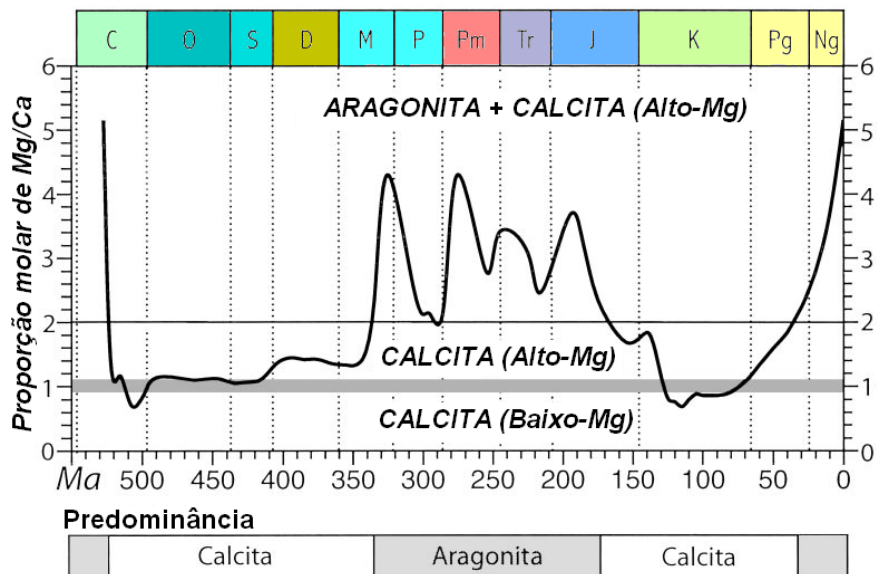


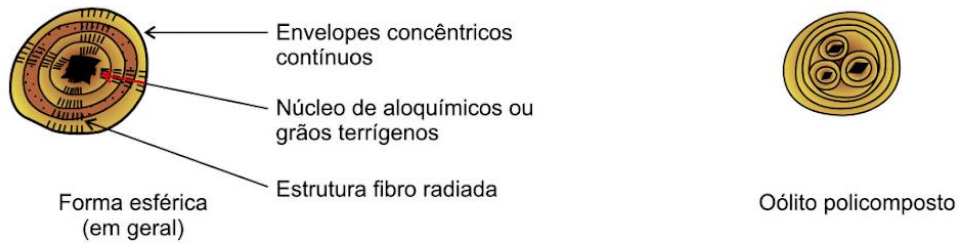
Figura 3. Proporção de Mg/Ca nos oceanos ao longo do Éon Fanerozoico, devido a influências tectônicas de formação e consumo de crosta oceânica. Há, ao menos, três grandes variações na curva composicional que ilustram fortes mudanças no ciclo tectônico. O período em que houve enriquecimento de aragonita e calcita alto Mg nos oceanos condiz com o período de formação do supercontinente Pangeia, até o sua fragmentação em Gondwana e Laurásia, ou seja, um período marcado por consumo de crosta oceânica, resultando em menores quantidades de cálcio no sistema. Modificado de Stanley *et al.* (2002).

Consequentemente, a variação composicional do meio acaba por influenciar na composição esquelética dos organismos marinhos, cujas condições marinhas de baixo Mg/Ca favorecem a formação de organismos como moluscos e corais,

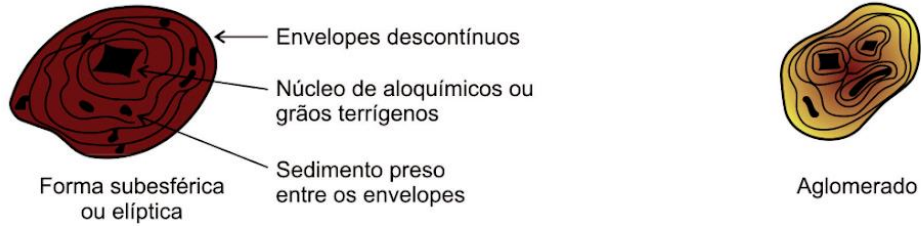
enquanto condições de alto Mg/Ca favorecem braquiópodes, equinodermos, algas calcárias e corais extintos (Ricketts, 2019). Um importante dado relacionado aos organismos carbonáticos na formação de rochas é de que tais carbonatos de origem orgânica tendem a conter 30% de $MgCO_3$ em sua estrutura, enquanto os carbonatos de origem inorgânica, como os aloquímicos, contêm até 4% de $MgCO_3$ (Scholle & Scholle, 2003). Outros elementos presentes na estrutura dos organismos em baixas concentrações, como Fe, Cu, B e I, atuam como biocatalisadores de reações, favorecendo e aumentando a velocidade das reações carbonáticas.

Quanto aos componentes primários das rochas carbonáticas sedimentares, há as partículas inorgânicas aloquímicas, os fragmentos orgânicos esqueléticos, a matriz carbonática e o cimento carbonático (Ricketts, 2019). As partículas aloquímicas, como os oólitos, oncólitos e bioclastos, ilustrados na figura 4, são importantes ferramentas de interpretação do ambiente deposicional (Terra *et al.*, 2010). Os oólitos, por exemplo, se formam em ambientes de mar raso e agitado, enquanto os pellets, variação de peloides, são comuns em ambientes calmos como lagos (Ricketts, 2019).

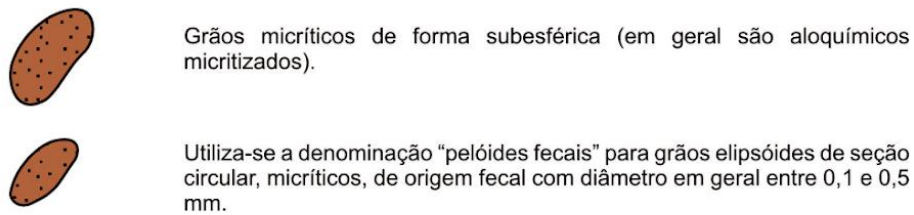
OÓLITOS (originados por acreção físico-química)



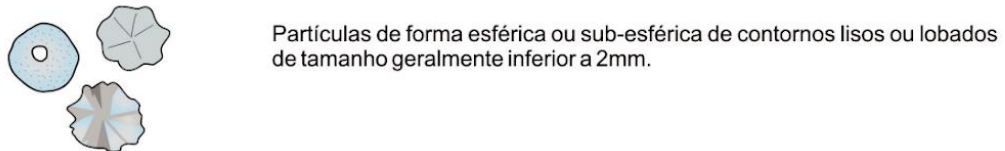
ONCOLITOS (originados por acreção orgânica de cianobactérias)



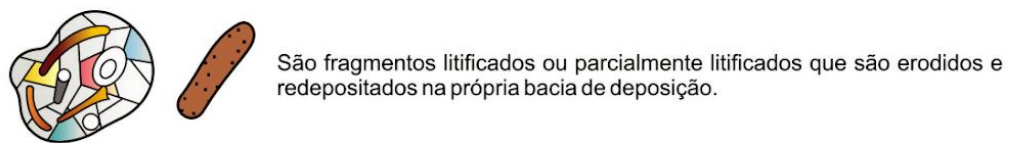
PELOIDES E PELOIDES FECAIS



ESFERULITOS



INTRACLASTOS



BIOCLASTOS



Figura 4. Principais partículas aloquímicas das rochas carbonáticas e suas estruturas. Extraído de Terra *et al.* (2010).

Os componentes esqueléticos provêm dos organismos marinhos que, na maioria das vezes, possuem um alto grau de preservação. Os principais organismos marinhos que contribuem na formação de carbonatos são os celenterados, briozoários, anelídeos, equinóides, moluscos, artrópodes, foraminíferos e algas calcáreas (Scholle & Scholle, 2003). Um exemplo de registro de estruturas orgânicas carbonáticas são os microbialitos.

Os microbialitos são um importante grupo de registros rochosos compostos por estruturas sedimentares orgânicas, no qual organismos precipitam-se como sedimentos e, por vezes, aprisionam sedimentos clásticos consigo. Microbialitos laminados são conhecidos como estromatólitos, unidade composta predominantemente por organismos pré-cambrianos, como cianobactérias procarióticas, característicos de ambientes marinhos de até 200 metros de profundidade (Figura 9) (Tucker, 2001). Por outro lado, os microbialitos não laminados, conhecidos como trombólitos ou estromatólitos não laminados, são registros predominantemente permianos representados por organismos eucarióticos, como diatomáceas e algas vermelhas, formando estruturas mais difusas no geral (Ricketts, 2019).

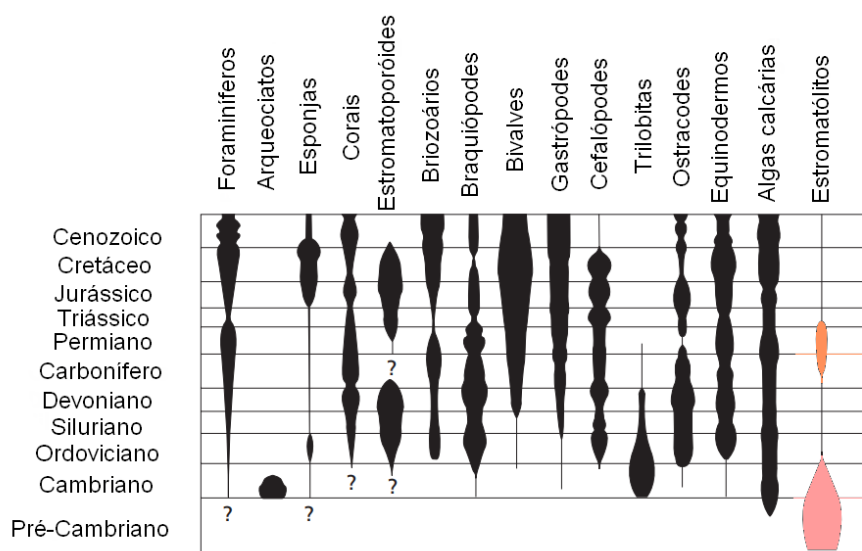


Figura 5. Diversidade taxonômica de organismos durante os períodos geológicos. Os estromatólitos ocorrem particularmente no Pré-Cambriano, em maior intensidade, e no Permiano. Extraído de Tucker (2001).

Determinados elementos químicos presentes em minerais carbonáticos são essenciais na interpretação do tipo de organismo que deu origem àquele mineral. Por exemplo, aragonita com teores de Sr, um mineral presente nos esqueletos de algas e invertebrados, comumente indica fontes de corais e algas calcárias de precipitação

(Ricketts, 2019). Em microscópio petrográfico, apresentam as mais variadas formas e preenchimentos (Figura 6).

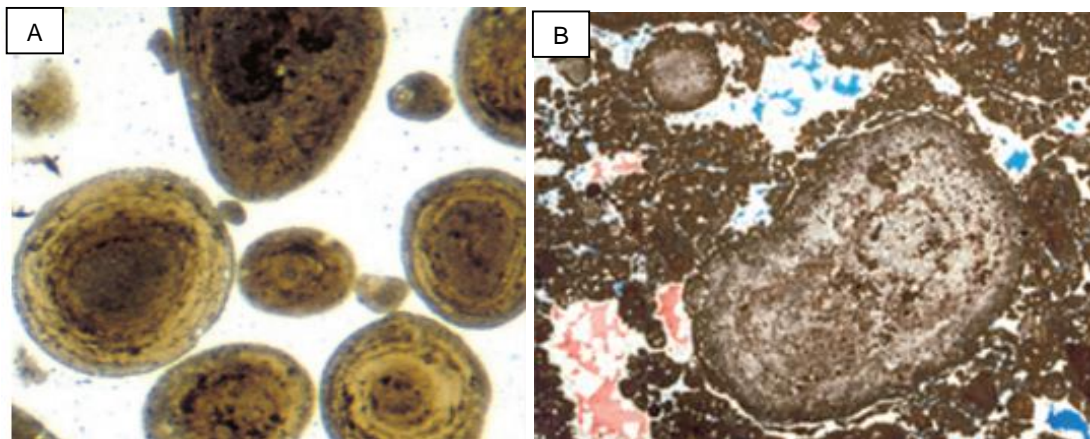


Figura 6. A) Ooides com núcleos peloidais de precipitado de aragonita com presença de material orgânico de coloração escura. Tamanhos médios de 1mm. B) Pisoide dolomitizado de 16mm. Extraído de Scholle & Scholle, (2003).

O segundo grupo de componentes primários de rochas carbonáticas são os cimentos carbonáticos. Os cimentos carbonáticos são o produto da compactação e litificação da rocha no fundo marinho, que precipita a partir de um fluido supersaturado em material carbonático, seja de fontes meteóricas ou diagenéticas, preenchendo os espaços porosos da rocha de diversas maneiras, hábitos e composições diferentes (Tucker, 2001) (Figura 7). Cimentos compostos essencialmente de calcita grossa são chamados de espato.

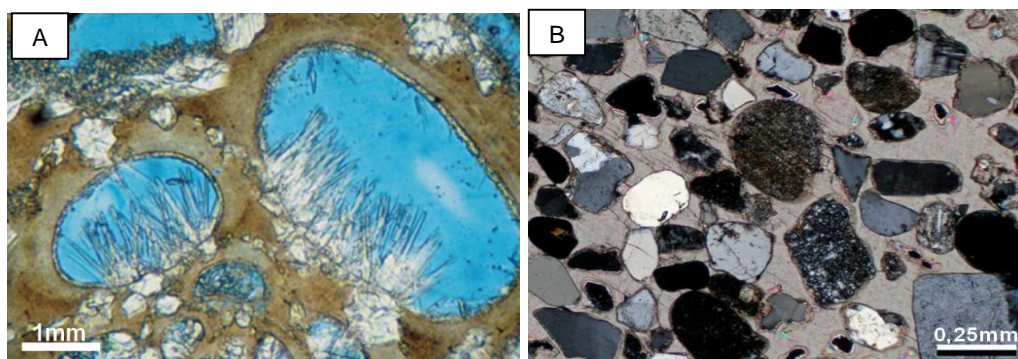


Figura 7. Exemplo de cimento carbonático visto em microscópio petrográfico. A) O cimento de aragonita com hábito acicular (ripas) preenche os espaços de corpos foraminíferos dissolvidos. B) Cimento de calcita poiquilotópica preenchendo poros em arenito. Extraído de Scholle & Scholle (2003).

Os principais hábitos em cimentos carbonáticos são o equante e o acicular, no qual sua forma vai depender das condições físico-químicas do ambiente, dos agentes externos, como fluidos meteóricas e da disponibilidade de ânions carbonatos no sistema, e dos cátions cálcio e magnésio (Figura 8).

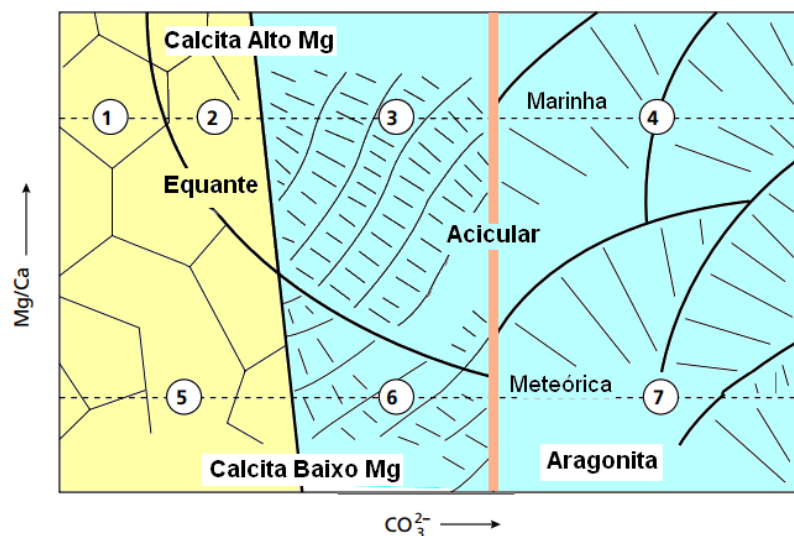


Figura 8. Esquema de hábitos equantes (amarelo) e aciculares (azul) dos cimentos carbonáticos, conforme a razão de Mg/Ca em mols no ambiente e a quantidade de ânion carbonato disponível. A linha laranja separa a calcita da aragonita. As linhas tracejadas separam situações de ambientes marinhos (exemplos 1, 2, 3 e 4) e ambientes mais superficiais, com influência de água meteórica (exemplos 5, 6 e 7). 1 = Cimento equante de calcita alto Mg em águas frias e profundas; 2 = Cimento equante calcítico em recifes; 3 = Cimento acicular calcítico em recifes e calcarenitos; 4 = Cimento aragonítico em recifes e calcarenitos; 5 = Cimento equante de calcita baixo Mg em ambiente meteórico; 6 = Cimento acicular calcítico em travertinos e espeleotemas; 7 = Cimento acicular aragonítico em espeleotemas. Modificado de Tucker (2001).

Por fim, o terceiro grupo de componentes primários é a matriz carbonática. A matriz carbonática é composta de lama carbonática (micrita), com tamanho de grão menor ou igual a silte (Terra *et al.*, 2010), formada por aglutinação de minúsculos restos de esqueletos de algas verdes, corais e por influências bacterianas (Ricketts, 2019).

A classificação das rochas carbonáticas sedimentares é bastante complexa e, atualmente, são utilizadas duas principais classificações: a de Dunham (1962) e a de Embry & Klovan (1971). Dunham (1962) classifica as rochas texturalmente conforme a relação entre os aloquímicos e a quantidade de lama carbonática em *mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *grainstone*, *boudstone*, enquanto Embry & Klovan (1971) classificam a rocha em relação à composição. A classificação de Embry & Klovan (1971) é usada como uma classificação complementar à classificação de Dunham, passando por diversas modificações até chegar a um modelo final (Figura 9).

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>

Figura 9. Classificação de rochas carbonáticas e modificações de Embry & Klovan. Extraído de Terra *et al.*(2010).

Por fim, existe a classificação “PETROBRAS”, que envolve, além das variáveis composicionais e texturais, a diagênese (Figura 10).

Granulometria	Matriz / Cimento	Aloquímicos	Variações
Calcirrudito: mais de 10% de partículas > 2mm	Micrítico, Espático, Espático / Micrítico ou Micrítico / Espático	Bioclástico, Oolítico, Oncolítico, Peloidal, Pelletoidal, Intraclástico	Parcialmente dolomitizados, silicificados, recristalizados, fosfatizados, com glauconita, anidrita, pirita, grãos de quartzo, feldspatos, micas, rochas diversas, etc...
Calcarenito: menos de 10% de partículas > 2mm, predominantemente tamanho areia	Micrítico, Espático, Espático / Micrítico ou Micrítico / Espático	Bioclástico, Oolítico, Oncolítico, Peloidal, Pelletoidal, Intraclástico	
Calcissiltito: menos de 10% de aloquímicos tamanho areia, predominantemente tamanho silte		Com: bioclastos, oolitos, oncolitos, pelóides, pellets, intraclastos	
Calcilutito: menos de 10% de aloquímicos, predominantemente lama carbonática		Com: bioclastos, oolitos, oncolitos, pelóides, pellets, intraclastos	
Biolitito	Recifais, Bioconstruídos		
Bioacumulado	Organismos depositados <i>in situ</i>		
Espatito / Microespatito	Texturas deposicionais irreconhecíveis	Constituintes deposicionais irreconhecíveis	Totalmente Recristalizados
Doloespatito / Microdoloespatito	Texturas deposicionais irreconhecíveis	Constituintes deposicionais irreconhecíveis	Totalmente Dolomitizados

(Mod. Grabau, 1904; Brankamp & Powers 1958)

Figura 10. Classificação da Petrobras para rochas carbonáticas. Extraído de polígrafo de notas de aula da disciplina Petrologia Sedimentar, ministrada pelo professor Luiz Fernando de Ros (2017).

A diagênese dos carbonatos é a etapa final de formação da rocha sedimentar, indo a temperaturas de até 200 °C, limite onde se iniciam as reações metamórficas (anquimetamorfismo). Os produtos formados durante a diagênese podem fornecer dados e delimitar reações pós-deposicionais que afetaram a formação da rocha. Dentre os processos, são destacados a cimentação carbonática nos poros da rocha, a dissolução de minerais primários, recristalização mineral e compactação física e química, gerando fraturas e estilólitos, respectivamente (Scholle & Scholle 2003).

2.1.1 Mármore

Partindo para o campo de metamorfismo, há os mármore, rochas carbonáticas metamorfizadas, geralmente de protólitos de calcário e calcarenitos. No geral, apresentam uma assembleia mineral simples de calcita e dolomita (> 50%), podendo ocorrer quartzo, pirita, mica, grafita, talco, anfíbólio e piroxênio cálcico, mais raramente, e sua aparência depende do grau de metamorfismo em que o protólito foi submetido, apresentando coloração que pode variar do branco ao preto, em casos extremos (Sgarbi, 2012). Alguns podem apresentar zonas com escarnitos devido à interação da rocha com intrusões magmáticas, gerando alterações metassomáticas. Impurezas em mármore significam porções composicionais não carbonáticas, como conteúdos significativos de minerais silicáticos, gerando uma mistura de material carbonático e silicoso, chamado de marga.

Quanto mais impuro o protólito carbonático, maior será a quantidade de novos minerais formados durante os eventos metamórficos (Yardley, 1994). Outros protólitos em que os carbonatos ocorrem de forma subordinada, como rochas calcissilicáticas, ricas em silicatos de Ca e Mg, geram reações e produtos bem distintos aos mármore (Figura 11) (Fettes & Desmons, 2014).

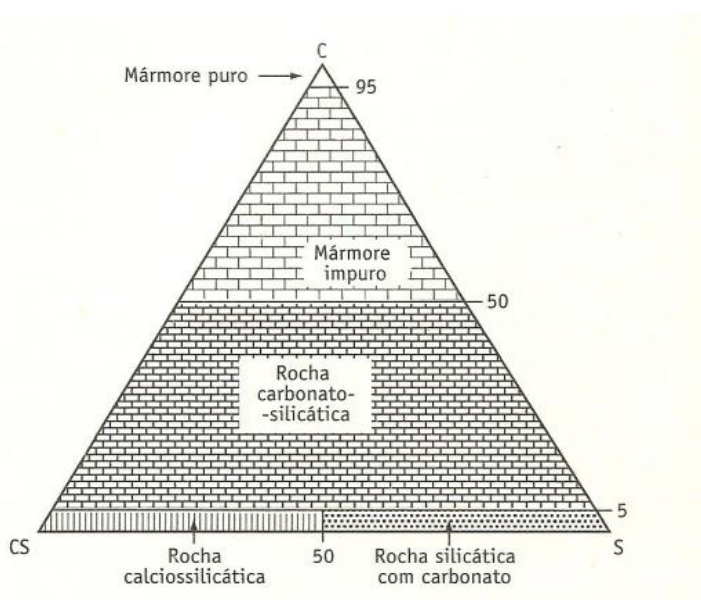


Figura 11. Diagrama composicional do metamorfismo em protólitos de rochas com diferentes conteúdos de carbonatos e sílica. Mármore impuros devem conter, no mínimo, 50% de carbonatos em sua composição total do protólito. Abaixo disso, os produtos metamórficos formados serão rochas carbonato-silicáticas. C = minerais carbonáticos; CS = minerais calcissilicáticos (nesse campo, plotam os escarnitos); S = minerais silicáticos. Extraído de Fettes & Desmons (2014).

Mármoreos em que o grau metamórfico atuante é baixo costumam preservar as estruturas e texturas da rocha original, enquanto altos graus de metamorfismo eliminam os registros devido à alta quantidade de recristalização sobre a rocha. A textura metamórfica mais comum em mármoreos é a textura granoblástica poligonal, ilustrada na figura 2, indicativa de recristalização mineral.

Os mármoreos são divididos em dois grupos: mármoreos calcíticos e mármoreos dolomíticos. Mármoreos calcíticos são compostos essencialmente por calcita de granulometria grossa, resultante da recristalização. Entretanto, apresentam poucos dados interpretativos do ambiente original de formação da rocha, visto que a calcita possui a propriedade de permanecer estável fisicamente em diversas condições de pressão e temperatura, onde em alta pressão, pode recristalizar para aragonita (Yardley, 1994).

Quando há metamorfismo de contato entre resíduos de material magmático com mármoreos calcíticos margosos, é comum a formação de wollastonita, pela reação CaCO_3 (calcita) + SiO_2 (quartzo) > CaSiO_3 (wollastonita) + CO_2 (voláteis) em condições de alta temperatura e baixa pressão, gerando também fluidos ricos em voláteis.

Mármoreos dolomíticos, ao contrário dos calcíticos, fornecem dados significativos relacionados ao ambiente de formação do protólito em virtude da sua mineralogia altamente reativa em condições variadas de pressão e temperatura. Não é incomum a presença de talco, tremolita e diopsídio como produtos de reações metamórficas de baixo, médio e alto grau, respectivamente, devido ao alto teor de magnésio presente na rocha, apesar da paragênese também estar relacionada a reações de metamorfismo de contato. Em condições mais excepcionais de pressão e temperatura, pode haver formação de forsterita, uma olivina magnésiana (Yardley, 1994).

Além da composição do química-mineral do mármore e das condições físico-químicas, os fluidos contribuem de modo significativo para as reações metamórficas que ocorrem na rocha, sendo classificados em duas extremidades: o tamponamento interno e tamponamento externo. No tamponamento interno a composição do fluido vai depender somente da composição mineral da rocha em que o fluido percola, como fluidos basiniais e meteóricos, enquanto que no tamponamento externo a composição é baseada conforme a fonte de origem do fluido, como fluidos residuais de processos

magmáticos, que reagem com o mármore, precipitam parcialmente e continuam percolando a rocha sem ter sua composição afetada, de modo que não há troca de substâncias com o meio percolante. As reações que envolvem os mármore junto aos fluidos podem ser agrupadas como reações de descarbonatação e carbonatação, de desidratação e hidratação, além de reações sem envolvimento de fluidos (Yardley, 1994).

No metamorfismo, a calcita e a dolomita podem formar soluções sólidas, de maneira que a temperatura de formação desses minerais podem ser determinados a partir do conteúdo de Mg na calcita, na forma de $MgCO_3$ e também pela presença de ferro no sistema. Os dados de temperatura de formação, através de cálculos, podem fornecer informações sobre a formação da rocha e o grau de metamorfismo a que foi submetida (Yardley, 1994).

2.2 Geoquímica de carbonatos

Os carbonatos, apesar da simples composição química e estrutural, frequentemente são submetidos a mudanças físico-químicas em determinados tipos de ambientes, gerando novas associações mineralógicas e texturais. Além disso, rochas carbonáticas são fontes de informações paleogenéticas e paleoambientais devido a sua propriedade de guardar registros isotópicos e químicos dos seus respectivos oceanos de formação, por exemplo, em razões isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{18}O\text{‰}$ e $\delta^{13}C\text{‰}$ (Dickin, 2018).

Os minerais carbonáticos primários, quando expostos a ambientes ricos em determinados metais de transição, como o Fe^{+2} e Mn^{+2} , podem favorecer substituições catiônicas por solução sólida entre o Ca^{+2} e Mg^{+2} da calcita, aragonita e dolomita com os metais de transição de mesma valência em condições físico-químicas específicas, gerando minerais carbonáticos secundários, como carbonatos ferrosos. Tais ambientes estão diretamente ligados com o potencial iônico (PI) dos cátions envolvidos, uma vez que esta grandeza é responsável por determinar a disponibilidade dos íons na natureza, além da necessidade dos raios catiônicos envolvidos serem semelhantes entre si (Bjørlykke, 2015).

O potencial iônico é a energia necessária, em $\text{kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$, para que um elétron seja retirado da camada de valência do átomo, obtida pela divisão da carga do cátion pelo seu raio iônico (RI). Elementos com baixo PI apresentam maior solubilidade, enquanto valores intermediários costumam formar compostos hidrolisados em cátions trivalentes, como hidróxido de ferro III, ou goethita $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$, produto comum de intemperismo em rochas. Elementos com alto PI costumam formar ânions de sulfato $(\text{SO}_4)^{2-}$ e carbonato $(\text{CO}_3)^{2-}$ (Figura 12) (Bjørlykke, 2015).

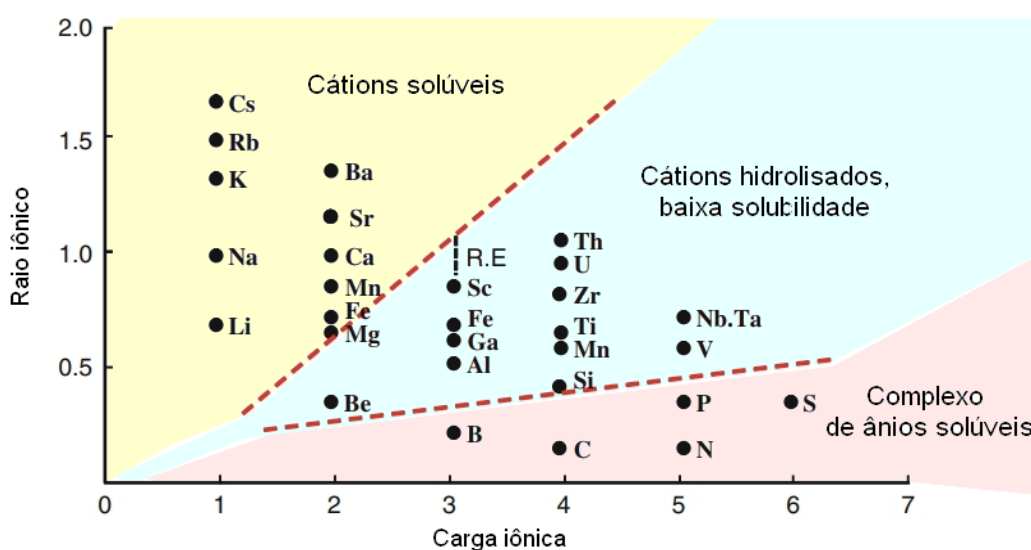


Figura 12. Gráfico do potencial iônico e seus comportamentos em meio exógeno. Íons com baixo PI, como o Cs^+ , Rb^+ e K^+ , são fortemente solúveis e, conseqüentemente, costumam ocorrer, na natureza, na forma de sais dissolvidos em fluidos. Os cátions com solubilidade intermediária a baixa, como o Fe e Mg, são mais comumente encontrados na natureza como hidróxido. Íons com alto PI costumam formar compostos aniônicos, como sulfatos e carbonatos. Modificado de Bjørlykke (2015).

No átomo de magnésio, por exemplo, há dois elétrons na camada de valência de sua eletrosfera, no qual a energia necessária para retirar o primeiro e o segundo elétron é de $740 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$ (E_{I1}) e $1450 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$ (E_{I2}), respectivamente, tornando-o bivalente e diminuindo seu raio iônico. Para retirar um terceiro elétron, a energia necessária seria de $7730 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$, aproximadamente seis vezes a E_{I2} . Isso explica o porquê do magnésio e outros cátions, como o Fe^{2+} , geralmente ocorrerem na forma catiônica bivalente na natureza. O ferro e o magnésio possuem um raio iônico praticamente igual, de 1,72 angstroms, favorecendo uma fácil migração entre seus cátions, além de apresentarem PI semelhantes, conforme ilustrado no diagrama da figura 12 (Bjørlykke, 2015).

A mineralogia secundária dos carbonatos ilustra de forma prática a influência do potencial iônico e do raio iônico nas reações de troca iônica. Em ambientes com abundância do cátion Fe^{2+} , pode ocorrer uma solução sólida entre o Fe^{2+} e o Mg^{2+} de

uma dolomita, por exemplo, gerando ankerita $[\text{Ca}_2\text{MgFe}(\text{CO}_3)_4]$, uma variação ferrosa da dolomita, característica de ambientes mais profundos de formação da rocha. Na calcita, o grupo de minerais formados por substituição é mais extenso, podendo haver troca do cálcio por ferro em condições redutoras, gerando siderita (FeCO_3), por manganês, gerando rodocrosita (MnCO_3), um valioso mineral na confecção de gemas e, mais raramente, por magnésio, gerando magnesita (MgCO_3) (Luz & Lins, 2008). Entretanto, a geração desses minerais a partir da calcita ocorre em condições físico-químicas muito específicas, como em temperaturas superiores a 250 °C (Romanek *et al.*, 2009).

Há casos pontuais de minerais carbonáticos secundários que podem ocorrer de forma primária, como a siderita “biológica”. O mineral siderita pode ser gerado de forma primária por influências biológicas a partir da redução do cátion Fe^{+3} causada por bactérias, tangendo um importante mineral na determinação de *paleoambientes*. *Em ambientes com condições apropriadas de pH e com fontes substanciais de CO_2* , a formação de siderita biológica é realizada por microorganismos procariontes reduzindo o Fe^{+3} disponível para Fe^{+2} que, ligado ao CO_2 disponível, provoca a precipitação do mineral, podendo, inclusive, gerar concreções significativas de siderita. Nessas condições, é comum ocorrer troca iônica do Fe^{+2} com cátions Mg^{+2} disponíveis, gerando magnesita (Romanek *et al.*, 2009).

Os registros isotópicos de rochas carbonáticas fornecem importantes dados de reconstrução paleoambiental de uma região, como será discutido no próximo ítem.

2.2.1 Geoquímica isotópica

As rochas carbonáticas são fontes tradicionais de estudos isotópicos, principalmente pela alta capacidade de preservação dos valores e razões isotópicas de elementos como o estrôncio, carbono e oxigênio que são acoplados aos materiais carbonáticos durante sua formação e deposição no fundo marinho, registrando informações do ambiente deposicional da rocha. O estrôncio é classificado como um isótopo instável, enquanto o carbono e o oxigênio são classificados como isótopos estáveis (Allègre, 2008).

Nos isótopos estáveis, ao invés do decaimento radioativo, há um fracionamento químico de massa, uma vez que a diferença de peso entre os isótopos do elemento é

na ordem de altas grandezas. São divididos em duas classes, os radiogênicos, quando frutos de decaimento radioativo, e os não radiogênicos, que não são gerados por decaimento radioativo. Geralmente, são usados em análises de processos supergênicos, estudos ambientais, diagenéticos e hidroquímicos, sendo os mais usados os isótopos de hidrogênio, carbono, nitrogênio, oxigênio e enxofre (Allègre, 2008).

Os isótopos fornecem uma gama de informações paleoambientais e temporais sobre os carbonatos. Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são importantes ferramentas para estabelecer dados concordantes com curvas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos neoproterozoicos. Para o Mármore Mudador, Neis (2017) apresenta valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que variam entre 0,709274 e 0,714346, considerados, entretanto, anômalos para os oceanos neoproterozoicos, provavelmente devido à forte interação dos componentes primários com fluidos e produtos diagenéticos.

2.2.1.1. Isótopos Estáveis e Fracionamento Isotópico: C e O

No geral, os isótopos estáveis são elementos leves, como o H, Li, B, C, N, O, Si, S e Cl, que ocorrem em função de processos de fracionamento químico e conservação de sua massa durante sua existência devido à estabilidade nuclear de seus elementos. Nos isótopos estáveis, as variações nas razões isotópicas são extremamente leves, na base de partes por mil e, portanto, são expressas em per mil (‰), com simbologia δ (delta), sempre em relação ao isótopo mais pesado da razão isotópica (Allègre, 2008; Sharp, 2017).

Suas variações na natureza decorrem, principalmente, do balanço de massa dos ciclos hidrológicos e bioquímicos, os quais têm como reservatório principal os oceanos. No caso do ciclo hidrológico, que envolve trocas entre as águas oceânicas, águas doces de rios e lagos, águas de calotas polares e a atmosfera, há evaporação das águas dos oceanos, com posterior condensação e precipitação, completando um ciclo. No momento em que há interrupções nesse sistema, as razões isotópicas registram-os na forma de anomalias, podendo indicar uma glaciação, por exemplo, que causa uma instabilidade nos ciclos naturais (Hoefs, 2004).

Seus resultados e análises são relacionados a padrões internacionais, que variam de elemento para elemento, conforme ilustrado na equação abaixo:

$$\delta = \frac{\text{Razão isotópica da amostra} - \text{Razão isotópica do padrão}}{\text{Razão isotópica do padrão}} \times 1000 \quad (1)$$

no qual o padrão varia de acordo com o isótopo. Seus estudos enfatizam-se em função dos isótopos mais abundantes do determinado elemento químico.

Quimicamente, o fracionamento isotópico dos estáveis ocorre devido a efeitos de movimentação vibracional na estrutura atômica do elemento, envolvendo uma série de princípios quânticos de elevada complexidade ligados à energia interna do elemento químico.

Na geoquímica isotópica de rochas carbonáticas, os isótopos estáveis de carbono e oxigênio contribuem para o fornecimento de dados relacionados à época deposicional do material no oceano, por meio de comparativos dos resultados gerados com curvas de calibração dos oceanos neoproterozoicos e fanerozoicos (Allégre, 2008).

O oxigênio é o elemento químico de maior abundância na Terra, compondo praticamente todos os minerais silicáticos do planeta, além de compostos líquidos e gasosos, apresentando uma estabilidade em ampla escala de temperatura (Allégre, 2008). É pertencente ao grupo dos não metais, cuja classificação geoquímica de Goldschmidt o insere no grupo dos litófilos, justificando sua abundância terrestre. Apresenta número atômico 8 e natureza predominantemente aniônica, na forma O^{2-} . Ao todo, o oxigênio conta com 3 isótopos, o ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , ambos com 8 prótons em sua estrutura atômica e 8, 9 e 10 número de nêutrons, respectivamente, contando com uma abundância natural de 99,757, 0,0375 e 0,205 % (Hoefs, 2004).

Os resultados analíticos da composição isotópica de oxigênio costumam ser expressos quanto ao enriquecimento ou empobrecimento do isótopo estável mais pesado, ^{18}O , na forma de $\delta^{18}O$ negativo ou positivo, a partir da razão $^{18}O/^{16}O$ amostral em relação a um padrão. Assume-se que δ simbolize o valor referencial da água do mar, como $\delta = 0 \text{ ‰}$ (Allégre, 2008).

De forma similar a água do mar, diversos compostos de ocorrência natural apresentam uma assinatura isotópica própria de $\delta^{18}O$, como vapor de água, vegetais, organismos marinhos, rochas e minerais. Rochas carbonáticas como o calcário apresentam valores de $\delta^{18}O$ entre +25 e +34, configurando um alto enriquecimento

em ^{18}O em sua estrutura, enquanto determinadas rochas ígneas e metamórficas mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +5 até +13 (Allégre, 2008)

Os valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ expressam uma depleção significativa no isótopo ^{18}O , característicos de reservatórios de água doce, rios e lagos. Possivelmente, a razão de tal depleção decorre dos fatores do ciclo hidrológico planetário, cujos processos de evaporação e condensação causam um empobrecimento de ^{18}O na água que volta para o ciclo na forma de precipitação. Ou seja, basicamente há um balanço de massa do ^{18}O no sistema hidrológico natural da terra.

O valor de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos muda entre períodos glaciais e interglaciais (Figura 13). Em períodos glaciais, após ocorrer evaporação da água do mar e períodos de precipitação, as águas da chuva congelam e ficam retidas em calotas polares, inviabilizando o ciclo hidrológico e a devolução das águas sob a forma de precipitação aos oceanos. Conseqüentemente, o oceano vai depletando-se em ^{16}O durante períodos glaciais ao longo do tempo geológico, causando um enriquecimento em ^{18}O nas águas oceânicas, tornando os valores de $\delta^{18}\text{O}$ cada vez mais positivos. Tais processos são conhecidos como anomalias, que são registradas em minerais e organismos, principalmente em foraminíferos precipitados em épocas glaciais. Portanto, picos de anomalia positivas correspondem a períodos de glaciação, enquanto picos anômalo negativos à períodos interglaciais. Casos de anomalias de intercalação são comuns no Cenozoico Superior (White, 2015).

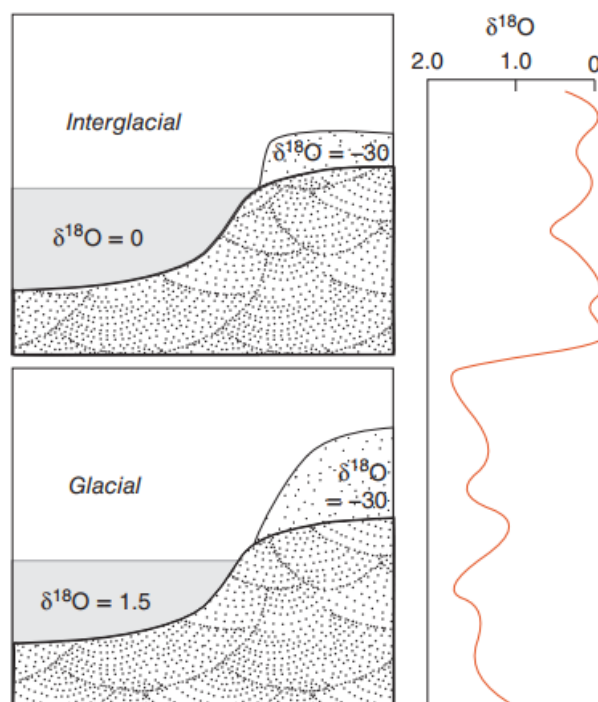


Figura 13. Exemplificação da variações de $\delta^{18}\text{O}$ durante períodos glaciais e interglaciais. Extraído de White (2015)

Os diferentes estados físicos da água também apresentam diferentes valores de $\delta^{18}\text{O}$, de forma que o isótopo pesado, ^{18}O , se armazena mais facilmente na fase líquida, apresentando uma alta energia de dissociação, enquanto a fase vapor da água é enriquecida em ^{16}O , por ser mais móvel, tornando-se depletada em $\delta^{18}\text{O}$. A saída do isótopo mais leve do sistema, como o ^{16}O , decorre da propriedade que os isótopos mais leves possuem de formar ligações mais fracas e, conseqüentemente, serem mais facilmente rompidas e reagindo mais facilmente. É importante frisar que a saída ou entrada tanto de ^{16}O quanto de ^{18}O ocorrem na forma de razão, ou seja, haverá uma razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ muito pequena que irá para a fase vapor, cujo $\delta^{18}\text{O}$ de uma fase vapor sempre será negativo, enquanto uma razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ muito maior permanecerá na fase líquida (White, 2015; Sharp, 2017).

Na medida em que ocorre a precipitação e a nuvem vai perdendo a água mais enriquecida no isótopo pesado, ^{18}O , os vapores da nuvem vão se tornando cada vez mais enriquecidos em ^{16}O , com valores cada vez mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 14). Da mesma forma, na medida em que se afasta do equador e se aproxima dos pólos, com constante resfriamento, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação torna-se cada vez mais negativo. Este processo de fracionamento cinético, dado pela condensação, é denominado de destilação Rayleigh, que equivale à cristalização fracionada nos

processos ígneos. O nível de salinidade da água do mar ao longo dos períodos geológicos também influencia no fracionamento isotópico (Allègre, 2008).

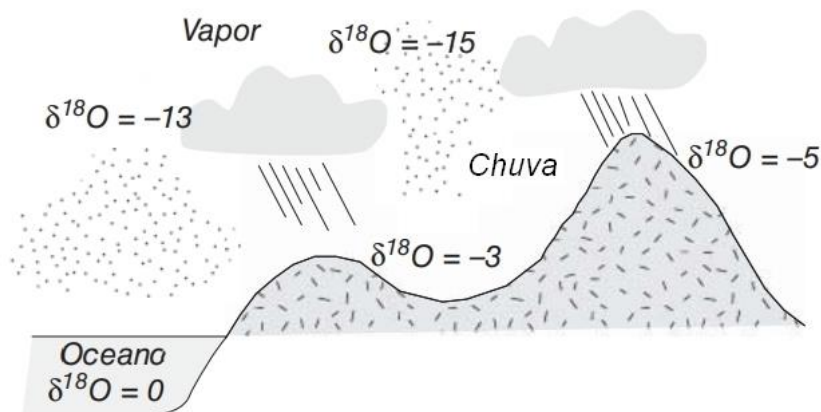


Figura 14. Processo de fracionamento isotópico do oxigênio no ciclo hidrológico planetário. Apesar da abundância de ¹⁶O em relação ao ¹⁸O, valores de água meteórica são mais enriquecidas em ¹⁸O do que a fase gasosa, mas mantendo valores negativos de δ¹⁸O. Extraído de White (2013).

As análises isotópicas partem, primeiramente, da razão ¹⁸O/¹⁶O existente na amostra obtida por espectrometria de massa, relacionadas a valores de razão ¹⁸O/¹⁶O conhecidas de padrões analíticos. O valor final de δ¹⁸O é, por fim, calculado pela fórmula ilustrada na figura 15.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{am}} - (\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \right] \times 10^3$$

Figura 15. Cálculo de δ¹⁸O de acordo com o padrão analítico SMOW. am = amostra; SMOW = padrão da água do mar. Extraído de Allègre (2018).

Usualmente, as análises são realizadas com o uso de dois padrões internacionais certificados para análises isotópicas de oxigênio, o SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) e o VPDB (*Vienna - Pee Dee Belemnite*), expressos na forma de δ¹⁸O_(VSMOW) e δ¹⁸O_(VPDB), respectivamente. O padrão SMOW representa os valores de razões isotópicas das águas oceânicas, sendo indicado para análises de silicatos em geral, águas, fosfatos, sulfatos e carbonatos de alta temperatura, englobando a maioria das análises. Por outro lado, o padrão VPDB é usado exclusivamente em análises de carbonatos de baixa temperatura, classificado como um padrão secundário do original PDB (*Pee Dee Belemnite*), já esgotado atualmente, representativo de um belemnite (cefalópode) da formação cretácea Pee Dee, na

Carolina do Sul (Hoefs, 2004). A partir dos estudos de belemnites de diversos locais geográficos, foi possível determinar uma relação entre a formação de cada camada do cefalópode com a temperatura de cada formação, proporcionando um importante paleotermômetro ilustrativos da temperatura de diversos mares antigos, como ocorre de forma similar com materiais varvíticos (Allègre, 2008).

Em relação ao fracionamento isotópico, existem diversos meios naturais e mecanismos responsáveis pelo fracionamento do oxigênio. Hoefs (2004) cita três importantes tipos de fracionamento isotópico do oxigênio. O primeiro é o fracionamento que ocorre em água líquida e vapor, uma vez que o valor de fracionamento apresenta distinções quanto ao estado físico da água, como já citado anteriormente, bem como pela presença de íons dissolvidos. O segundo mecanismo de fracionamento é pelo sistema CO_2 e H_2O , envolvendo carbonatos e algumas variações de valores oriundos de mudanças de pH e da temperatura do meio. Por fim, há o fracionamento mineral, que depende exclusivamente da capacidade de concentração de ^{18}O em suas estruturas, além de influências aquosas em minerais hidratados. Por exemplo, resultados com valores de $\delta^{18}\text{O}$ positivos em uma amostra indicam um material enriquecido em ^{18}O , comparado ao padrão SMOW da água do mar, enquanto valores negativos indicam depleção de ^{18}O e, conseqüentemente, diminuição da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

Segundo Sharp (2017), é possível estabelecer a temperatura e salinidade aproximada do ambiente marinho no momento de deposição de um material carbonático, a partir dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos de amostras que apresentem uma composição mais próxima ao campo primário e mais distante do campo de influências diagenéticas ou outros processos secundários. Portanto, os parâmetros de temperatura e salinidade são obtidos através das seguintes equações:

$$\text{Temperatura} = 16,1 - 4,65 (\delta^{18}\text{O}_{\text{amostra}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}) + 0,09 (\delta^{18}\text{O}_{\text{amostra}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}) \quad (2)$$

$$\text{Salinidade} = 2,334 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{amostra}} + 34,66 \quad (3)$$

O carbono, elemento de número atômico 6 do grupo dos não metais e dos atmófilos na classificação de Goldschmidt, representa um importante geocronômetro de dados paleoambientais e paleoclimáticos guardados durante a formação de uma

rocha carbonática, além de fornecer informações arqueológicas e paleontológicas de outros tipos de rocha ou material sedimentar. Suas fontes provêm de carbonatos sedimentares, carbonatos orgânicos sedimentares e fontes mantélicas, além de suas interações com o oceano e a atmosfera (Sharp, 2017).

Em estudos isotópicos, o carbono é analisado de acordo com seus dois isótopos estáveis, ^{12}C e ^{13}C , na forma de permil do isótopo mais pesado, $\delta^{13}\text{C}$, em relação a sua razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Suas abundâncias são de 98,93% e 1,07% para o ^{12}C e ^{13}C , respectivamente (Hoefs, 2004). O isótopo mais leve, ^{12}C , o carbono orgânico, ocorre em processos bioquímicos de vegetais, sendo o maior mecanismo de fracionamento isotópico do carbono, enquanto o carbono inorgânico, ^{13}C , compõe o CO_2 e os minerais carbonáticos, como a calcita e a aragonita. Juntos, compõem os dois principais reservatórios de carbono na crosta (Dickin, 2018). Além dos isótopos estáveis, há também o isótopo radiogênico de carbono, ^{14}C . Para o carbono, é utilizado o padrão VPDB.

Em virtude dos processos fotossintéticos de plantas marinhas, que geralmente ocorrem em águas superficiais, e por utilizarem exclusivamente o carbono orgânico em suas reações, o valor de $\delta^{13}\text{C}$ acaba por ser mais alto nessas águas superficiais do que em águas profundas pois o carbono inorgânico permanece dissolvido nas águas superficiais dos oceanos, uma vez que a fotossíntese depleta as águas superficiais em ^{12}C . Entretanto, a queda de partículas orgânicas oxidadas ricas em carbono orgânico para o fundo de oceanos reduz o valor de $\delta^{13}\text{C}$, uma vez que o ^{12}C é mais facilmente movido para o fundo oceânico do que o carbono inorgânico. Portanto, valores de $\delta^{13}\text{C}$ não são uniformes em águas profundas, devido às inúmeras variações de processos bioquímicos (White, 2015).

Valores de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos, naturalmente enriquecidos em carbono inorgânico, ficam em torno de 0‰, enquanto para materiais orgânicos, -25‰, baseado no padrão VPDB. O balanço de massa dos isótopos de carbono é dado pela seguinte equação:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{input}} = f_{\text{org}} \delta^{13}\text{C}_{\text{org}} + (1 - f_{\text{org}}) \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \quad (4)$$

onde f_{org} é a fração orgânica de carbono que entra nos sedimentos e pode ser calculada sabendo-se os valores das outras variáveis para determinados tempos geológicos (Hoefs, 2004).

As quantidades de CO_2 dissolvidos nas águas oceânicas, além de nutrientes como fosfatos e nitratos, possuem uma relação inversa com os valores de $\delta^{13}C$ nos oceanos. Além disso, também há uma relação inversa quanto ao conteúdo de ^{18}O nos oceanos, de forma que o aumento de $\delta^{18}O$ causa uma diminuição de valores $\delta^{13}C$ e vice versa (White, 2015).

No registro geológico do mesozoico, por exemplo, o limite K-T é marcado por uma forte redução na biodiversidade e, conseqüentemente, nos processos fotossintéticos, diminuindo drasticamente o valor de $\delta^{13}C$, acompanhada de uma diminuição na taxa de soterramento de carbono orgânico. Observa-se também na figura uma queda nos níveis de $\delta^{13}C$, estes causados por um aumento de 5 a 6 °C nos oceanos, o que causou sincronicamente um aumento de $\delta^{18}O$, exemplificando suas relações inversas. Altas no $\delta^{13}C$ durante o carbonífero são justificadas pela expansão significativa de plantas terrestres, dado o aumento de CO_2 atmosférico da época, além da alta taxa de soterramento de carbono orgânico (White, 2015).

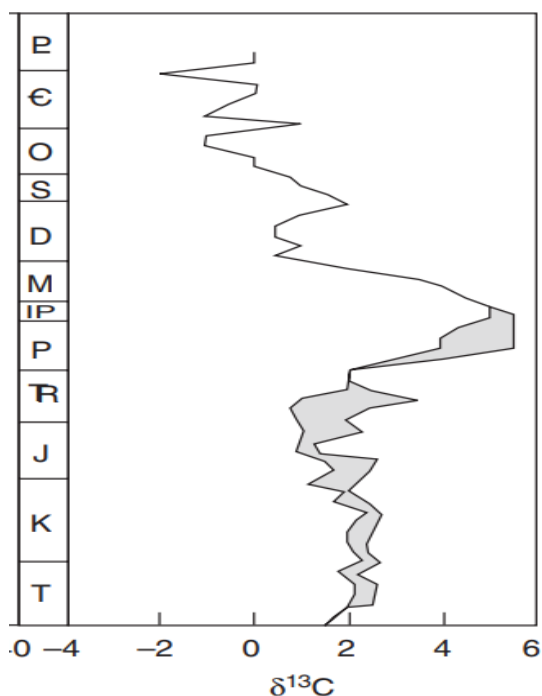


Figura 16. Variação fanerozoica de $\delta^{13}C$ em carbonatos marinhos, os quais registram a composição isotópica do mar no momento de sua deposição. Extraído de White (2015).

Os isótopos estáveis são analisados através de espectrometria de massas, da mesma forma dos isótopos instáveis. Ao contrário dos instáveis, não é necessário um preparo prévio de amostragem na rocha, cuja análise é realizada diretamente no espectrômetro com a adição de poucas miligramas de amostra em tubo de ensaio, o qual será reagido com ácido fosfórico em um intervalo que pode variar de 25°C a 90°. A reação libera o ânion CO_2^- dos carbonatos direto para os detectores do equipamento, cuja leitura é realizada de acordo com a massa isotópica, gerando resultados na forma de razão isotópica tanto de carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) como de oxigênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) (Sharp, 2017).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

No presente tópico será discutido o contexto geológico regional e local da área de estudo, desde as primeiras formações continentais e seus respectivos ciclos orogênicos, juntamente com uma revisão sobre os dados já existentes sobre o Mármore Mudador.

3.1 Geologia Regional

A geologia do estado do Rio Grande do Sul é formada por um conjunto de diferentes associações litológicas paleoproterozoicas a quaternárias, que costumam ser apresentadas como divisões relacionadas à morfologia estratigráfica de relevo. As divisões morfológicas incluem o Escudo Sul-rio-grandense, na porção centro-sul do estado, a Depressão Central, na porção centro oeste, o Planalto, na porção norte e a Planície Costeira, na porção leste do estado (Moura e Dias, 2012).

O Escudo Sul-rio-grandense, local de ocorrência do Mármore Mudador, apresenta as rochas mais antigas do estado com idades superiores a 540 Ma. A Depressão Central é caracterizada por depósitos sedimentares fanerozoicos, enquanto o planalto ocupa cerca de 50% em área do estado, sendo composto em sua maioria por unidades vulcânicas do Grupo Serra Geral sobrepostas a unidades sedimentares da Bacia do Paraná. Por fim, a Planície Costeira representa a unidade mais recente do estado, composta por depósitos sedimentares cenozoicos e depósitos aluviais recentes (Moura e Dias, 2012).

O Escudo Sul-rio-grandense está localizado a sul-sudeste da Plataforma Sul-Americana, a qual é dividida em províncias tectônicas oriundas de dois importantes ciclos orogênicos: o Ciclo Orogrênico Transamazônico (2,3-1,7 Ga) e o Ciclo Orogrênico Brasileiro (1,4-0,5 Ga), responsáveis pela geração, deslocamento e retrabalhamento de crostas continentais, ilustrados atualmente nos terrenos tectônicos e em seus complexos (Neves *et al.*, 2014). Tais unidades são delimitadas entre si por grandes zonas de falhamento, zonas de cisalhamento, bordas erosivas de bacias sedimentares e mudanças estruturais bruscas em megascale (Bizzi *et al.*, 2013). O Ciclo Brasileiro foi responsável pela formação do Cinturão Dom Feliciano,

unidade que engloba o Terreno São Gabriel e seus respectivos complexos, como o Complexo Passo Feio.

3.1.1 Ciclos Orogênicos

Ciclos orogênicos são períodos de intensas movimentações compressivas de extensas massas continentais, causadas a partir da convergência de placas tectônicas. Os produtos gerados são conhecidos como orógenos, dispostos na forma de cinturões de montanhas, arcos de ilha e arcos de margens continentais, sendo de caráter colisional (convergência continental) ou acrescionário (subducção). As áreas estáveis não afetadas pelos esforços compressivos dos eventos orogênicos são conhecidas como crátons, regiões estáveis da crosta continental geralmente situados em zonas no interior de placas continentais (Heilbron *et al.*, 2004; Bizzi *et al.*, 2013; Neves *et al.*, 2014).

O Ciclo Orogênico Transamazônico, na América do Sul, foi responsável pela geração dos crátons Amazonas e São Francisco através de intensos processos tectono-magmáticos de retrabalhamento das antigas crostas sul-americanas durante o Paleoproterozoico, marcados por intensos episódios de granitogênese, acresção e retrabalhamento crustal. Por outro lado, resultou na preservação de outros fragmentos cratônicos, como o São Luis, Luis Alves e Rio de La Plata (Neves *et al.*, 1995).

O ciclo posterior, Brasileiro, compreende, basicamente, o conjunto de processos que levaram à formação do Gondwana Ocidental, a partir dos fragmentos do paleocontinente Rodínia (Neves *et al.*, 1995).

O Ciclo Orogênico Brasileiro representa os eventos tectônicos neoproterozoicos encarregados pelo retrabalhamento e formação do segundo grupo de superprovíncias estruturais sul americanas, mais precisamente entre 840 a 490 Ma, sendo sincrônico ao Ciclo PanAfricano, na África. O ápice do ciclo é marcado pela formação de extensos cinturões orogênicos (faixas móveis) resultantes da aglutinação do supercontinente Gondwana, durante o período Criogeniano e Ediacarano (Cordani & Sato, 2000).

Neves *et al.* (2014) separam o Ciclo Brasileiro em quatro “pulsos” orogênicos, conforme o período geológico: (I) Criogeniano Inferior, (II) Criogeniano Superior a Ediacarano Inferior, (III) Ediacarano Médio-Superior e (IV) Cambriano Superior, os quais são detalhados abaixo utilizando a mesma referência.

O início do primeiro estágio, de intervalo de 840 a 750 Ma, é marcado por sucessivas superposições de eventos tectônicos e magmáticos, seguido de eventos colisionais pós quebra do supercontinente Rodínia. Nele ocorrem os primeiros estágios de formação da Província Mantiqueira, como o Terreno Embu, em Curitiba, e os arcos São Gabriel e Piratini, um dos melhores exemplos documentados sobre o evento I do Brasileiro, no Rio Grande do Sul (Neves *et al.*, 2014) (Figura 17).

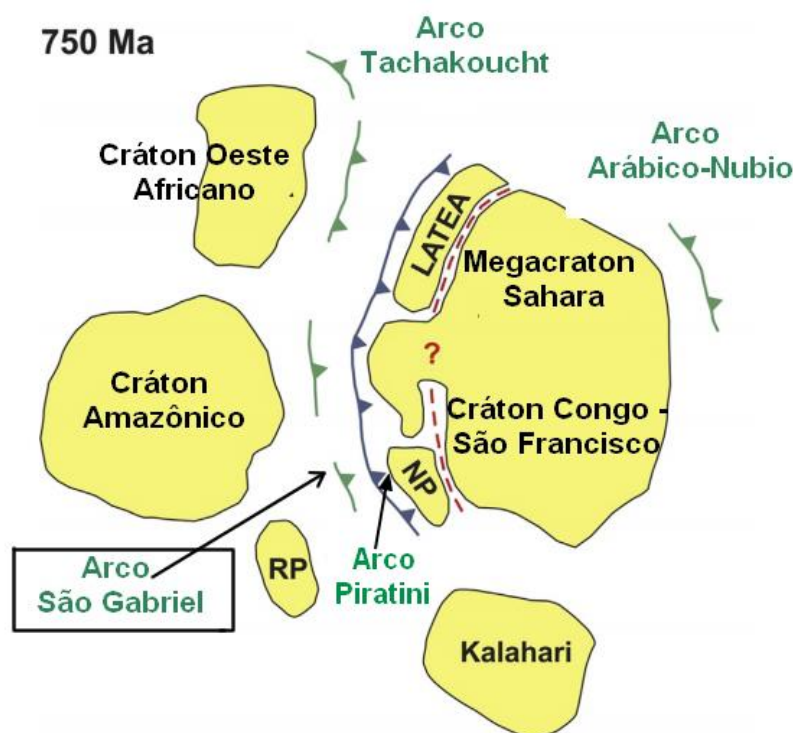


Figura 17. Cenário dos fragmentos cratônicos herdados do Rodínia, durante a pré-formação do Gondwana (porção sudoeste), na primeira fase do Ciclo Brasileiro. As feições em verde representam associações de arcos de ilha com crostas oceânicas subordinadas, enquanto as feições em azul representam áreas de subducção. Em vermelho, extensões de retroarco. Em destaque, o Arco São Gabriel, o qual se insere o objeto de estudo. RP = Cráton Rio de La Plata, NP = Terreno Nico Pérez. Modificado de Oriolo *et al.* (2017).

O segundo evento brasileiro (650-590 Ma) é marcado por intensos processos acrescionários e colisionais nas províncias sul americanas, durante os estágios iniciais de formação do Gondwana Ocidental. A Província Tocantins, Borborema e parte da Mantiqueira apresentam registros significativos do evento II. De forma diácrona ao evento Brasileiro II, no hemisfério norte ocorria, de forma mais adiantada, a aglutinação continental da Laurentia, Báltica e Sibéria, formando o supercontinente

Pannotia (Nance e Murphy, 2018). Entretanto, há divergência quanto à diferenciação do Gondwana e Panótia, dada afirmações que o Panótia faz parte do Gondwana e vice-versa.

Na fase III do evento Brasileiro, compreendida entre 590 a 560 Ma, houveram intensos eventos acrescionários. Entretanto, os eventos de fato orogênicos nessa fase são difíceis de determinar devido a atividades magmáticas e anorogênicas sobrepostas às rochas orogênicas.

Por fim, o último estágio (IV), entre 530-490 Ma, é marcado principalmente por processos pós colisionais, como tectônica de escape e processos sedimentares, intrusivos e isostático, no qual os principais processos orogênicos resultaram na Orogenia Búzios e Orogenia Pampeana. Após o fim do Ciclo Brasileiro, o Gondwana iniciou sua desfragmentação durante o Devoniano-Carbonífero, enquanto, por outro lado, a quebra do Pannotia ocorria desde o Cambriano (Nance e Murphy, 2018).

Em um último evento de novas aglutinações, o Permiano foi marcado pela construção do novo e penúltimo paleocontinente existente, o Pangea, o qual iniciou sua ruptura no Juro-Triássico em Laurásia e Gondwana, e assim seguiu até a configuração atual dos continentes (Neves *et al.*, 1995).

3.1.2 Província Mantiqueira e o Cinturão Dom Feliciano

A Província Mantiqueira é uma unidade orogênica resultante de um conjunto de registros resultantes do Ciclo Brasileiro, composta por extensos cinturões de faixas móveis meso a paleoproterozoicas que foram intensamente retrabalhadas no Ciclo Brasileiro durante a amalgamação resultante da formação do Gondwana Ocidental. A província compreende uma extensão de, aproximadamente, 3000 km ao longo da costa atlântica, de direção NNE, com uma área de 700.000 km² que vai desde o Uruguai até a Bahia. A porção porção sul da província Mantiqueira é denominada de Cinturão Dom Feliciano (CDF) (Bizzi *et al.*, 2013).

O CDF compreende uma área de aproximadamente 65.000 km², compartimentado em cinco unidades tectônicas: i) Terreno Taquarembó (TT) ou Terreno Nico Pérez, ii) Terreno São Gabriel (TSG), iii) Terreno Tijucas (TTj), iv) Batólito Pelotas (BP) ou Terreno Pelotas e v) Terreno Punta del Este (TPE) ou Terreno

Jaguarão, com parte de suas unidades sendo cobertas pela Bacia do Camaquã (BC), de idade Ediacarana-Cambriana (Fernandes *et al.*, 1995; Ramos *et al.*, 2017; Hueck *et al.*, 2018; Cruz, 2019; Loureiro *et al.*, 2021).

O início e desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano (CDF) ocorreram durante a formação do Gondwana Ocidental, principalmente com a colisão do Cráton Rio de La Plata e do Terreno Nico Pérez com o Cráton Kalahari, associada ao evento II do Ciclo Brasileiro (Figura 18) (Hueck *et al.*, 2018).

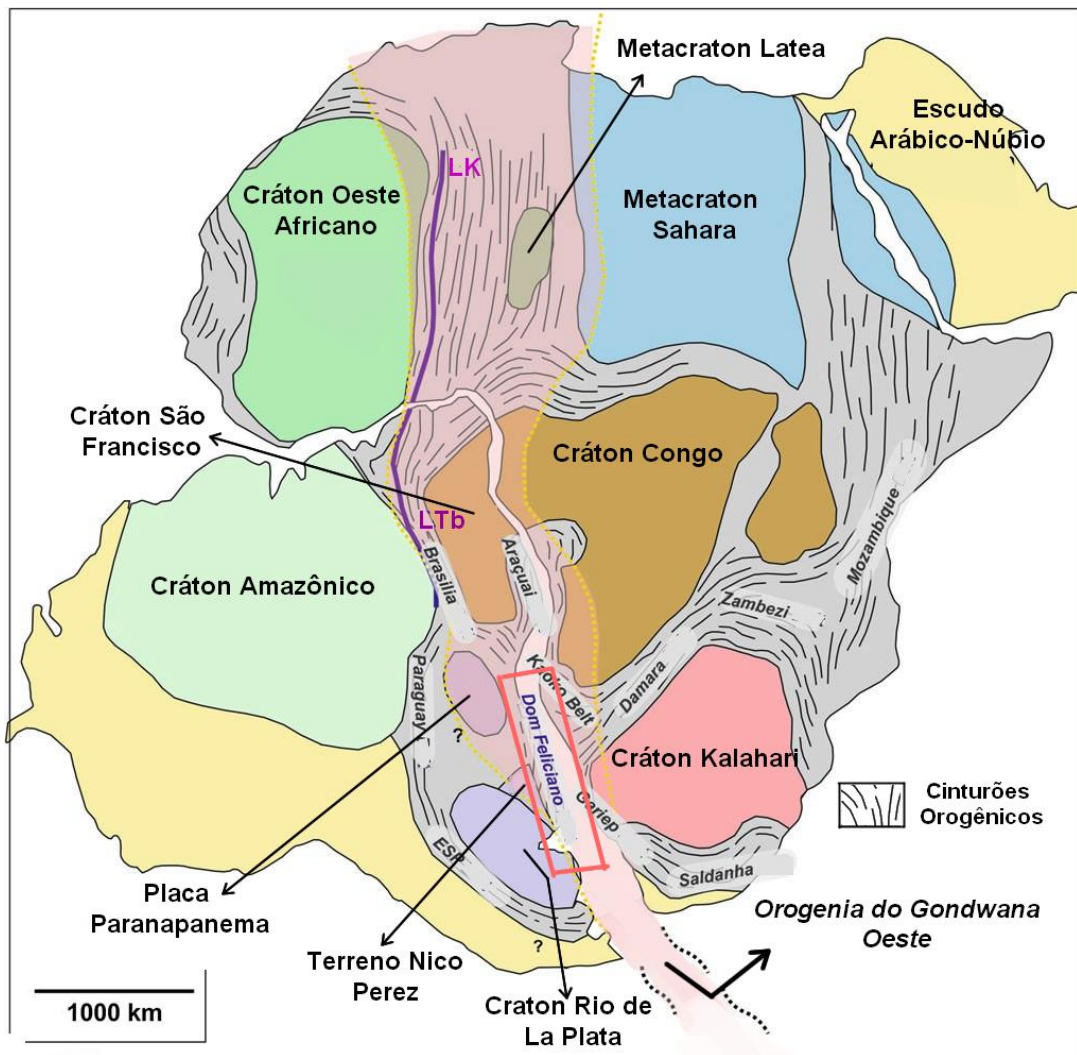


Figura 18. Configuração do Gondwana Ocidental com seus crátons, escudos e terrenos, circundados por seus respectivos Cinturões Orogrênicos. Destacado em vermelho, o Cinturão Dom Feliciano, produto da colisão entre os crátons Kalahari e Rio de La Plata. LK = Lineamento Kandi, LTb = Lineamento Transbrasileiro. Extraído de Hueck *et al.* (2018).

A evolução geológica do Cinturão Dom Feliciano pode ser sumariada em três orogenias fundamentais (Philipp *et al.*, 2016): (I) Orogenia Passinho (890 – 860 Ma), de caráter intra-oceânico gerado por subducção de crosta oceânica, (II) Orogenia São Gabriel (770 – 680 Ma), de margem continental ativa e (III) Orogenia Dom Feliciano

(650 – 540 Ma). Os eventos I e II foram os responsáveis pelo fechamento do Oceano Charrua, com geração do arco intra oceânico Passinho e do arco de margem continental ativa São Gabriel. Mais recentemente foram descritas as orogenias Piratini (800 - 670 Ma Vieira *et al.*, 2020) e Pinheiro Machado (630 - 560 Ma, Loureiro *et al.*, 2021) no leste do CDF. O desenvolvimento do CDF, desde seu início até o último ciclo, durou cerca de 450 Ma.

O evento (I) Passinho, ilustra o pré Brasileiro, o qual é resultado de um magmatismo juvenil oriundo, inicialmente, de uma zona de subducção para leste, seguida de acreção à margem passiva do Cráton Rio de La Plata, nos períodos iniciais de formação gondwânica. Apresenta uma associação de gnaisses tonalíticos a trondhjemíticos do Complexo Imbicuí, com idades de cristalização entre 890 a 860 Ma determinadas em gnaisses toleíticos calci-alcinos de baixo K, e de gnaisses dioríticos do Complexo Cerro da Mantiqueira, de idade média em 885 Ma, ambos com intrusões tonalíticas e dioríticas neoproterozoicas provindas do Complexo Cambaí

Após a geração do Arco Passinho, o oceano Charrua se encontrava em fase final de fechamento, ao mesmo tempo em que o arco sofria subducção para leste à medida que o movimento acrescionário ia se intensificando com o Cráton Rio de La Plata. Os produtos plutônicos cálcico-alcinos e vulcânicos do Complexo Cambaí e Palma, respectivamente, foram originados durante essa subducção do arco Passinho, evento que serviu de aporte sedimentar para outras unidades.

Na Orogenia São Gabriel (evento II), equivalente à primeira etapa do Ciclo Brasileiro, ocorreu a formação do Arco acrescionário São Gabriel, um arco magmático continental originado por subducção, durante 800 Ma a 700 Ma. O Arco São Gabriel é representado por uma associação de rochas metavulcano-sedimentares (Complexo Bossoroca), ortognaisses e metagranitos (Complexo Cambaí), granitos e dioritos tardi a pós colisionais (Suíte Lagoa da Meia Lua) e rochas máficas a ultramáficas (Complexo Mata Grande), ambas cobertas parcialmente por rochas metassedimentares do Complexo Palma, caracterizado por metarenitos anfibólicos e, subordinadamente, metarenitos quartzo feldspáticos, de grau metamórfico baixo a médio. Tais rochas ocorrem de forma intercalada com unidades ofiolíticas do Complexo Cambaizinho e com unidades meta-vulcano sedimentares do Complexo Passo Feio. As exposições metamórficas apresentam idade de metamorfismo de

cerca de 700 Ma, de acordo com Remus *et al.* (2000) idade provável da colagem do arco com o Cráton Rio de La Plata, que desencadeou no fechamento do Oceano Charrua.

A orogenia Piratini foi reconhecida através da ocorrência de ortognaisses registrando magmatismo de arco continental e bacia de retroarco Adamastor entre 800 - 660 Ma e metamorfismo colisional entre 660 - 640 Ma nos terrenos Tijucas (e Encruzilhada do Sul) e Pelotas pela colisão com o arco São Gabriel. O evento é seguido pela orogenia Pinheiro Machado que está relacionada ao fechamento da bacia de retroarco, gerando o arco Pinheiro Machado no leste do Terreno Pelotas, enquanto zonas de cisalhamento transcorrente com magmatismo sin-tectônico definiam o limite oeste do terreno. Esse evento compreende parte do evento descrito como evento Dom Feliciano (Vieira *et al.*, 2019; Loureiro *et al.*, 2021).

O processo final de construção do CDF, ocorrido durante o evento Dom Feliciano (III), é marcado por eventos metamórficos decorrente de processos colisionais ocorridos entre 650 a 620 Ma, além de intenso magmatismo granítico de formação do Batólito Pelotas, de 650 a 550 Ma, tardi a pós orogênico de afinidade cálcio-alcálica de alto-K, junto a episódios iniciais de sedimentação da Bacia do Camaquã, associados a eventos vulcânicos subordinados. Portanto, a construção do CDF gerou, no ESRG, o TT, TSG, TTj, BP e TPE, além da unidade mais jovem da BC.

O TT é a unidade tectônica mais antiga do ESRG, com porções paleo a mesoproterozoicas. A principal unidade do TT é o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, composto por rochas granulíticas de alto grau metamórfico, como orto e paragneisses, anortositos, metaultramafitos e mármore, intrudidas por granitoides neoproterozoicos (Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2016).

O TTj corresponde a um corpo alongado de direção NE-SW, delimitado a leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e a oeste pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul. É representado por unidades paleoproterozoicas gnáissicas de afinidade toleítica, diorítica e tonalítica do Complexo Encantadas, subordinadamente ocorrendo anfibolitos e metaultramáficas, intrudidos por gnaisses miloníticos monzo a sienograníticos (Fernandes *et al.*, 1993), sienograníticos, milonitizados a ca. 550 Ma (Lenz *et al.*, 2006), e por unidades neoproterozoicas de rochas metavulcano-

sedimentares do Complexo Porongos, compostos de quartzitos, mármore, xistos pelíticos e metavulcânicas ácidas a básicas, além de unidades menores relacionadas à granitogênese. O vulcanismo ácido a intermediário do Complexo Porongos é datado em 780 Ma (Porcher *et al.*, 1999) e o básico em 775 Ma (Gruber, 2018; Höfig *et al.*, 2018). São reconhecidas duas sequências sedimentares para o complexo (Jost & Bitencourt, 1980; Battisti *et al.*, 2018; Höfig *et al.* 2018), sendo a primeira depositada entre 780 e 650 Ma e a segunda entre 620 e 570 Ma (Höfig *et al.*, 2018). Enquanto não há um consenso relacionado ao ambiente tectônico deposicional da unidade mais antiga, a segunda unidade é considerada como relacionada ao ambiente deposicional da bacia de antepaís do complexo (Pertille *et al.*, 2015; Höfig *et al.*, 2018).

O BP, de idade 650-550 Ma, é representado por uma etapa pré (e.g. Complexo Pinheiro Machado) a pós-colisional (e.g. Suite Dom Feliciano) no leste do Cinturão Dom Feliciano, sendo o mais volumoso de todos os Terrenos Tectônicos do ESRG, abrangendo uma área de aproximadamente 48.000 km² representada majoritariamente por granitoides, gabros e noritos, com diques ácidos a básicos relacionados (Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2016).

O TPE é formado por uma associação de rochas tonianas, e uma associação ofiolítica (metaultramáficas e metassedimentos), que são intrudidos por granitoides criogenianos (Ramos *et al.*, 2017; Klein *et al.*, 2018; Vieira *et al.*, 2019, 2020).

A Bacia do Camaquã (BC), unidade mais jovem do ESRG, representando os estágios pós colisionais do Ciclo Brasileiro, é uma bacia do tipo *strike-slip*, composta de unidades metavulcano-sedimentares ediacaranas a cambrianas, limitadas entre si por discordâncias angulares. As principais unidades são os Alogrupos Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas, no qual os componentes sedimentares são marcados por sequências marinho raso a continentais, com sequências basais siltosas, areníticas e conglomeráticas em direção ao topo. Os ciclos vulcânicos da BC são nomeados, da base para o topo, em Vulcanismo Hilário (básicas a ácidas, de afinidade shoshonítica), Acampamento Velho (predomínio de vulcanismo ácido, alcalino sódico) e Rodeio Velho (basálticos de afinidade toleítica) (Paim *et al.*, 2000; Lima *et al.*, 2007).

Por fim, é dado um maior detalhe ao TSG, uma vez que o objeto de estudo encontra-se no terreno em questão.

3.1.3 Terreno São Gabriel

O TSG compreende associação litológica de xistos pelíticos, mármore, filitos, quartzitos, metaconglomerados, rochas calcissilicáticas e anfibolitos, de idades neoproterozoicas, entre 870 a 670 Ma, dispostos em quatro associações petroectônicas: (1) Complexo Cambaí, (2) Complexos metavulcano-sedimentares (Complexo Passo Feio, Bossoroca, Palma e Cambaizinho), (3) Granitos pós-colisionais e (4) Complexos Ofiolíticos Acrescionários (Chemale Jr., 2000; Philipp *et al.*, 2018)

O TSG é uma unidade tectono-estratigráfica neoproterozoica, caracterizada por dois arcos juvenis resultantes do início de fechamento do Oceano Charrua e formação do Gondwana Ocidental. As litologias do TSG estão diretamente relacionadas aos arcos magmáticos Passinho (intra-oceânico) e São Gabriel (de margem continental ativa), produtos de eventos orogênicos do CDF (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2018).

O terreno é definido como um prisma acrescionário associado a retroarcos, ofiolitos, arcos magmáticos, associações vulcano-sedimentares e plutônicas, e ambientes marginais passivos. É parcialmente coberto por unidades meta-vulcano-sedimentares da BC e circundado pela Suíte Granítica de Caçapava do Sul, uma intrusão de idade ediacarana. A SW, é limitado com o TT pela Zona de Cisalhamento de Ibaré, de direção NW-SE, e a NE com o TTj pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul, tendo contato com a Bacia do Paraná a NE e NW (Hueck *et al.*, 2018).

Os complexos do TSG têm uma história geológica contínua, por exemplo, o Arco Passinho está relacionado ao Complexo Cambaí, enquanto o Arco São Gabriel engloba o Complexo Bossoroca e parte do Complexo Cambaí, que são intercaladas com os Complexos Ofiolíticos, como o Complexo Palma, e com os Complexos Cambaizinho e Passo Feio, recoberto por rochas metassedimentares do Complexo Pontas do Salso (Hueck *et al.*, 2018; Philipp *et al.*, 2018).

O Complexo Cambaí é caracterizado por um arco magmático oceânico, da Orogenia São Gabriel do CDF, por gnaisses tonalíticos a dioríticos cálcico-alcálico tonianos a criogenianos (Hartmann *et al.*, 2007)

O Complexo Palma representa uma sequência de rochas orto a parametamórficas, sendo caracterizado como um Complexo Ofiolítico (junto aos Complexos Passo do Ivo e Cerro Mantiqueiras). É composto predominantemente por rochas ultramáficas, como serpentinitos, xistos magnesianos e, subordinadamente, metagabros e metaperidotitos. Além das ultramáficas, as ocorrências metassedimentares são ilustradas por mármore, quartzitos e metarcóseos do período Toniano (Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2018).

O Complexo Cambaizinho é composto de unidades plutônicas e metassedimentares tonianas, composta de gnaisses metapelíticos intercalados com mármore e quartzitos, no qual a fonte sedimentar, como no Complexo Pontas do Salso, provém dos arcos Passinho e São Gabriel (Philipp *et al.*, 2018).

O Complexo Pontas do Salso, na porção sudeste do TSG, é composto basicamente por rochas metassedimentares clásticas tonianas a criogenianas, como metarenitos quartzo-feldspáticos, metapelitos, metarenitos com anfibólio e metaconglomerados com clastos metavulcânicos e graníticos. A fonte das rochas metassedimentares provavelmente é relacionada às rochas metavulcânicas e metagraníticas dos arcos Passinho e São Gabriel (Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2018).

O Complexo Passo Feio (CPF), a leste no TSG, é caracterizado como uma margem passiva de sequência metavulcano-sedimentar, com ocorrência de mármore, metapelitos, quartzitos, calci-silicáticas e, em menor volume, anfibolitos, xistos magnesianos e metavulcânicas. A fonte dos metasedimentos é complexa, dada as idades de datação e zircão apresentarem idades que variam desde o Paleoarqueano até o Neoproterozoico. As associações meta-vulcanoclásticas, xistosas, anfibolíticas e *pillow* lavas do CPF podem estar relacionadas com as metavulcânicas do Complexo Bossoroca (Bitencourt, 1983; Philipp *et al.*, 2018)

3.2 Geologia Local

O Mármore Mudador está inserido na porção leste do TSG, na unidade de rochas metavulcano-sedimentares denominada Complexo Passo Feio (CPF).

3.2.1 Complexo Passo Feio

O Complexo Passo Feio (CPF), também chamado de Formação Passo Feio, localiza-se na porção leste do Terreno São Gabriel, circundando o Granito Caçapava, apresentando dimensões 25 x 10 km em forma elíptica e eixo de direção N-S e aproximadamente 35 km de extensão SSW-NNE (Figura 19) (Goulart *et al.*, 2013). Ao redor do complexo aflora a BC, onde a NE o contato entre o complexo e Formação Maricá é limitado pela falha transcorrente de Santa Bárbara, recoberta por sedimentos da Formação Rio Bonito.

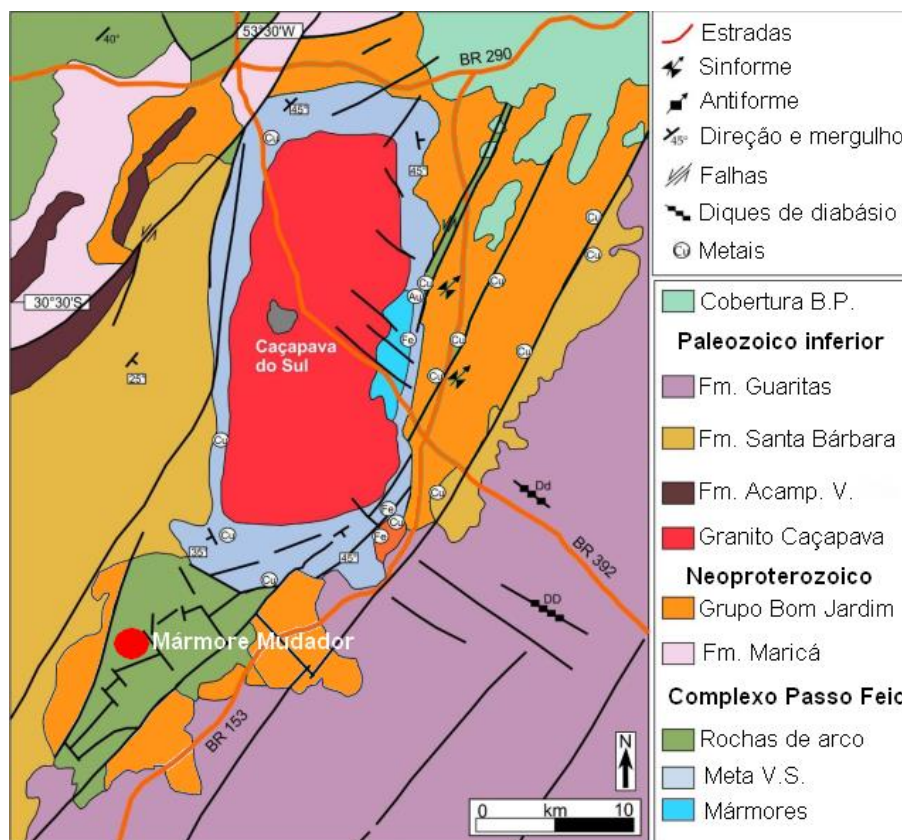


Figura 19. Mapa geológico simplificado local de ocorrência do Complexo Passo Feio, circundando o Granito Caçapava, e do Mármore Mudador, na porção sudoeste do complexo. B.P: Bacia do Paraná, Fm: Formação, Acamp. V: Acampamento Velho, V.S: Vulcano Sedimentar. As rochas de arco do CPF representam litologias de arcos vulcânicos juvenis. As formações do Paleozoico Inferior, junto ao Grupo Bom Jardim e a Formação Maricá, do Neoproterozoico, compreendem a Bacia do Camaquã. Modificado e adaptado de Gomes *et al.* (2017) e Remus *et al.* (2000).

O CPF é formado por uma sequência de rochas metavulcanossedimentar de fácies xisto verde, zona da clorita, a anfibolito inferior, zona da estauroлита, sendo composto por ardósias, filitos, xistos pelíticos, xistos grafiticos, mármore, quartzitos, metaconglomerados, rochas calcissilicáticas e anfibolitos. Os anfibolitos costumam ocorrer próximos ao Granito Caçapava, junto a presença de xistos pelíticos contendo estauroлита e andalusita. Há ocorrências, de forma subordinada, de xistos magnesianos, metabasaltos gnaisses quartzo-feldspáticos, metarriolitos e metariodacitos (Hartmann *et al.*, 1990).

Trabalhos como o de Macedo *et al.* (1978) identificam a presença de basaltos com estruturas do tipo *pillow* no Arroio Mudador, porção sul do CPF, com metamorfismo de baixo grau indicado pela paragênese prehnita-pumpellyita.

De acordo com Bitencourt (1983), o CPF apresenta-se sob uma forma poligonal a elíptica em uma estrutura antiformal parcialmente erodida, mergulhante para NW, fruto de eventos deformacionais regionais, no qual em seu núcleo encontra-se acomodado o granito Caçapava. Consta de uma unidade vulcanossedimentar afetada por dois eventos de metamorfismo regional, M₁ e M₂, de fácies anfibolito e fácies xisto verde, respectivamente. Foi observado que o grau metamórfico aumenta do fácies xisto verde para fácies anfibolito em sentido NE do complexo.

O evento metamórfico M₁ é caracterizado como um evento de baixa pressão, dada a ocorrência de porfiroblastos de andalusita, cloritoide e granada em metapelitos, e de fácies anfibolito e zona da estauroлита, ocorrendo ao norte e ao sul do Granito Caçapava. O segundo evento, M₂, expressa um metamorfismo retrogressivo de fácies xisto verde e zona da clorita/biotita, sendo comum a associação de M₂ com processos de filitização, cloritização e sericitização nas rochas do complexo. As foliações S₁ das rochas metamórficas do complexo costumam ser parcialmente concordantes com a estratificação original dos protólitos vulcanossedimentares (Gross, 1998).

A intrusão do Granito Caçapava ao CPF ocorreu por volta de 562 Ma, no Ediacarano, idade obtida por análises isotópicas de depósitos de minérios de Pb e Cu contidos no complexo. A percolação dos fluidos magmáticos pelo complexo ocorreu, principalmente, através de falhas derivadas do Sistema de Falhas Irapuá, um importante sistema associado a mineralizações (Remus *et al.*, 2000).

O Granito Caçapava é composto majoritariamente por unidades monzograníticas e, subordinadamente, sieno a granodioríticas. Apresenta intensa foliação marcada pelo estiramento, achatamento e alinhamento dos minerais, revelando uma estrutura planar concordante à foliação S_2 das rochas do complexo, provocadas pelo evento M_2 , principalmente nas regiões de contato entre as unidades. Portanto, o evento M_2 ocorreu após a granitogênese, que seria posterior à M_1 devido à presença de xenólitos de anfibólitos (produtos do evento M_1) presentes no granito (Bitencourt, 1983).

No mínimo três fases deformacionais foram essenciais para a configuração estrutural do CPF. Os eventos D_1 e D_2 ocorreram de forma sincrônica aos eventos metamórficos M_1 e M_2 . A fase seguinte, D_3 , de caráter rúptil, foi responsável pelo soerguimento e geração da estrutura antiformal do complexo, bem como pelo dobramento de foliações S_2 (Bitencourt, 1983).

Remus *et al.* (2000) sugerem, a partir de datações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de zircões em rochas metassedimentares do CPF, que as fontes sedimentares neoarqueanas a paleoproterozoicas das bacias sedimentares do complexo sejam do Complexo Santa Maria Chico, do Transamazônico. Também sugeriu que a fonte neoproterozoica pode estar relacionada ao Complexo Ofiolítico Cerro Mantiqueira. Por fim, disserta-se sobre a idade de início de sedimentação ser entre 780 a 760 Ma, além da ocorrência dos eventos metamórficos M_1 e M_2 terem idade de 700 Ma e 560 Ma, respectivamente.

Portanto, a deposição inicial na bacia sedimentar da unidade metassedimentar do CPF ocorreu no Neoproterozoico, com fontes de variados complexos neoarqueanos, paleo e mesoproterozoicos. Porém é difícil estabelecer idades relacionadas aos eventos deposicionais das sequências do complexo devido à ampla variedade de proveniência.

Os corpos de mármore do CPF ocorrem, geralmente, na forma de lentes predominantemente dolomíticas na borda leste do CPF, próximo ao Granito Caçapava, enquanto o Mármore Mudador, entretanto, ocorre na borda sul do complexo, próximo à BC. Diferente do Mármore Mudador, os mármore do CPF costumam apresentar coloração esbranquiçada a cinza claro, com diques provenientes da intrusão do Granito Caçapava, bem como associações mineralógicas

típicas de metassomatismo pelo contato da rocha com o líquido magmático, formando porções de coloração esverdeada a cinza escuro (Neis, 2017).

3.2.2 Mármore Mudador

O Mármore Mudador ocorre a sudoeste do CPF, na porção leste do TSG, apresentam composição predominantemente dolomítica, de aspecto cinza a preto, bandados, com alterações composicionais milimétricas e feições bem preservadas do protólito e com baixo grau metamórfico (Remus *et al.*, 2000).

Segundo Goulart *et al.* (2013) os mármorees do CPF na região de Caçapava do Sul ocorrem sob a forma de estratos acamados e lentes, com ocorrências de diques e soleiras máficas e graníticos contemporâneos ao Granito Caçapava e considerável alteração hidrotermal causada pelo líquido residual dessas intrusões. Quanto a composição mineralógica, a paragênese característica, de modo geral, é representada por dolomita, calcita, talco, tremolita, diopsídio, olivina, serpentina, e clorita, com raras ocorrências de grafita, sulfetos (pirita, calcopirita), óxidos/hidróxidos de ferro (hematita) e sulfatos (barita), entre outros, associados, por vezes, a escarnitos (Reis, 2013).

Goulart *et al.* (2013) obteve dados isotópicos de carbono do Mármore Mudador, na forma de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, com valores entre -2,52% e 1,28% e, comparando a valores positivos do Mármore Mônimo (-0,25% e +2,08%), mais antigo que o Mudador, sugeriu que tal transição pode ilustrar um estágio evolutivo de um oceano aberto (Mônimo) para um mar restrito (Mudador) devido a eventos de glaciação.

Dentre os estudos sobre o Mármore Mudador, Gross (1998) contribuiu para a obtenção de dados estruturais em descontinuidades de lavra para rochas ornamentais, através de testes geomecânicos. Segundo o estudo, o Mármore Mudador apresenta feições de deformação rúptil, como algumas famílias de fratura, falhas e zonas cataclasadas causadas pelos eventos deformacionais D₁, D₂ e D₃ no CPF, descritos no item anterior. O autor define dois padrões preferenciais principais de estruturas rúpteis, uma paralela a foliação da rocha e outra perpendicular à foliação.

Fabris (2015) quantificou o cálcio e o magnésio da rocha, na forma de óxidos, para uso do mármore como neutralizante do solo a partir de cal, obtendo uma média de 28,6 % de CaO e 19,2 % de MgO, constatando um alto valor de magnésio no Mármore Mudador.

Neis (2017) forneceu dados petrográficos e interpretações de possíveis ambientes deposicionais do Mármore Mudador, os quais definem a rocha como um mármore dolomítico de granulação fina, com fraturas preenchidas por dolomitas grossas euédricas, material quartzoso anédrico, e opacos (5%) foram realizadas por Neis (2017). Análises de FRX indicam 18,73% de MgO e 27,74% de CaO, com razão Mg/Ca, em média, de 0,57, 1,33 % de Fe₂O₃, e 0,034 % de MnO. Os conteúdos de SiO₂ e Al₂O₃ são de 5,56% e 0,61%, respectivamente, e valores ETR em média de 14,9 ppm. Valores de razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtidos, que variam entre 0,709 e 0,714, são considerados inconclusivos, dado a possível influência da fluidização diagenética e metamórfica na rocha.

Fernandes (2019), de modo similar a Gross, contribuiu para o estudo do comportamento geomecânico no Mármore Mudador.

4 MÉTODOS

Os métodos empregados iniciaram pela idealização do projeto e busca de referenciais teóricos na bibliográfica, mapas geológicos, cartas topográficas, imagens de satélites para sua execução. Em seguida, a etapa de campo buscou obter um conjunto de dados descritivos do Mármore Mudador e de suas litologias associadas. A última etapa compreendeu um conjunto de análises e interpretações de dados obtidos, integrando com estudos prévios da literatura e elaborando uma evolução geológica para a área estudada.

Devido a situação de pandemia no ano de 2020-2021, que afetou o andamento do trabalho, algumas etapas laboratoriais tiveram de ser reajustadas e mesmo não realizadas (e.g. análises de microscopia eletrônica de varredura, análises geoquímicas de rocha total). Dados de petrografia foram gerados a partir da descrição de lâminas pré-existentes do mármore, enquanto análises de difração de raios-X e isótopos de C e O foram cedidas pelo professor André S. Mexias, coordenador do projeto “Estudo e Caracterização de Níveis Argilosos do Pré-Sal e Análogos”, o qual o aluno está vinculado.

4.1 Etapa pré-campo

O início de um projeto científico baseia-se na idealização de uma questão geológica a ser investigada. Seguindo tal premissa, foi iniciada uma pesquisa bibliográfica relacionada a área de estudo, de forma regional e local, além da integração de dados existentes relacionados ao Mármore Mudador e um planejamento do campo e do cronograma de trabalho.

A metodologia de organização pré-campo baseou-se na aquisição de imagens de satélite da área da pedreira com o auxílio do programa *Google Earth*, localizando os pontos de trabalho a partir das cotas da cava ativa da pedreira. Utilizou-se para auxílio de planejamento de trajeto em campo o mapa da folha SH.22-Y-A-V-I MI - 2996/1, de Caçapava do Sul de escala 1:50.000. A escala trabalhada na organização de pontos nas imagens de satélite foi de, aproximadamente, 1:80.

4.2 Etapa de campo

Durante a etapa de campo, realizada nos dias 11 a 14 de fevereiro de 2020, houve a coleta e análise de dados de afloramento através da descrição mineralógica da rocha e de estruturas visíveis em escala de afloramento, registro fotográfico, coleta de amostras representativas, análises estruturais por medidas de estruturas rúpteis e dúcteis, de S_0 preservada, foliações metamórficas e construção de seção colunar da área de estudo.

O trabalho foi executado com uma abordagem estratigráfica durante a realização da etapa de campo. O primeiro dia teve como objetivo o reconhecimento geral da área de estudo, bem como realizar um planejamento para os dias seguintes. No segundo e terceiro dia realizou-se o levantamento da seção colunar da pedreira. Durante a manhã do quarto dia foi realizado o caminhamento ao longo do Arroio Mudador, através de caminhamento na drenagem.

A área de estudo foi dividida espacialmente em 7 pontos, denominados como Projeto Mudador 1 a 7, utilizando a abreviação PMU 1 a 7. Os pontos PMU 1 e 2 abrangem as rochas do Arroio Mudador, enquanto os pontos PMU 3 e PMU 4 a 7 representam a cava abandonada e a cava ativa da pedreira Mudador, respectivamente

As rochas do ponto 1 e 2 afloram no leito do Arroio Mudador, de cota inferior aos mármores da pedreira. O patamar 3 é caracterizado por uma cava abandonada de blocos cortados (5 x 5 m) do Mármore Mudador para testes geomecânico, a 200 metros de distância a E-SE da cava ativa da pedreira. O patamar 4, 5, 6 e 7 situam-se na cava principal da pedreira, compreendendo mármores, metarenitos e metapelitos.

A seção colunar construída em campo foi aperfeiçoada utilizando o programa SedLog versão 3.1, inserindo as feições encontradas em campo e a descrição detalhada dos pontos.

4.3 Preparação de amostras

Na etapa pós-campo o projeto focou na integração de amostras disponíveis de acervo de pesquisa de projetos prévios, cerca de 5 lâminas petrográficas, 6 análises de difração de raios-X e 7 análises isotópicas de C e O. As amostras de DRX e isotópicas tiveram suas etapas de preparação realizadas pelo presente autor, como bolsista de iniciação científica.

O corte de amostras em serra diamantada para confecção de lâminas petrográficas foi executado no Laboratório de Laminação e Polimento, Núcleo de Preparação de Amostras (NPA). A cominuição de amostras para análises de difração e isotópicas foi realizada no Laboratório de Cominuição de Rocha do Núcleo de Preparação de Amostras, em britador mecânico. Para essas técnicas, é necessário peneirar as amostras em fração de 200 *mesh*, para obtenção de partículas menores que 2 μm .

4.3.1 Petrografia

Na descrição petrográfica, foram descritas 5 lâminas do Mármore Mudador dos pontos PMU 4 e 5 (discutidos no tópico 4.2), com um microscópio óptico binocular petrográfico de luz polarizada da marca Meiji, modelo ML9720, a luz natural e luz convergente, com aumento de 2.5, 10 e 40 vezes, no Departamento de Mineralogia e Petrografia do Instituto de Geociências da UFRGS. Em luz natural, foram analisados aspectos como a cor, pleocroísmo, relevo, clivagem, hábito e possíveis alterações nos minerais carbonáticos, enquanto em luz convergente foram analisadas a birrefringência, cores de interferência, extinção, maclas e zonação, além das texturas presentes na rocha.

4.3.2 Difração de raios-X

A técnica de difração de raios-X consiste na identificação da mineralogia total de uma rocha a partir da emissão de radiação diretamente sobre a estrutura cristalina de uma amostra, realizando uma varredura em escala atômica. Para o presente projeto, a técnica mostrou-se fundamental em virtude dos minerais em lâmina

petrográfica serem muito finos para uma observação e descrição somente com auxílio de microscópio petrográfico.

O princípio da difratometria baseia-se exclusivamente na determinação de estruturas e arranjos cristalinos de materiais a partir da Lei de Bragg, a qual denota que todo cristal bem formado é capaz de espelhar (ou difratar) uma radiação com padrão característico para determinado mineral, recebida por um tubo de raios-X, por exemplo (Waseda *et al.*, 2011). A Lei de Bragg é baseada na seguinte equação:

$$n\lambda = 2d \sin\theta \quad (5)$$

no qual n representa um número inteiro múltiplo de λ (lambda); λ representa o comprimento de onda do feixe de raios-x incidente; d a distância entre os planos interatômicos da estrutura cristalina; θ é o ângulo de incidência dos raios-x refletidos pelo material analisado. Na DRX, o θ é dado como 2θ (Waseda *et al.*, 2011).

Em outras palavras, cada estrutura cristalina de um mineral é única, com espaços interatômicos, distâncias interplanares, planos de simetria do cristal e ângulos de incidência bem definidos que, portanto, irão difratar a radiação recebida pelo tubo de raios-X de forma única para cada mineral presente na estrutura da rocha. Os raios difratados são enviados para detectores que irão separar e identificar cada fase mineral a partir do padrão de raios difratados recebidos pela amostra.

A formação de raios-X ocorre pela geração e emissão de radiações a partir de uma fonte energética mantida em câmara de alto vácuo. A fonte energética é caracterizada por um tubo de raios-X composto majoritariamente por um cátodo e um ânodo. Quando aquecido, o cátodo atua como um gerador de feixes de elétrons, emitindo radiação diretamente sobre um alvo, o ânodo, composto de molibdênio, cobre ou tungstênio (Zachariasen, 1945). A interação cátodo-ânodo resulta em uma alta diferença de potencial, no qual parte da energia produzida dessa interação é convertida em raios-X primários, chamados tecnicamente de radiação *Bremsstrahlung*, a qual é direcionada para a amostra e difratada (Mccall, 1982).

Para o projeto, as análises incluíram a identificação de argilominerais e mineralogia em rocha total, pelos métodos de análise orientada e não orientada, respectivamente. Para análises não orientadas o procedimento é bem simples,

exigindo apenas o peneiramento da amostra pulverizada em peneira de 200 *mesh* e inserção de amostra em um porta amostra de acrílico com relevo negativo para análise no difratômetro. Por outro lado, as análises orientadas são mais delicadas e necessitam de um maior número de procedimentos, que envolvem a desagregação de partículas por diluição da amostra e posterior decantação, passando por ultrassom e coleta de frações em suspensão.

As análises de DRX foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios-X (LDRX) no equipamento D5000 da marca Siemens, pertencente ao Centro de Estudos de Petrologia e Geoquímica (CPGq), do Instituto de Geociências da UFRGS. Um total de 6 amostras foram analisadas da fração total e da fração argila do Mármore Mudador, equivalentes aos pontos 4 e 5.

4.3.3 Geoquímica Isotópica: Carbono e Oxigênio

O princípio da espectrometria de massas, técnica utilizada para análises isotópicas, envolve a separação de moléculas e átomos com diferentes valores de massa, carregados eletricamente por um bombardeio de radiação ionizante. O espectrômetro é constituído essencialmente por uma fonte de feixe de íons monoenergéticos, um analisador magnético e um íon coletor, que são evacuados sob pressões de 10^{-6} a 10^{-6} mm de Hg (Faure & Mensing, 2005; Figura 20).

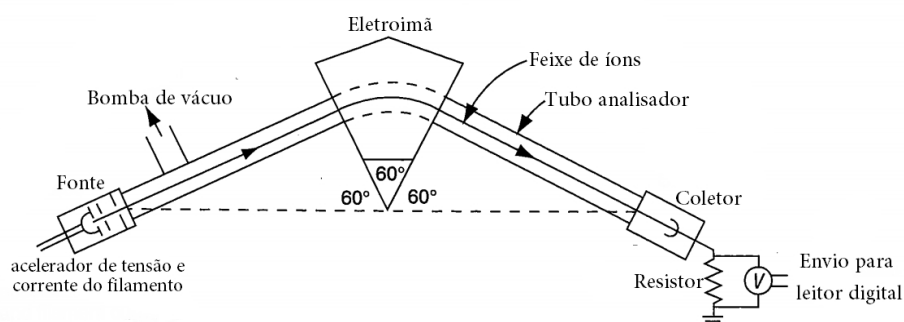


Figura 20. Instrumentação esquemática de um espectrômetro de massas em uma seção de análise de 60°. Extraído de Faure & Mensing (2005).

Os isótopos estáveis de carbono e oxigênio são analisados em um espectrômetro de massas de razão isotópica (IRMS) associada a técnica de cromatografia de gás capilar (Hoefs, 2004). A quantidade de amostra requerida para análise é na base de poucos miligramas, as quais são inseridas na forma de pó

diretamente em tubo de ensaio do próprio aparelho, sem a necessidade de um tratamento prévio das amostras como ocorre nas análises de isótopos instáveis.

A técnica de IRMS tem como base a diluição e evaporação da amostra a partir da reação dos carbonatos com ácido fosfórico, gerando a seguinte relação estequiométrica:



O dióxido de carbono gerado, fruto dos carbonatos, é enviado para detectores no espectrômetro de massa, que irão separar os isótopos de carbono e de oxigênio, conforme sua massa, analisando-os e obtendo seus valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

As análises de C e O foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), no equipamento Delta V, pertencente ao Centro de Estudos de Petrologia e Geoquímica (CPGq), do Instituto de Geociências (IGeo) da UFRGS. Um total de 7 amostras foram analisadas no Delta V, referentes aos pontos 4 e 5.

5 RESULTADOS

5.1 Dados de Campo

Os resultados apresentados no presente tópic são referidos a dados de uma amostragem representativa, descrição de afloramento e construção de perfil estratigráfico. A divisão de pontos é representada na figura 21.

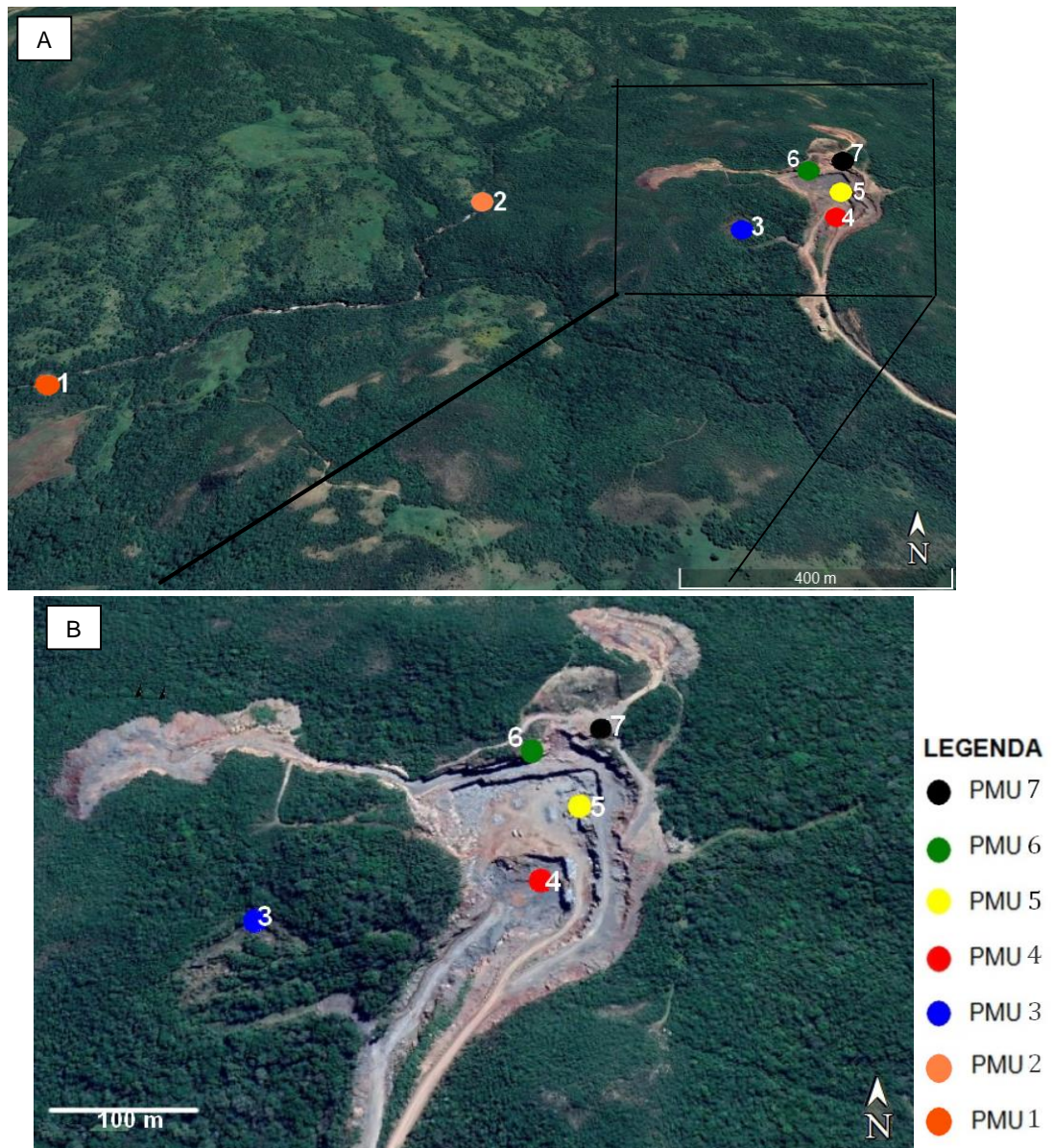


Figura 21. Imagens de satélite do *Google Earth* da área de estudo. A) Imagem geral com as indicações dos pontos estudados. O ponto 1 e 2, representados por metabasaltos do tipo *pillow lavas*, em laranja forte e fraco, estão a distância de 1 km entre si, no Arroio Mudador. B) Imagem da área da pedreira do Mármore Mudador, com o ponto 3 a 200 metros da cava principal da pedreira, enquanto que os pontos 4 a 7 encontram-se na cava principal da pedreira, separados conforme a cota do respectivo patamar.

Os mármore da pedreira (PMU 3, 4 e 5) são descritos como mármore pretos, maciços, granoblástico fino a muito fino, altamente fraturados, intensa brechação

hidráulica preenchida por venulações silicosas e calcíticas milimétricas a centimétricas, com S_0 parcialmente preservada e presença de estilólitos parcialmente oxidados. Há um aumento no grau de preservação da S_0 dos mármores a medida em que se aproximam do contato com os metarenitos, ilustrado por intercalações composicionais milimétricas de lâminas silicilásticas, além de lentes de material pelítico esverdeado com espessuras centimétricas entre as últimas camadas de mármore.

Os metabasaltos com estruturas do tipo pillow lavas ocorrem de forma subordinada ao longo do Arroio Mudador (PMU 1 e 2), com coloração cinza azulada, textura afanítica e feições típicas de vulcanismo subaquoso, como fraturas conchoidais.

Os metarenitos (PMU 6 e 7) apresentam granulometria fina, grãos bem selecionados, cor rosa a bege, com resquícios de estratificação acanalada de baixo ângulo, intercalando com níveis pelíticos milimétricos a centimétricos a cada 10 a 20 cm de metarenito, similares aos do topo dos mármores. Ocorem foliações S_1 parcialmente paralelas a S_0 do mármore. O contato entre o mármore e o metarenito é marcado por perturbação estrutural, como evidenciado localmente por zonas de cataclase e falhas.

Os metapelitos (PMU 7) ocorrem na encosta do morro da pedreira, com coloração cinza esverdeado e porções subordinadas de material avermelhado de composição quartzo-feldspática. Apresentam foliação S_1 parcialmente paralelas a S_0 dos mármores e zonas com S_2 perpendicular a S_1 .

O perfil colunar simplificado é apresentado na figura 22 para auxiliar visualmente no entendimento amostral descrito no tópico seguinte.

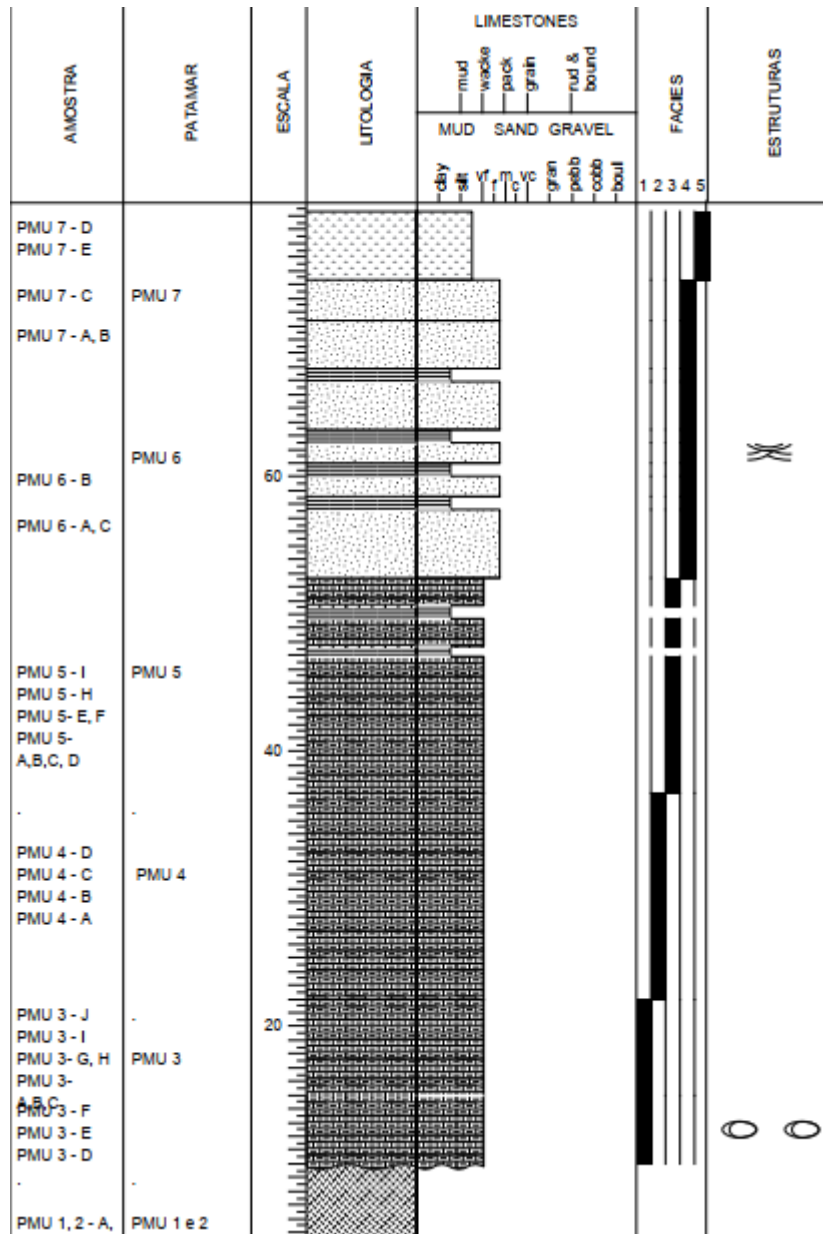


Figura 22. Seção colunar simplificada da pedraira, construída no SedLog versão 3.1. PMU 1 e 2: Metabasaltos *pillows*; PMU 3 a 5: Mármore; PMU 6 e 7: Metarenitos; PMU 7: Metapelitos. (A versão completa com as descrições encontra-se nos anexos).

5.1.1 Metabasaltos

As *pillows lavas* são de ocorrência localizada, em uma área dominada por metabasaltos, no Arroio Mudador. Houve coleta e descrição de amostras de metabasaltos com estruturas do tipo *pillows* em dois pontos distintos (PMU 1 e 2), com distância de 1 km entre ambos, além de descrição e coleta do material silicoso intersticial das *pillows* (Figura 23).



Figura 23. Arroio Mudador, com exposições de metabasalto em seu leito. Os afloramentos de metabasaltos do tipo *pillow* são raros, predominando metabasaltos fraturados sem feições características de *pillows*, variando do cinza claro ao cinza azulado.

DESCRIÇÃO

Metabasaltos afaníticos, com cor variando do cinza azulado ao cinza escuro, com porções marrom clara e áreas amareladas do produto da alteração. As porções alteradas podem remeter ao mineral palagonita. Localmente, ocorrem metabasaltos arredondados e subsféricos, dispostos em leito fluvial com tamanho de meio metro a 1 metro de diâmetro. Os blocos arredondados da rocha são envolvidos por um material quartzoso esbranquiçado, parcialmente alterado, com fraturas conchoidais e fraturas internas de resfriamento (Figura 24 B). Nas bordas da rocha, a granulometria mostra-se mais fina que as porções centrais. Classificação: Metabasaltos com estruturas do tipo *pillow lavas*.

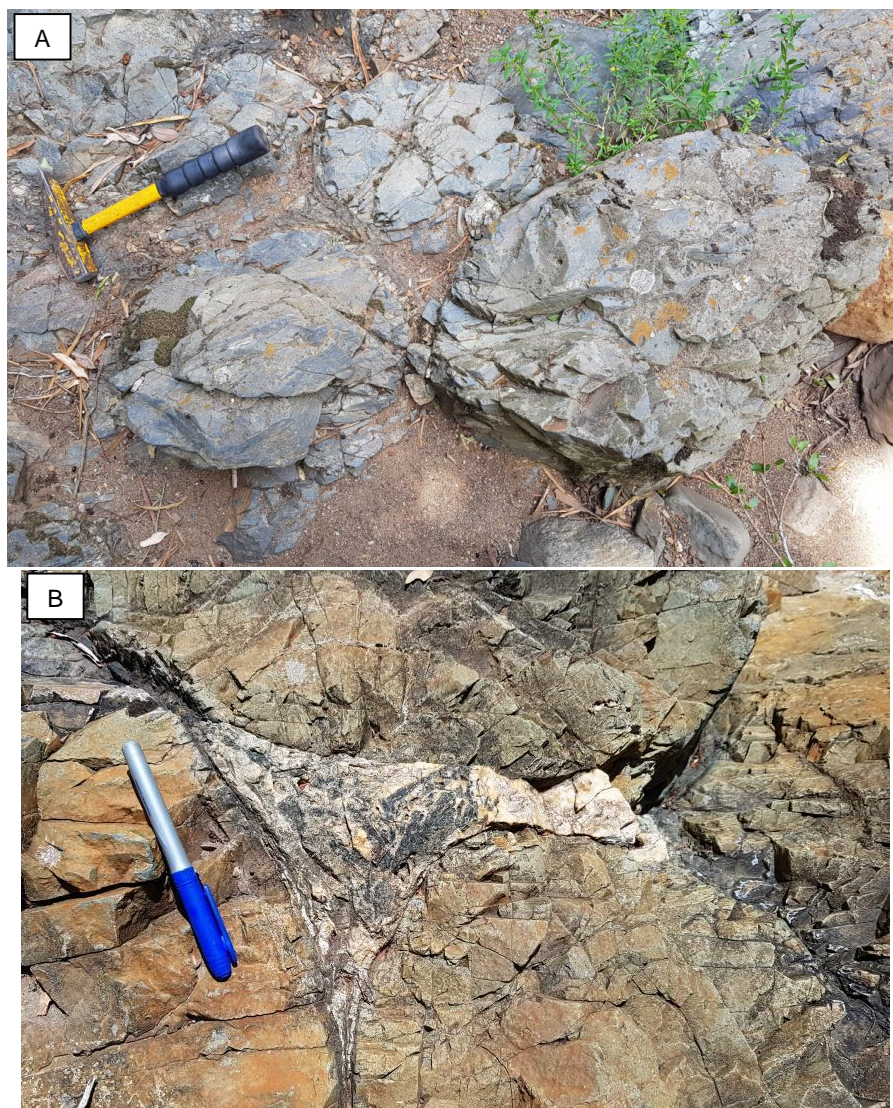


Figura 24. Metabasaltos do Arroio Mudador. A) *Pillows lavas* com suas formas típicas arredondadas e subesféricas, com granulção fina a muito fina, cinza azulado, com fraturas de resfriamento interno. B) Material silicoso alterado e fraturado, preenchendo os espaços entre as *pillow lavas*.

AMOSTRAS

As amostras coletadas dos metabasaltos 1 e 2 não apresentam diferenças. Foram coletadas nos dois pontos de ocorrência de estrutura do tipo *pillows lavas*, com distância de 1 km entre os afloramentos (Figura 25).

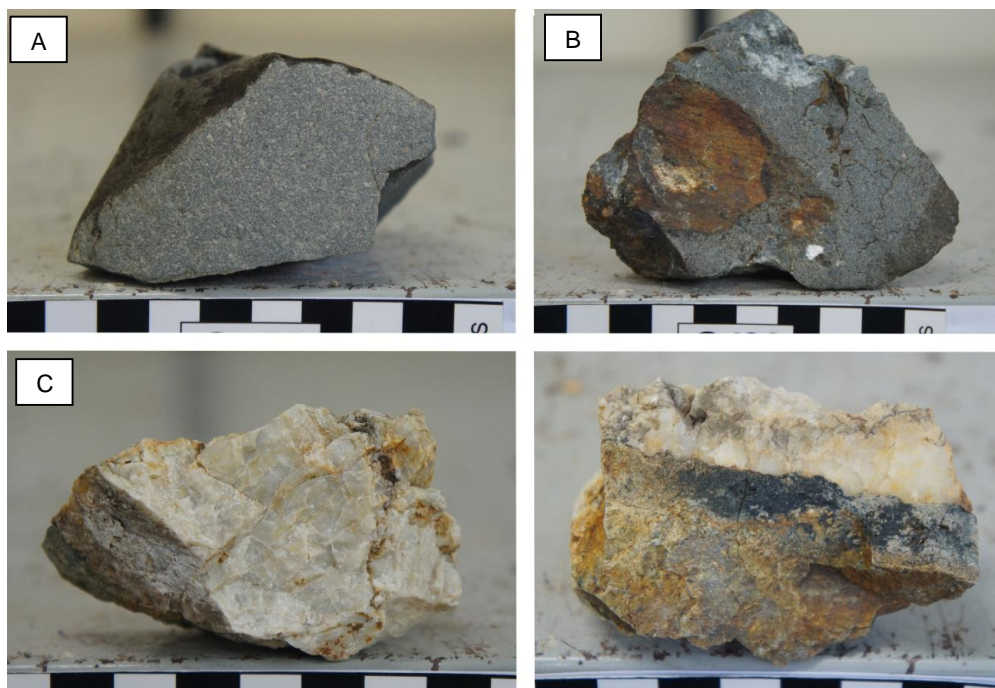


Figura 25. Amostras de PMU 1 e 2. A e B) Metabasaltos do tipo *pillow* lavas, em pontos distintos de coleta. C = Material silicoso entre as *pillows*.

5.1.2 Mármore

Os mármore de PMU 3 ocorrem em uma cava abandonada da pedreira, na forma de blocos métricos cortados por serra diamantada, sendo possível a observação de texturas e estruturas em maior nível de detalhamento (Figura 26). O patamar conta com 11 metros de mármore e compreende a porção basal da cava principal da pedreira.



Figura 26. Porção inicial da seção de mármore do projeto (PMU 3), em bloco do Mármore Mudador cortado por serra diamantada. É possível verificar uma série de feições em virtude do corte lateral: A S_0 ocorre inclinada em aproximadamente 40° , com zonas de intensa venulação de material branco, brechação hidráulica e feições globulares a ovais em cinza claro, podendo remeter a registros de organismos marinhos (feições estromatolíticas e/ou trombolíticas).

DESCRIÇÃO

Mármore preto, maciço, granoblástico fino, com estruturas sedimentares parcialmente preservadas. A mineralogia é de difícil identificação devido a textura extremamente fina do mármore. O acamamento do protólito sedimentar (S_0) é marcado por intercalações centimétricas irregulares de lâminas mais escuras e mais claras. As lâminas mais claras apresentam significativas feições ovais, vagamente concêntricas, que acompanham o acamamento, embora haja, localmente, algumas feições discordantes ao acamamento. A S_0 encontra-se inclinada em, aproximadamente, 40° à esquerda da horizontal. Localmente, a rocha apresenta feições arredondadas subesféricas a elipsoidais de 1 a 2 cm de material mais escuro que a rocha (Figura 27 C). Há intenso fraturamento e venulações multidirecionais, irregulares e descontínuas de calcita e material silicoso. Localmente, os veios de calcita cortam os veios de quartzo e costumam estar mais orientados de forma retilínea. Presença significativa de estilólitos parcialmente oxidados, concordantes com o acamamento.

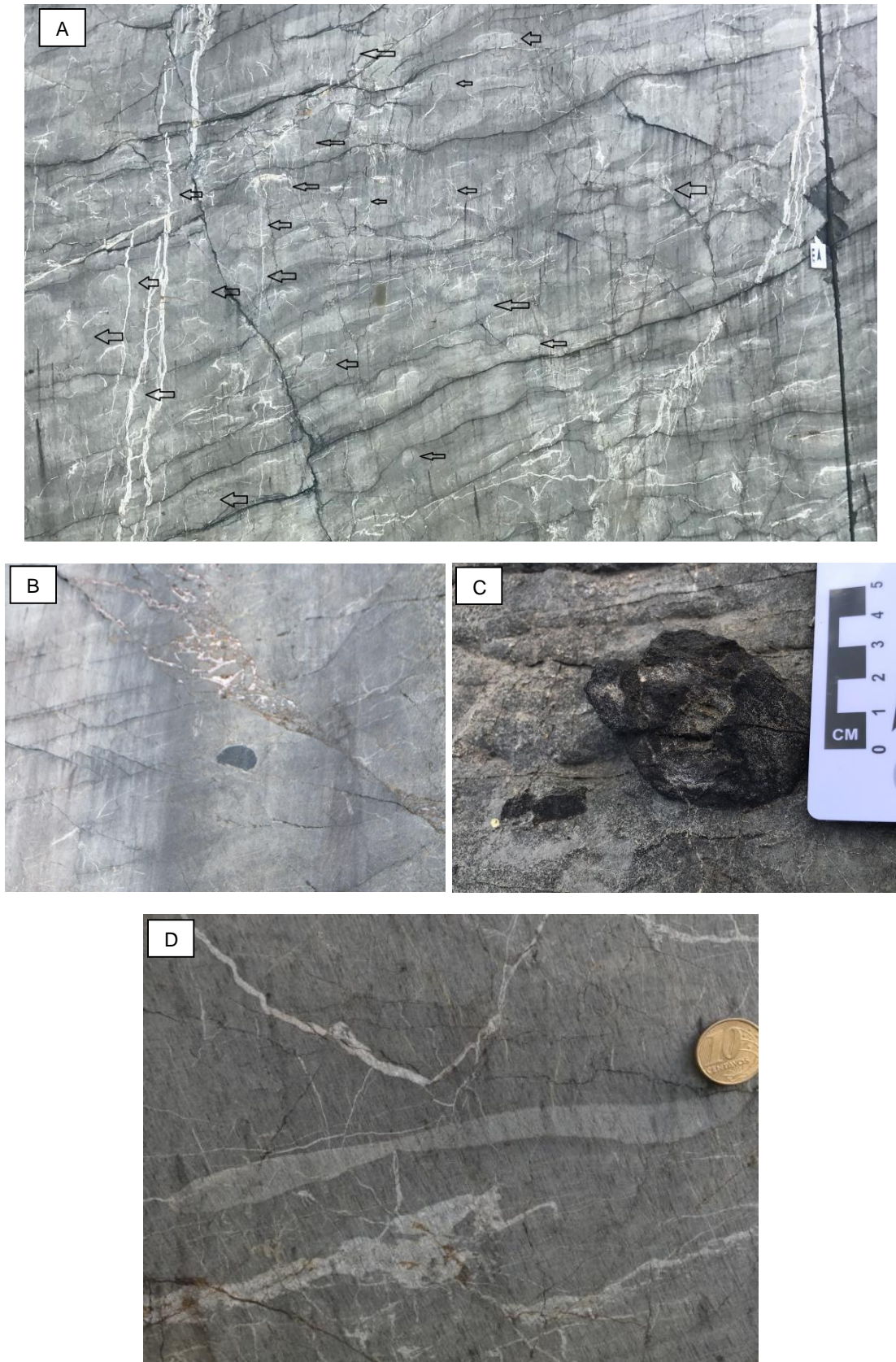


Figura 27. A) Bloco do Mármore Mudador cortado por serra diamantada, sendo possível a visualização do acamamento do protólito, além das feições ovais indicadas pelas setas. B) Feição subsférica arredondada, de cor preta e tamanho aproximado de 4 cm. C) Feições arredondadas acima do bloco basal do patamar, em planta, arredondados e, por vezes, sub angulosos, variando de 1 a 5 cm. D) Feição cinza clara estirada por compactação.

AMOSTRAS

As amostras PMU 3 - A, B e C são das feições arredondadas coletadas em planta do primeiro bloco do mármore de 6 metros (Figura 28). As amostras D, E e F foram coletadas em 1 metro, 1,90 metros e em 3 metros iniciais de seção, respectivamente (Figura 29).

As amostras G, H, I e J foram coletadas em um novo bloco acima do primeiro, totalizando 11 metros de seção. As rochas são similares ao primeiro bloco. No entanto, o segundo bloco apresenta uma maior quantidade de brechação hidráulica, faturamento e maior espessura dos veios (até 12 cm de espessura).

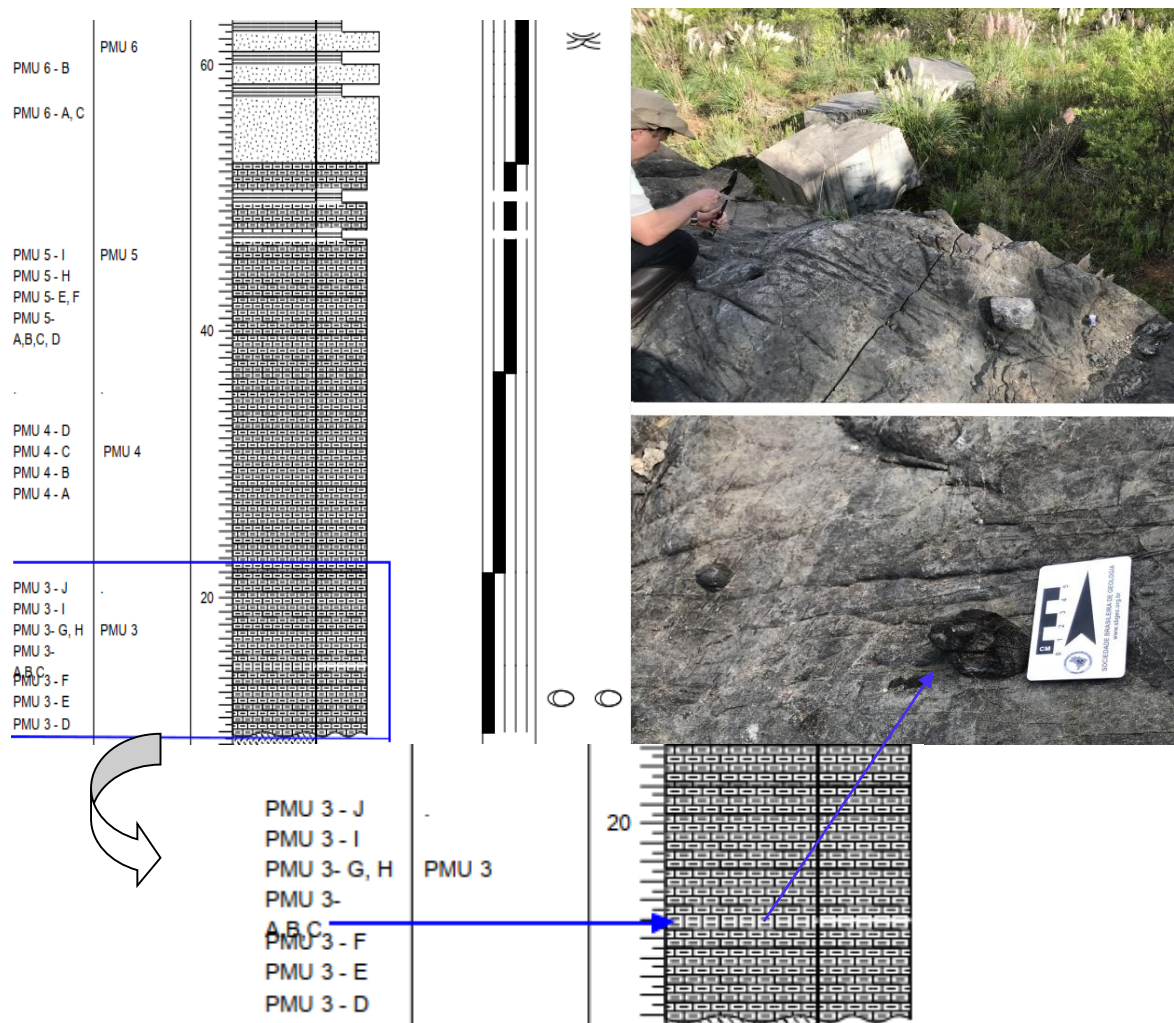


Figura 28. Detalhe da amostragem em planta, no topo de um bloco de aproximadamente 6 metros, das feições elipsoidais em PMU 3 - A, B e C na coluna e em afloramento.



Figura 29. Localização das amostras PMU - 3 D, E e F nos primeiros 6 metros de seção. A coleta foi realizada conforme a disposição da S_0 no bloco, considerando que a mesma encontra-se inclinada.

As amostras coletadas são ilustradas na figura 30, com exceção das amostras PMU - 1 A, B e C por serem fragmentos pequenos e delicados das feições esféricas.



Figura 30. Amostras de PMU 3. As amostras D, E e F foram coletadas a 1 m, 1.90 m e 3.0 metros do bloco, respectivamente. As amostras G e H foram coletadas pouco acima do nível em planta do bloco de 6 metros. Por fim, as amostras I e J representam um bloco de 5 metros, acima do bloco de 6 metros das primeiras amostras. A amostra de brecha representa a brechação hidráulica do afloramento.

Os mármores de PMU 4 formam uma seção de 15 metros de mármores, representando o primeiro patamar da cava principal da pedreira (Figura 31).



Figura 31. Visão geral da cava ativa da pedreira, com seus respectivos patamares destacados (vermelho = PMU 4, amarelo = PMU 5, verde = PMU 6 e preto = PMU 7). É possível observar um sutil dobramento das porções, com caimento para dentro do plano da foto. Nos metarenitos do patamar 6 é possível uma melhor visualização das estruturas de dobra.

DESCRIÇÃO

Mármore preto, granoblástico fino, maciço, com vênulas calcíticas e silicosas milimétricas a localmente centimétricas, distribuídas de forma irregular sobre a rocha. Apresenta alto grau de fraturamento. Não foram observadas as feições esféricas e elipsoidais anteriores, uma vez que as rochas não apresentam o mesmo corte por serra diamantada igual o patamar 1.



Figura 32. Visão panorâmica do ponto 4, na base da cava principal da pedreira.

AMOSTRAS

Foram coletados um total de 4 amostras (PMU 4 - A, B, C e D). As amostras coletadas não apresentam diferenças significativas, havendo, portanto, apenas uma representatividade espacial (Figura 33 e 34)

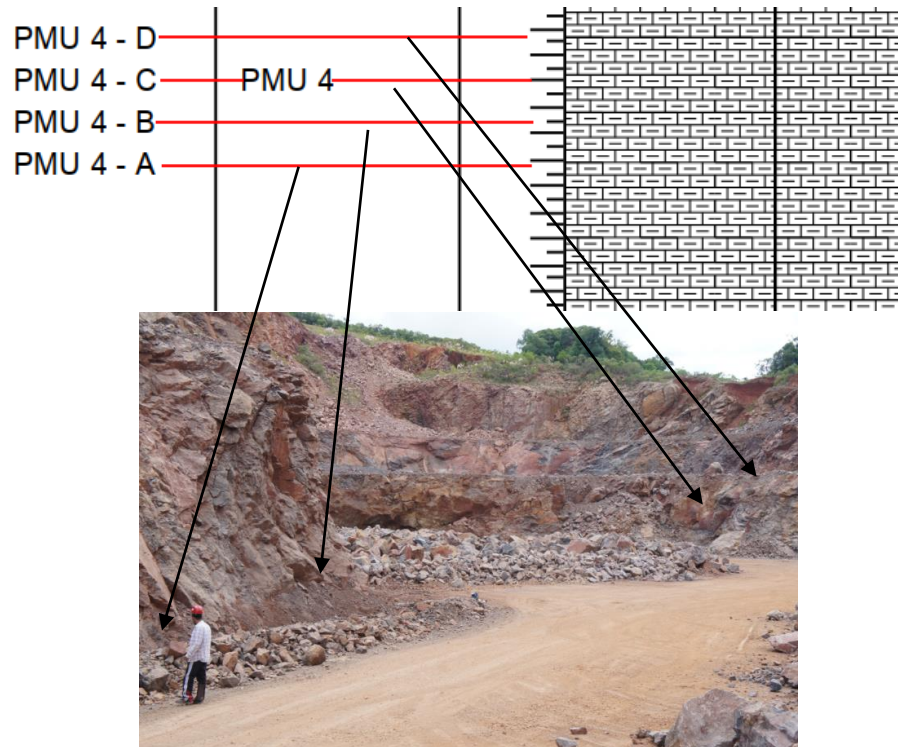


Figura 33. Ponto 4 com indicações de amostragem.



Figura 34. Amostras de PMU 4. A e B = Amostras de mármore da base da pedreira principal, com leve alteração superficial amarelada e venulações milimétricas. C e D = Amostra dos primeiros metros do patamar, com venulação mais intensa.

O último patamar dos mármore, PMU 5, é marcado por uma heterogeneidade nos mármore. O patamar é formado por uma seção de mais 15 metros de mármore, intercalados com lentes metapelíticas no topo do patamar e aparecimento de mármore de coloração bege com lâminas avermelhadas, além de um maior grau de preservação da S_0 nos últimos metros do pacote.

DESCRIÇÃO

Mármore preto, granoblástico fino, maciço, com intenso fraturamento e venulação de calcita e quartzo. Nesse ponto, há calcita mais grossa preenchendo fraturas, sugerindo uma possível nova fase de venulação, mais alterada e bem facetada (Figura 35). Conforme se aproxima do topo do patamar, a S_0 parece estar mais bem preservada e bem marcada, ocorrendo, juntamente, lentes centimétricas a milimétricas de material metapelítico laminado cinza esverdeado. Observados blocos soltos com S_0 bem preservada.

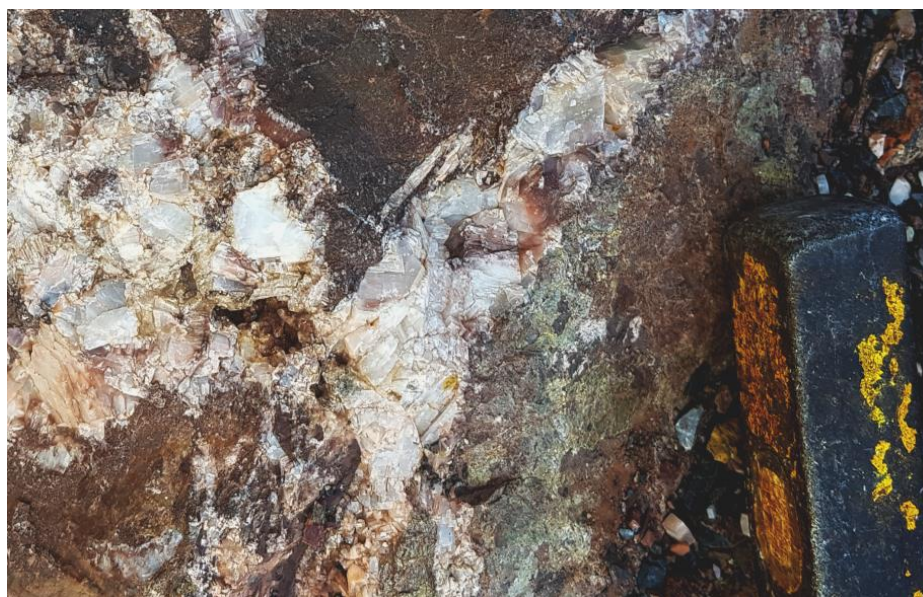


Figura 35. Veios de calcita grossa e facetada.

No topo do mármore do patamar 3 há um contato gradual com metarenito do patamar 4, sem indícios de contato erosivo ou tectônico (Figura 36).

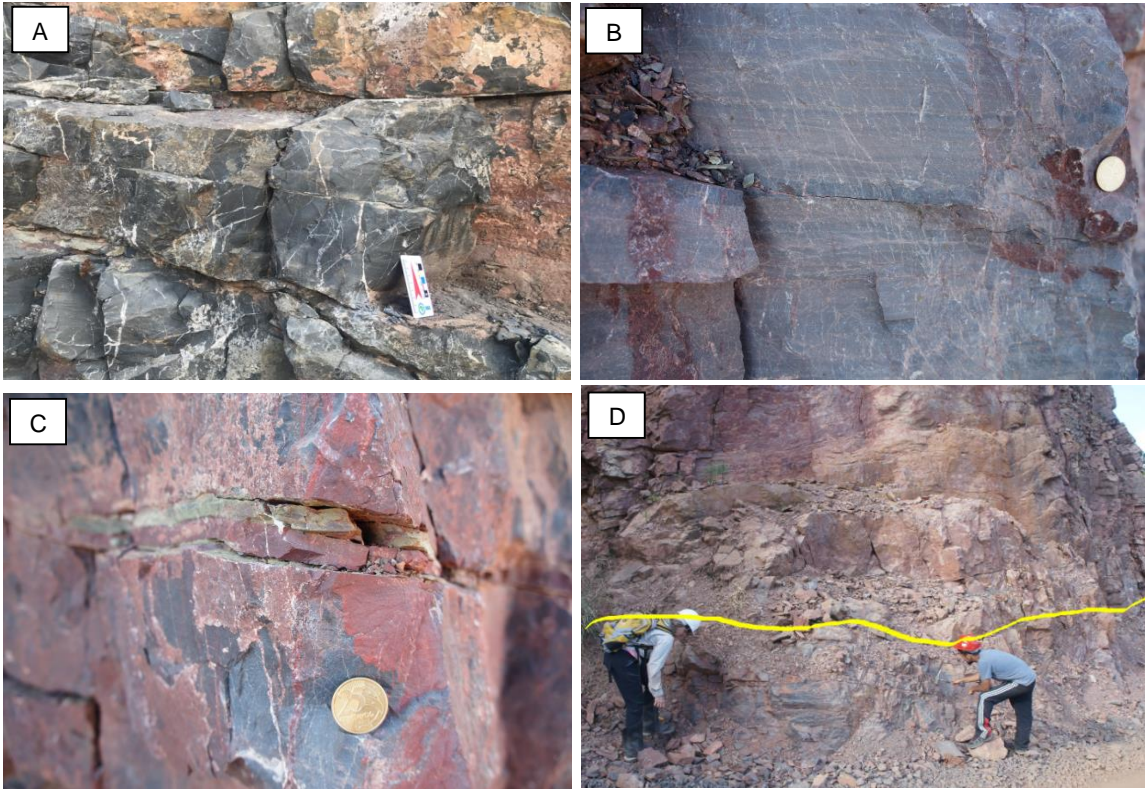


Figura 36.A) Disposição geral dos mármore no patamar 5. B) S_0 parcialmente preservada, marcada por laminações esbranquiçadas de possível material silicoso, próximo ao topo do patamar. C) Lâminas metapelíticas esverdeadas e avermelhadas entre as camadas de mármore próximas ao topo do patamar. D) Contato do mármore com o metarenito, sem evidências de discordância.

No topo, há ocorrência de mármore cinza escuro a bege no topo da seção, intercalados com lâminas avermelhadas, provavelmente oxidadas (Figura 37).

AMOSTRAS

Um total de 10 amostras foram coletadas, PMU 5 - A, B, C, D, E, F, G, H, I e J (Figura 38). Durante a coleta de amostras, algumas amostras soltas com o mínimo de venulação e bem homogêneas (amostras A, C e D) foram coletadas para um possível melhor resultado nas análises laboratoriais. A amostra B foi coletada na base do patamar, enquanto as amostras E e F são de níveis mais oxidados dos mármore, em aproximadamente 6 metros de altura do patamar 3.

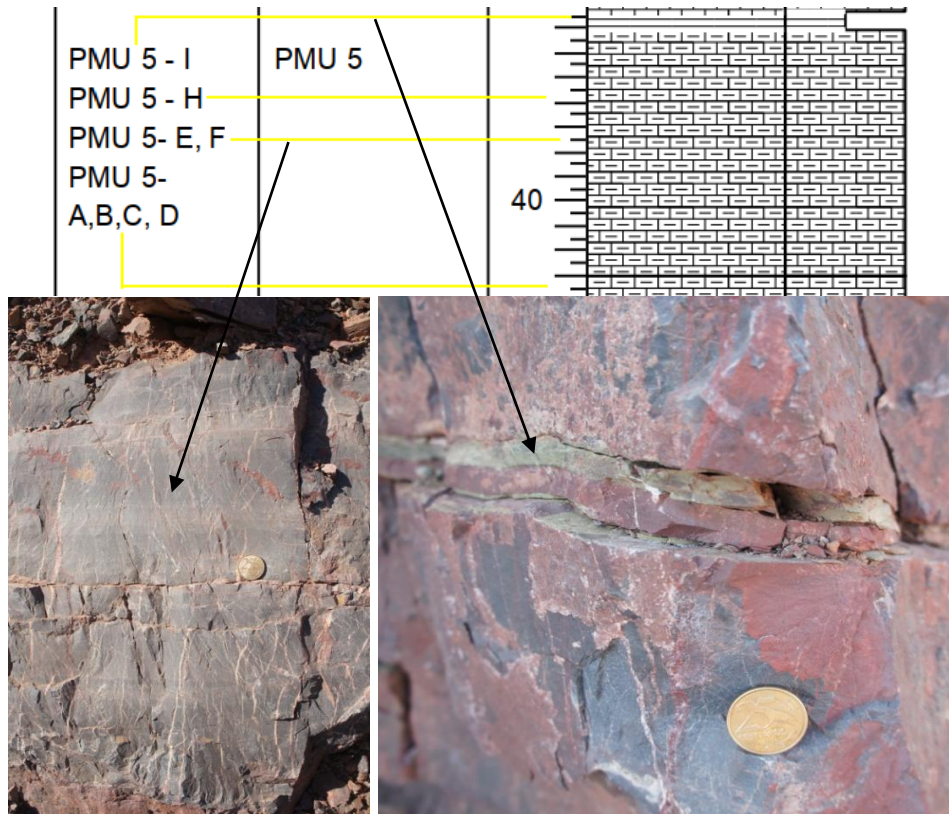
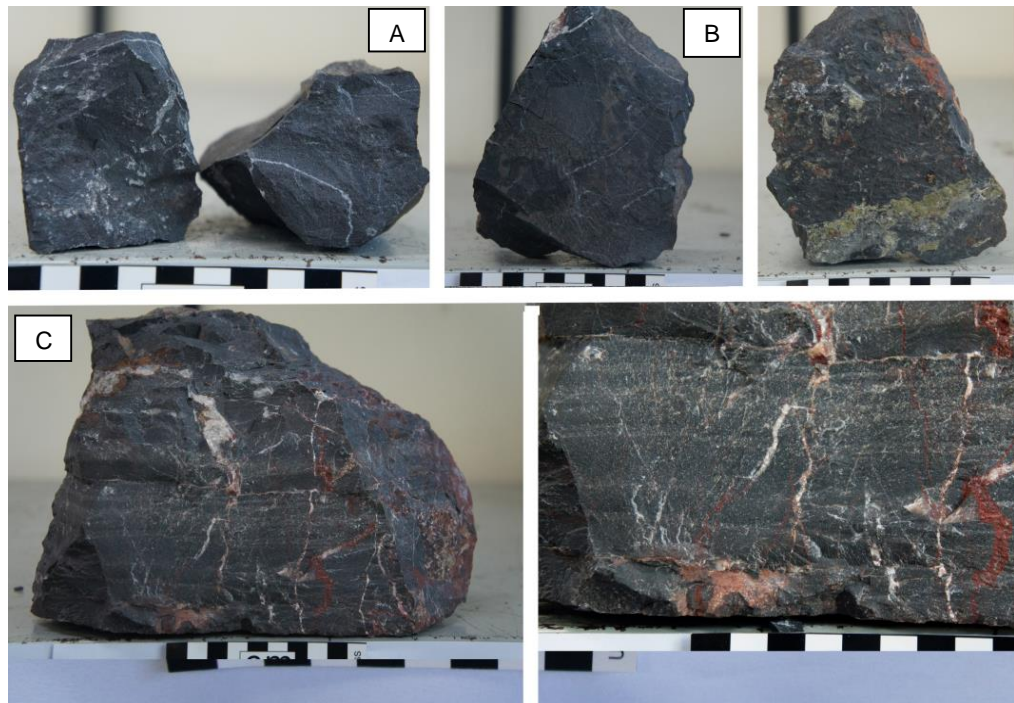


Figura 37. Detalhe da rocha no ponto 5 na seção colunar, com áreas de coleta das amostras H (próximo ao topo da seção, com S_0 bem preservada) e I (material metapelítico).



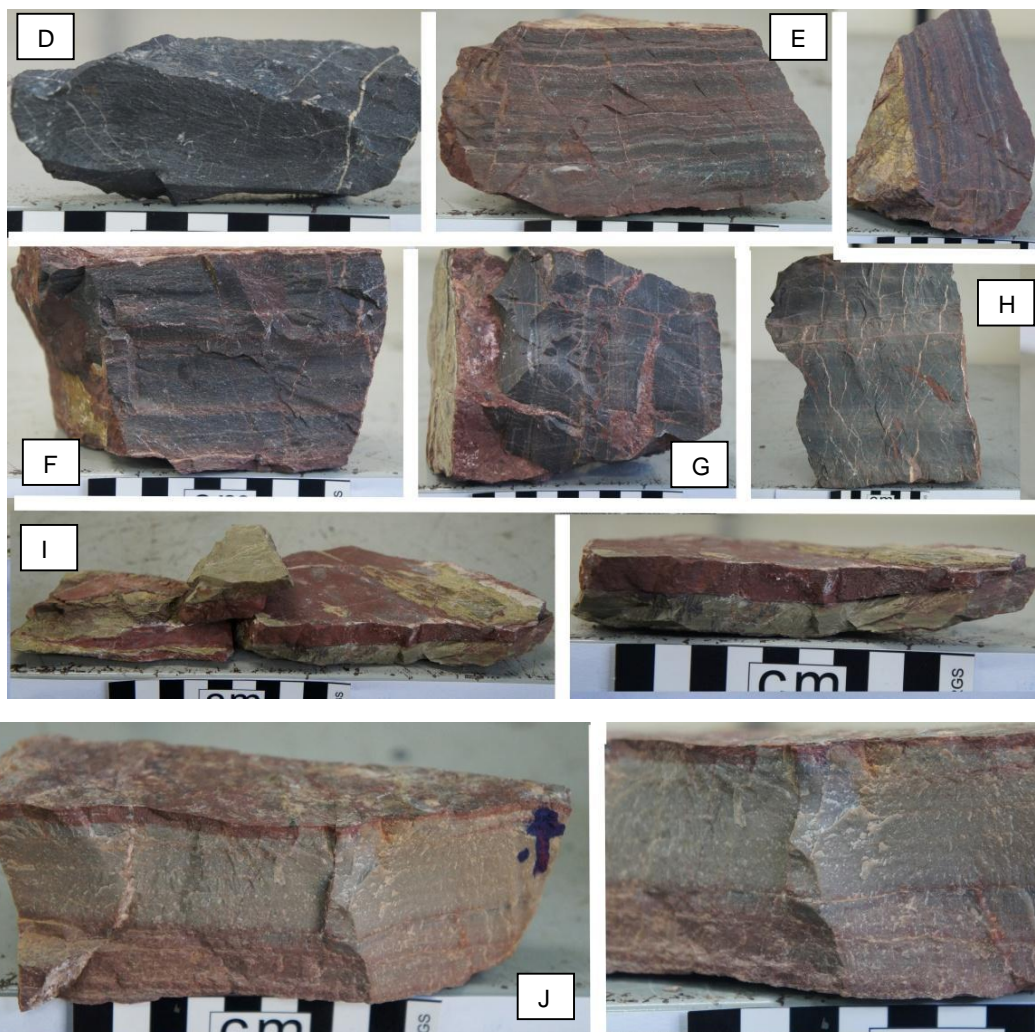


Figura 38. Amostras de PMU - 5. As amostras A e B representam mármorees parcialmente homogêneos, essenciais para análises isotópicas e geoquímicas sem a interferência de veios. A amostra C é um bloco solto do mármore com S_0 sutil de lâminas milimétricas esbranquiçadas, venulação significativa e leve oxidação. A amostra D representa uma amostra solta com pouca venulação, para análises geoquímicas. As amostras E e F são dos últimos 5 metros do patamar, com S_0 presevada e oxidada, com pouca venulação. A amostra I representa os níveis metapelíticos entre os mármorees do topo da seção. A amostra J representa os mármorees do topo da seção, com coloração bege avermelhada, diferindo dos mármorees escuros do restante da pedreira.

5.1.3 Metarenitos e Metapelitos

Os metarenitos compreendem, no patamar 6, uma espessura de 18 metros da rocha intercalada com níveis pelíticos.

DESCRIÇÃO

Metarenito fino, vermelho rosado a bege, bem selecionado, com grãos arredondados e estruturas de estratificação cruzada acanalada de baixo porte parcialmente preservadas. Há intenso fraturamento similar aos mármorees, com veios de calcita e quartzo, onde os de calcita aparentam ser mais grossos que o de quartzo. Há intercalações milimétricas de metapelito cinza esverdeado a cada 10-20 cm do

metarenito. Nos metarenitos é possível observar estruturas dobradas em escala de afloramento (Figura 39).



Figura 39. PMU 6 com 18 metros de metarenito intercalado com níveis metapelíticos. A) Visão geral do metarenito. A esquerda da imagem é possível observar estruturas dobradas nas camadas da rocha. B) Intercalações metapelíticas milimétricas a centimétricas. C) Detalhe de lâmina centimétrica metapelítica, com laminação bem marcada.

AMOSTRAS

Um total de 4 amostras foram coletadas no ponto 6. As amostras PMU 6 - A e B representam os níveis pelíticos entre as camadas de metarenito. A amostra C é do metarenito representativo da unidade. A amostra D, coletada solta no afloramento, consiste de um provável mármore com feições arredondadas e tons esverdeados, extraído para análise petrográfica (Figura 40).



Figura 40. Amostras do patamar 5. A amostra A representa os níveis metapelíticos entre os metarenitos. A amostra B não consta na imagem devido ao alto grau de alteração da amostra de metapelito, enquanto a amostra C é do metarenito bege a rosado. A amostra D consta de um bloco solto de provável mármore, com detalhe nas feições escuras arredondadas a sub angulosas, para análises exclusivamente petrográficas.

Por fim, o patamar 7 (PMU 7) é composto de mais 3 metros de metarenito e 5 metros de metapelito.

DESCRIÇÃO

Metarenito bege a rosado, fortemente alterado, grãos arredondados, bem selecionados, com presença de óxidos dispostos de forma irregular pela rocha, apresentando camadas de 10 cm de espessura no geral. Nos últimos 5 metros restantes do perfil colunar ocorrem, na encosta do morro, metapelitos, esverdeados, com porções subordinadas quartzo-feldspáticas avermelhadas. As foliações S_1 dos metapelitos é parcialmente paralela a S_0 dos mármore, enquanto foliações locais do tipo S_2 mostram-se perpendiculares a S_1 (Figura 41).

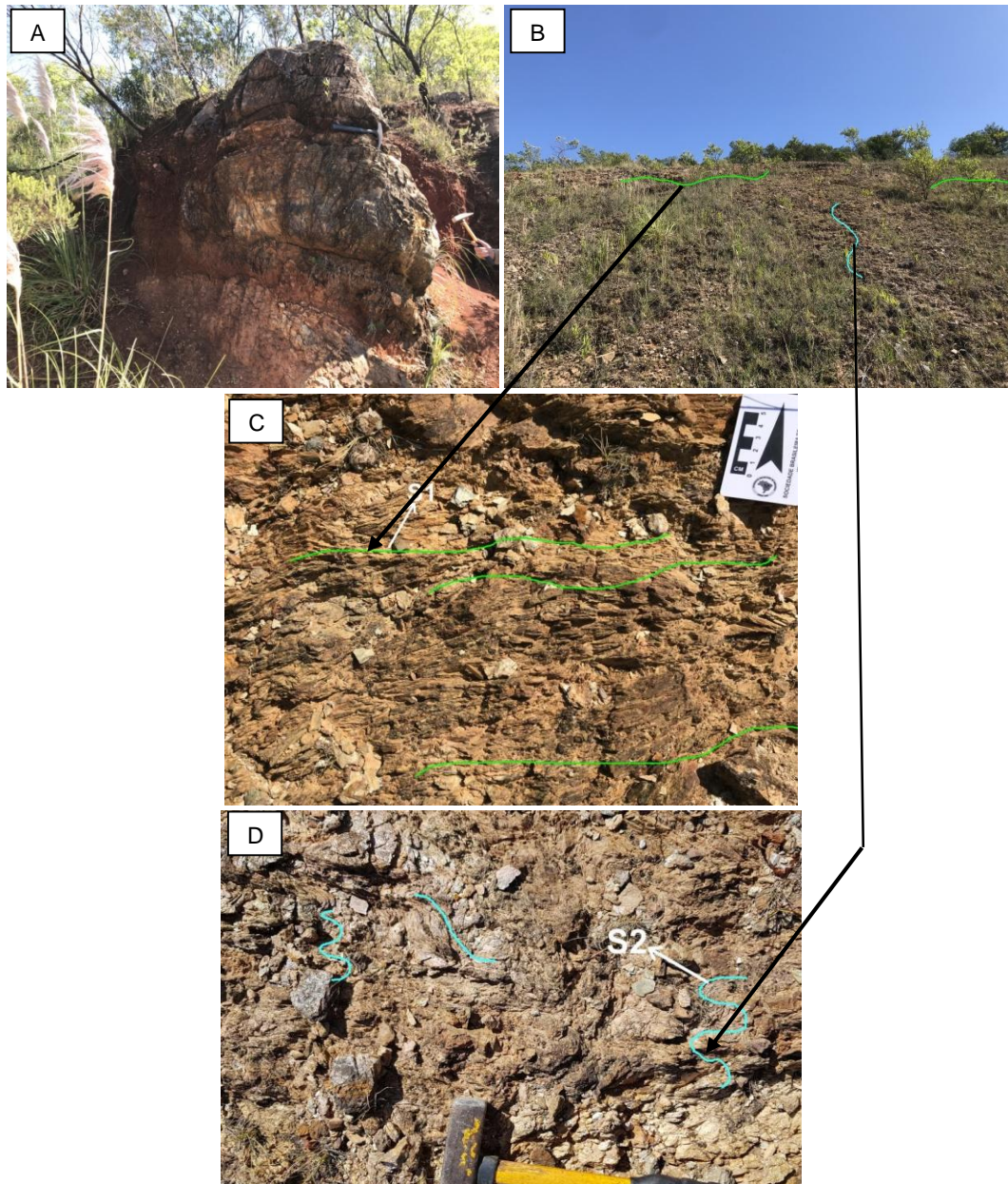


Figura 41. Ponto 7 com 3 metros de metarenito alterado e 5 metros de metapelitos em encosta de morro, que finalizam a seção colunar da pedreira. A) Porção aflorante de metarenito alterado, com ocorrência subordinada de óxidos e produtos filossilicáticos de alteração. B) Encosta de morro do topo da pedreira, com leve declividade, indicando as foliações S_1 , em verde, e S_2 , em azul claro. C) Detalhe da porção metapelítica com predomínio das foliações S_1 . D) Área local de ocorrência de foliações S_2 e S_3 dos metarenitos, compreendendo $\frac{1}{4}$ da porção aflorante.

AMOSTRAS

As amostras PMU 7 A, B e C são dos metarenitos alterados. A e B são dos primeiros 10 a 15 cm do patamar, enquanto a amostra C é de cerca de 20 cm. As amostras D e E são amostras de metapelitos com foliação S_1 . As amostras de metapelitos com S_2 estavam com alto grau de alteração para serem coletadas e analisadas, sendo apenas descritas em campo (Figura 42).



Figura 42. Amostras de PMU 7. A, B e C = Metarenitos alterados de diferentes níveis do patamar. D = Metapelite representativo da área das S_2 (charneira da dobra). E = Metapelite em área dominante de foliação S_1 .

Por fim, as medidas de atitudes das S_0 parcialmente preservadas dos mármore e das S_1 dos metarenitos e metapelitos (Tabela 2) foram dispostas em estereograma, no programa StereoNet (Figura 43). As atitudes, medidas inicialmente em trama, foram convertidas para a notação de mão esquerda para serem inseridas no StereoNet.

Tabela 2. Atitudes de S_0 dos mármore de PMU 3 e 4, de S_1 dos metarenitos de PMU 6 e caimento da linha de charneira da dobra do afloramento, medida nos metarenitos de PMU 6.

S_0 Mármore PMU 3	(18/005)	(25/060)	(32/072)	(38/035)
S_0 Mármore PMU 4	(25/060)	(32/072)	(26/074)	-
S_1 Metarenito	(32/035)	(35/030)	(30/037)	(38/055)
Caimento charneira	(17;325)	(17;325)	(20;325)	-

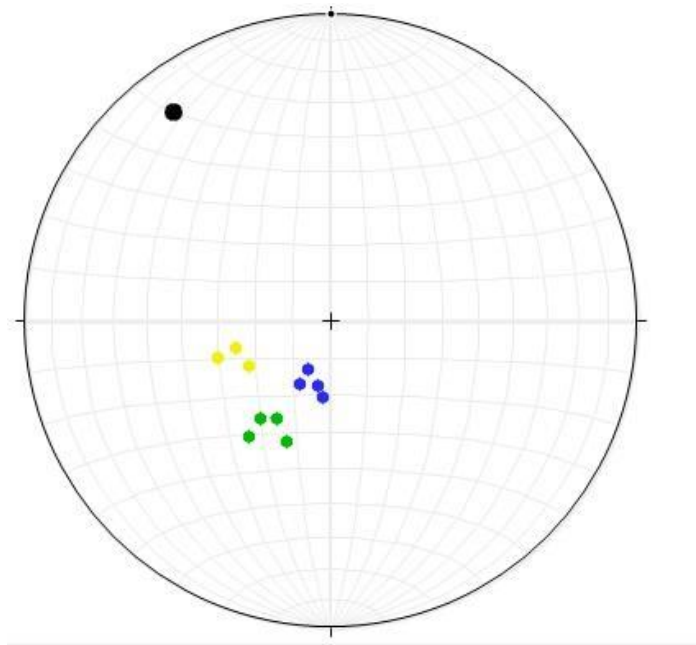


Figura 43. Estereograma representando a média dos pólos dos planos estruturais S_0 dos mármore de PMU 3, em azul, 5, em amarelo, nos quais as estruturas S_0 apresentavam-se mais legíveis, e dos metarenitos de PMU 6, em verde.

5.2 Petrografia dos mármore

Em lâmina petrográfica, as amostras de mármore são caracterizadas, de um modo geral e representativo, por uma matriz de grãos finos a muito finos de dolomita, equigranular, de textura granoblástica fina, representando um volume de, no mínimo, 70% da rocha. A cor escura do mármore, em escala macro, pode decorrer da granulometria extremamente fina (Figura 44).

Há micas brancas que ocorrem geralmente na forma de finos estiletos de aproximadamente 0,05 mm cortando os veios silicosos de forma ortogonal, com cores de interferência características de 2^a e 3^a ordem.

Os veios carbonáticos são preenchidos por cristais de calcita fina a média, anédrica, enquanto os preenchimentos subordinados de dolomita ocorrem de forma subédrica de cristais médios a grossos formando agregados, por vezes oxidados, sendo possível a visualização de maclas e clivagem bem caracterísitcas dos carbonatos.

Os veios silicosos apresentam grãos finos a médios de quartzo, com extinção ondulante dos grãos. Localmente, há veios silicosos com morfologia característica de calcedônia, intercrescidas na forma de agregados fibrosos dentro da fratura do veio.

Há significativa ocorrência de estilólitos, produtos da dissolução por pressão, parcialmente oxidados.

Ocorrem, de forma subordinada, feições geométricas similares a moldes (*vugs*) de bioclastos, com seu interior totalmente silicificado por quartzo microcristalino e, raramente, cristais euédricos de dolomita, cortados por veios de calcita.

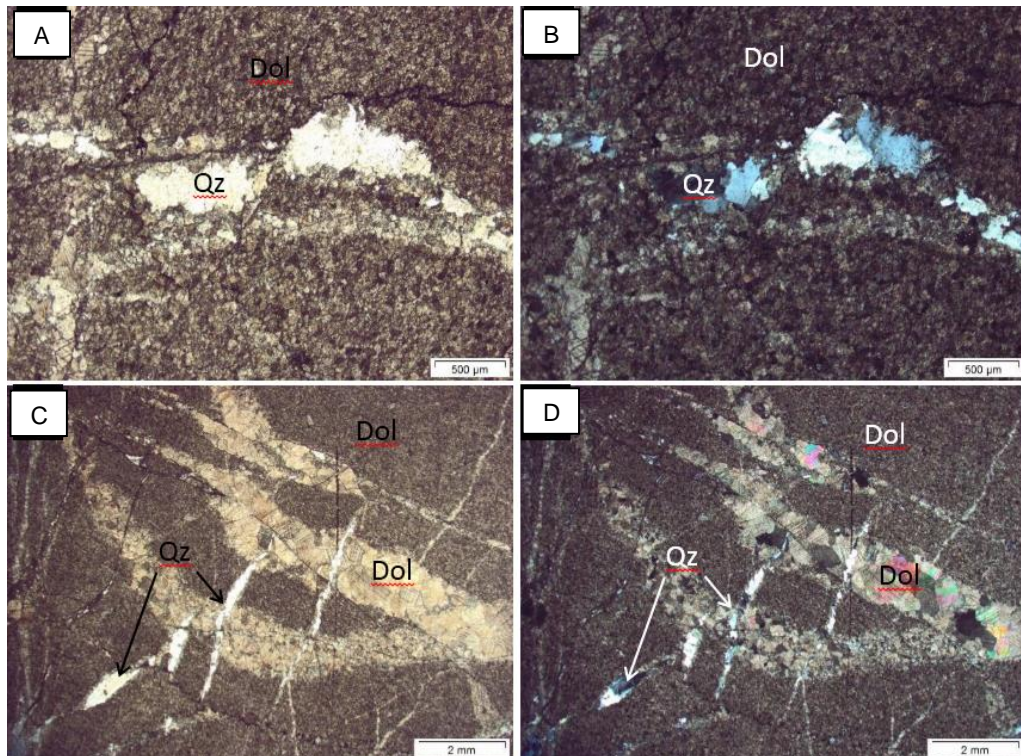


Figura 44. Amostra do Mármore Mudador em lâmina petrográfica. a) rocha dolomítica, equigranular fina a muito fina, com veios de quartzo finos a grossos, a luz natural. Há presença sutil de estilólitos. b) Aspecto em luz luz polarizada cruzada, com cores de interferência característicos do quartzo. c) Detalhe das venulações de quartzo e dolomita. d) Aspecto em luz polarizada cruzada, com cores de interferência característicos de 4ª ordem dos carbonatos nos veios. Dol = dolomita, Qz = quartzo.

5.3 Difratogramas de raios-X dos mármore

As análises de DRX das amostras de acervo do mármore mudador, ilustram uma mineralogia esperada para a rocha, com predominância de dolomita (> 80%) e, em menores proporções, calcita, quartzo e mica branca (Figura 45). As micas brancas, em análises da fração argila, constam como illita (Figura 46). As variações de calcita e quartzo nos difratogramas podem ser justificadas, principalmente, devido às amostras conterem maior quantidade de venulações. A tabela 3 mostra os valores semi-quantitativos obtidos nas 6 amostras analisadas por difração. A média de porcentagem dos minerais dolomita, calcita, quartzo e micas são de 82%, 4%, 7,5% e 7%, respectivamente.

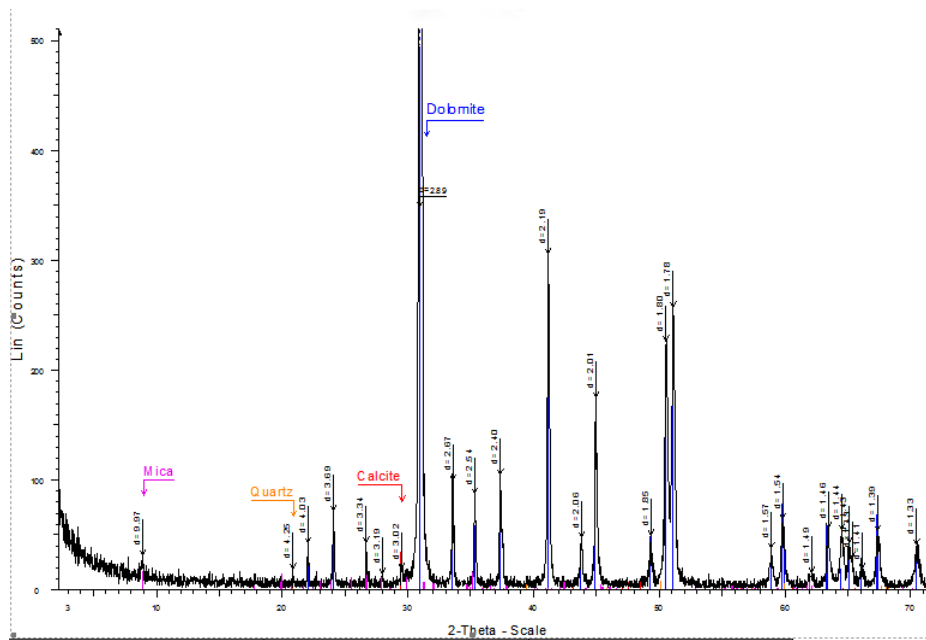


Figura 45. Difratograma de raios-X da fração total representativo das amostras do Mármore Mudador.

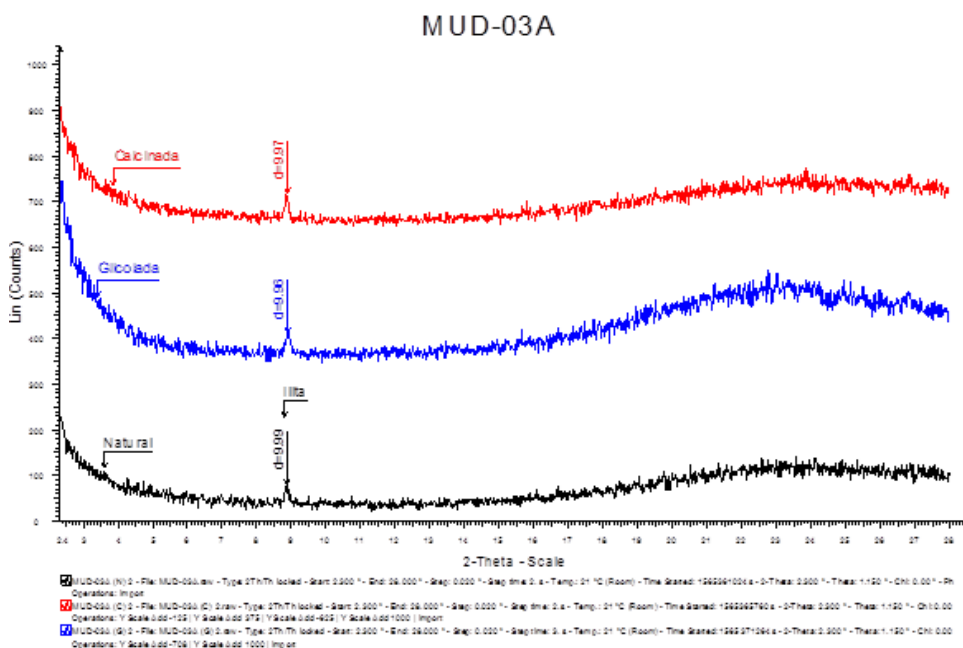


Figura 46. Difratoograma de raios-X da fração argila, análise natural, glicolada e calcinada da amostra MUD - 03 A, para identificação de argilominerais. A análise indica a ilita como argilomineral presente na amostra.

Tabela 3. Resultados da quantificação mineralógica em DRX, pelo método de análise de rocha total.

Mineral/Amostra	01 B	02 A	02 B	03 A	04 A	04 B
Dolomita (%)	61,6	82,6	79,4	95,7	81	92
Calcita (%)	2,9	2,3	2,4	0,7	8	2
Quartzo (%)	15,1	5	6,8	1,3	11	6
Ilita (%)	20,4	10	11,4	2,3	-	-

Os resultados da tabela 3 são semi-quantitativos, baseados na intensidade do padrão utilizado do mineral de interesse dividido pela intensidade de um mineral padrão (geralmente, um coríndon).

5.4 Isótopos de C e O

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do Mármore Mudador de PMU 4 e 5 mostram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰) variando +0,15 a -2,44, enquanto que o valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (‰) variam de -10,60 a -6,00 (Tabela 4).

Tabela 4. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, baseados no padrão VPDB, das amostras do Mármore Mudador.

Amostra	01 A	01 B	02 A	02 B	03 A	04 A	04 B
$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	-1,06	-2,44	+0,15	-0,57	-0,24	-0,99	-0,65
$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	-7,78	-6,00	-7,05	-6,70	-3,49	-10,60	-7,45

Utilizando a equação (2) e (3), dada por Sharp (2017), utilizando a amostra MUD 03 A como referência, os valores de temperatura e salinidade obtidos através das equações foram de 20,6°C e 34,1 ppm, respectivamente. A salinidade da água do mar atual é de 35, valor representado em gramas de sais para cada kg de água, ou em ppm, com variações entre 33 ppm e 37 ppm.

6 DISCUSSÕES

6.1 Estratigrafia e reconstrução paleoambiental

Os dados obtidos na descrição em campo dos mármores, metarenitos, metapelitos e metabasaltos carregam consigo importantes informações e evidências texturais e estruturais para um embasamento na reconstrução do ambiente de formação do Mármore Mudador e suas litologias associadas.

Os metabasaltos com estruturas do tipo *pillow lavas* representam atividades vulcânicas em assoalhos oceânicos, seja por descompressão adiabática ou por influências de plumas mantélicas. Suas fraturas conchoidais, disposição em blocos arredondados esféricos a subesféricos, bordas de reação indicado pela granulometria mais fina nas bordas e a presença de material silicoso entre os blocos são feições típicas de sua natureza aquosa. Segundo Bicalho et al. (2019), as rochas metabásicas do CPF registram um ambiente de arco de ilha para a origem das rochas com estruturas do tipo *pillow*.

De acordo com Furnes et al. (2008), metabasaltos do tipo *pillow* comumente são alterados por reações de contato com a água do mar, processo denominado de palagonitização, gerando o mineral palagonita, que dá um aspecto de coloração amarelada e marrom nos blocos de *pillows*, similar aos encontrados em campo.

Os mármores ilustram um cenário de deposição carbonática no mesmo ambiente oceânico. Suas estruturas parcialmente preservadas indicam um metamorfismo de baixo grau atuante na região. De acordo com Beukes (1987), as feições ovais vagamente concêntricas, observadas nos blocos cortados por serra diamantada no ponto 3, podem evidenciar registros de arranjos orgânicos de estromatólitos e/ou trombólitos, sugerindo ambientes de sedimentação plataformal carbonático, de temperaturas amenas a relativamente altas.

Recifes estromatolíticos associados a oncolitos remetem a carbonatos depositados em ambientes marinhos rasos a lacustres (Tucker & Wright, 1990). Ambientes como planícies de maré são relacionados a processos de dolomitização e de feições estromatolíticas/trombólíticas, ambos em abundância no Mármore Mudador.

Na medida em que se aproximam do topo da seção, os mármore apresentam S_0 com maior grau de preservação e são marcados por níveis de diferente coloração, com intercalação de níveis claros e níveis mais escuros. As lâminas mais claras podem elucidar um aumento de sedimentação siliciclástica no ambiente de sedimentação, uma vez que os metarenitos surgem logo em seguida, corroborando para a hipótese de mudança de material no aporte sedimentar.

As rochas siliciclásticas metamorizadas e sua disposição nos pontos 6 e 7 corroboram para a ocorrência de episódios de regressões marinhas. Suas estruturas parcialmente preservadas como estratificação cruzada acanalada de baixo porte indicam fluxos de velocidades significantes, como correntes fluviais, dado o fechamento progressivo do ambiente marinho (Figura 47).

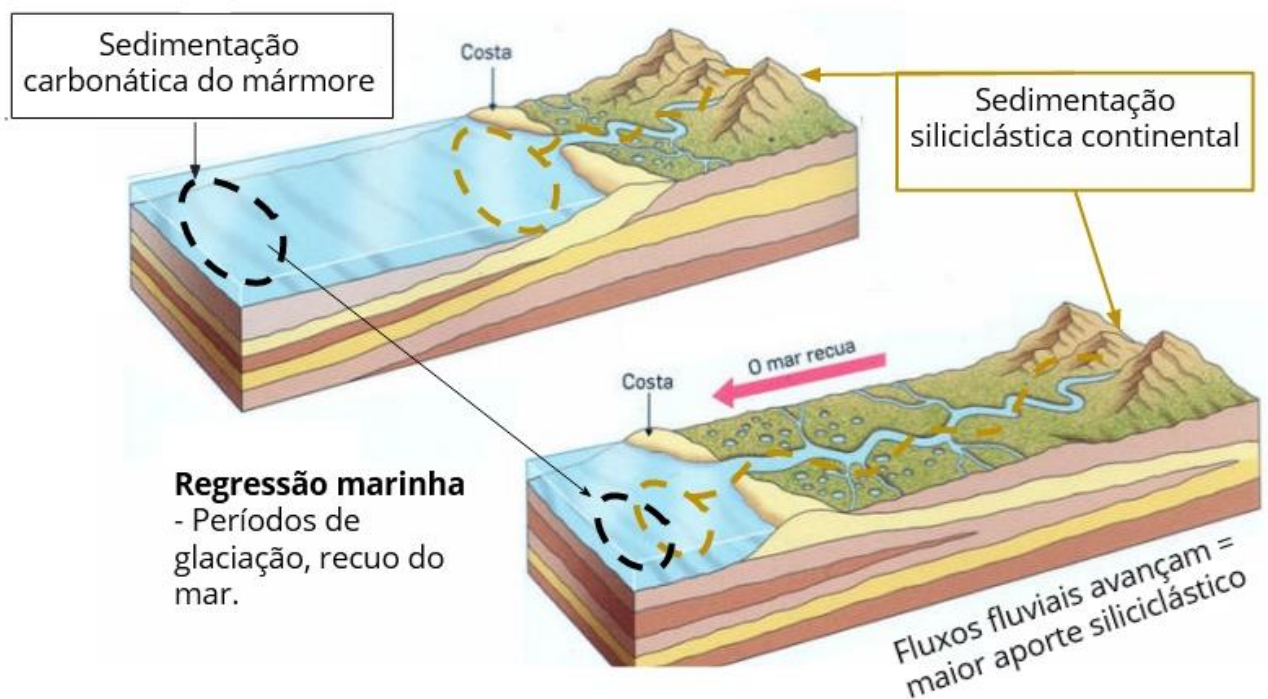


Figura 47. Ilustração do processo de regressão marinha de forma simplificada. A sedimentação carbonática ocorre distante da linha de costa, como ilustrado no bloco superior. O bloco inferior indica um estágio de regressão marinha, registrado pelas litologias siliciclásticas da pedra. Quando ocorre a regressão marinha, dado pelo avanço da linha de costa para áreas próximas de onde ocorria a sedimentação carbonática, os fluxos aquosos, como fluviais, carregam um aporte sedimentar siliciclástico continental para a nova linha de costa, misturando-se com os sedimentos carbonáticos. Nesses estágios, há grande probabilidade de formação de margas.

Portanto, baseado exclusivamente nos dados de campo, é sugerido para o Mármore Mudador um ambiente inicial de possível plataforma de margem passiva, com águas relativamente rasas e pouco profundas. Na medida em que foi restringindo-se, foi iniciada uma nova sedimentação por aporte siliciclástico de

granulometria fina a média, dando origem aos arenitos. Consequente, após um fechamento significativo do ambiente marinho, configurou-se um ambiente lagunar com sedimentação de grãos siliciclásticos finos a muito finos, dando origem aos folhelhos, protólito dos metapelitos atuais.

6.2. Caracterização estrutural e metamórfica

Dado o nível de preservação de estruturas e texturas dos protólitos carbonáticos, infere-se um metamorfismo de baixo grau à área de estudo, dado concordante com as características metamórficas do CPF estudadas por Bitencourt (1983), além da ausência de uma paragênese mineralógica indicativa de um grau médio ou alto de metamorfismo. A S_0 dos carbonatos, mais perceptível nos blocos cortados, é marcada por lâminas acinzentadas acompanhadas das feições ovais.

A foliação S_1 dos metapelitos é parcialmente paralela à S_0 dos mármores, enquanto as foliações locais do tipo S_2 nos metapelitos mostram-se perpendiculares à S_1 e S_0 das rochas. Devido a presença das foliações S_2 serem restritas, é possível inferir uma zona de maior deformação, responsável por tais foliações na forma de clivagens de crenulação, indicando o local de charneira da dobra. A textura se concentra nos metapelitos em virtude da baixa competência da rocha, comparada aos metarenitos e mármores.

As rochas metamórficas da pedreira provavelmente foram geradas durante os eventos metamórficos M_1 e M_2 do CPF, listados por Bitencourt (1983). As estruturas dúcteis dos eventos D_1 e D_2 acompanharam os eventos metamórficos, gerando as dobras suaves nas rochas da pedreira Mudador. As estruturas rúpteis da pedreira (ou parte delas, como as áreas onde ocorrem deformação rúptil nas venulações) provavelmente foram geradas pelo evento deformacional D_3 do CPF, de caráter rúptil, afetando de forma distinta as rochas devido às diferenças de competência.

A charneira da dobra relatada em escala de afloramento, ilustrada na figura 31, acompanhada de medidas de lineação da linha de charneira da dobra nos metarenitos do ponto 6, indicam um caimento para NW das estruturas, o que condiz com os dados fornecidos por Bitencourt (1983) sobre o CPF estar disposto em uma estrutura

antiforme mergulhante para NW, bem como sobre a foliação S_1 do complexo ser parcialmente concordante com a S_0 dos protólitos vulcanossedimentares.

As estruturas que representam deformações plásticas são elucidadas por dobras de grande escala ao longo da pedreira, conforme ilustrado na figura 34. É sugerido que a dobra formou-se em resposta às deformações D_1 e/ou D_2 relatadas ao CPF, oriundas dos eventos metamórficos M_1 e M_2 , respectivamente.

Estruturas de caráter rúptil são dominantes nas litologias da pedreira. No Mármore Mudador, há um intenso brechamento hidráulico evidenciado por inúmeras venulações carbonáticas e silicosas preenchendo fraturas da rocha contendo clastos milimétricos a centimétricos do próprio mármore, rotacionados e transportados de forma significativa pela pressão hidráulica (Figura 48). No geral, as venulações apresentam-se de forma multidirecional nas fraturas, apesar de haver, localmente, um padrão sutil de venulação no qual os veios de calcita cortam os veios de quartzo, sugerindo um preenchimento posterior ao quartzoso.

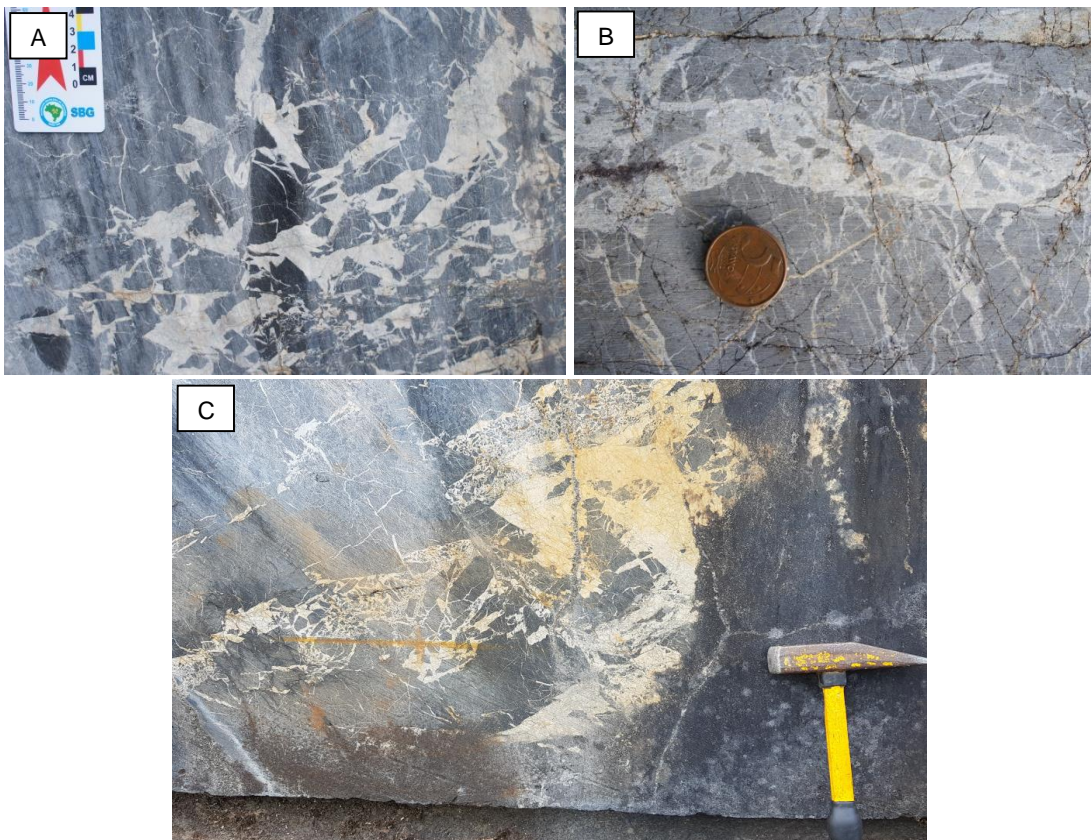


Figura 48. Brechamento hidráulico com venulações multidirecionais no Mármore Mudador. A) Fragmentos angulosos colapsados em detalhe. Os fragmentos menores parecem apresentar um leve movimento rotacional causado pela força do fluido sobrepressão. B) Fragmentos transportados pelo fluido sobrepressão. C) Zonas com maior intensidade de brechamento gerando quebra dos clastos, com fragmentos de tamanho decimétricos.

Apesar do grande volume de fluidização no mármore indicado pelas intensas venulações multidirecionais, não foi encontrado um indicativo de mineralizações nas rochas, ao contrário de outros mármore do CPF e do TSG.

Hoerlle (2013) aponta mineralizações em veios de mármore do TSG relacionados a fluidos meteóricos com influências magmáticas, além da associação com episódios vulcânicos da Bacia do Camaquã, no qual ambas fontes carregam consigo elementos alcalinos e metais, além de compostos voláteis como o SO_2 , CO_2 , HCl , H_2S , F entre outros. Além disso, a ocorrência de intrusões magmáticas nos mármore, oriundos principalmente da granitogênese do GC, potencializa a geração das mineralizações devido a formação de escarnitos, produtos da reação do contato entre o mármore com o material magmático. Portanto, a ausência de mineralização no Mármore Mudador pode estar relacionada às fontes do fluido, possivelmente basinais e oceânicas, uma vez que os mármore do TSG são fortemente associados a fluidização de fontes magmáticas.

De acordo com Jébrak (1997), a brechação hidráulica pode ocorrer antes ou sincronicamente à formação de veios, tendendo a ocorrer em rochas com baixa permeabilidade, ou seja, rochas com pouca conexão entre seus poros. Os principais mecanismos de brechação são a cominuição tectônica, abrasão por desgaste, expansão de volume e desgaste corrosivo. Os fragmentos podem ser rotacionados ou não, dependendo da quantidade de espaçamento gerado pelo colapso e da força de pressão do fluido.

O autor relaciona a intensidade da brechação com grandes quantidades de fluidos basinais ou magmáticos submetidos à alta pressão, que rompem violentamente e colapsam a estrutura da rocha a partir do momento em que a pressão confinante do meio é ultrapassada pela pressão do próprio fluido. Fluidos dessa natureza são chamados de fluidos sobrepressão. O fluido sobrepressão é, então, direcionado aos espaços mais frágeis da rocha ou a fraturas pré-existentes, dilatando-as e fragmentando todo o material das paredes da fratura, enquanto minerais do fluido são precipitados conforme a pressão do sistema vai diminuindo em consequência da abertura de espaços para sua percolação.

O colapso do material rochoso pode estar associado a líquidos residuais de intrusões magmáticas profundas, no qual são alimentados por gases ricos em CO_2 , e

também a movimentos sísmicos que colapsam reservatórios de fluidos que se encontram em alta pressão. A velocidade de percolação desses fluidos pode atingir até dezenas de m/s, variando conforme o ambiente e o material litológico, sendo determinada a partir de cálculos experimentais que levam em conta, principalmente, a média do tamanho dos fragmentos de rocha arrancados e sua morfologia (Chi *et al.*, 2012).

A formação de brechação hidráulica envolve uma tensão diferencial (T_d) decorrente dos eventos deformacionais. Para formação de fraturas extensionais, a T_d deve ser baixa a muito baixa, enquanto a pressão do fluido deve ser alta. No momento em que a T_d segue uma equivalência, de modo que o valor de seus tensores seja similar, $\sigma_1 \approx \sigma_2 \approx \sigma_3$, acompanhado da alta pressão no fluido, ocorre o fraturamento hidráulico multidirecional, causando venulações e brechamento em direções múltiplas de modo caótico e irregular, sem uma direção específica, como acontece no Mármore Mudador. Além disso, a pressão do fluido deve ser maior que o tensor principal mínimo (σ_1), indicando que o espaço acoplado pelo fluido estava extremamente sobrecarregado, até colapsar (Chi *et al.*, 2012).

A morfologia dos fragmentos brechados, além de auxiliar na obtenção da velocidade de fluxo do fluido, fornece informações quanto ao caráter destrutivo do fluido ser puramente mecânico ou possuir influências químicas. A brechação física é relacionada exclusivamente a eventos mecânicos, como é o caso do presente estudo. Por outro lado, a brechação química ocorre devido a capacidade corrosiva do fluido de dissolver as paredes da rocha e alterar a morfologia externa dos grãos, tornando-os menos angulosos e mais arredondados. Um exemplo de fluido corrosivo é o fluido meteórico associado a reservatórios basinais (Jébrak, 1997).

A brechação hidráulica é bem destacada nas porções de PMU 3, devido ao tipo de corte ser vantajoso quanto à visualização dessas estruturas. A fisionomia da brechação mostra clastos arrancados do mármore dado o colapso causado pelo alívio de pressão do fluido percolante na rocha (Figura 49). Estilolitos mostram-se presentes em boa parte dos blocos, representando feições geradas durante a compactação química do protólito.

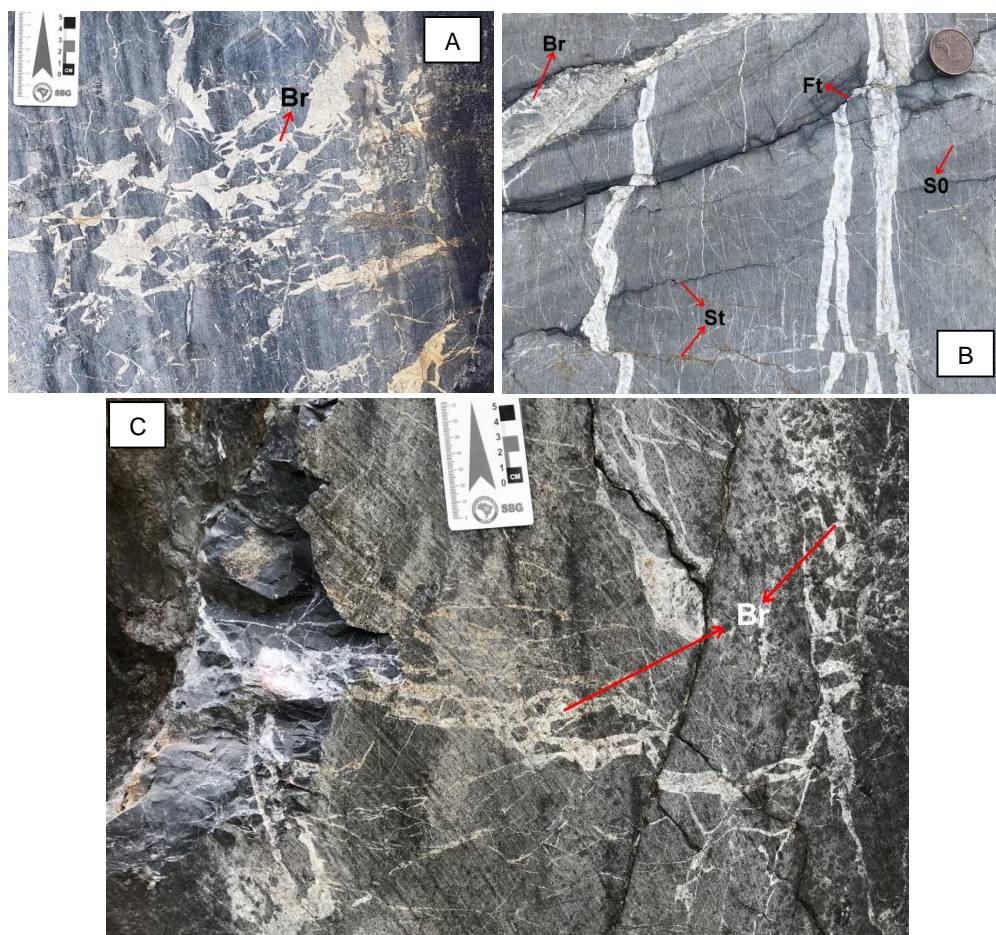


Figura 49. Feições rúpteis visualizadas em blocos do ponto 3. Br = Brechação hidráulica, Ft = Fraturamento, St = Estilolitos. A) Detalhamento dos fragmentos colapsados do mármore, causados por brechação hidráulica oriunda da sobrepressão de fluidos confinantes. A morfologia dos fragmentos indica certa rotação causada pelo fluido após o colapso por pressão, sem indícios de corrosão química em suas bordas, variando de tamanhos milimétricos até poucos centímetros, chegando a ocorrer fragmentos decimétricos em algumas porções, com alta angulosidade dos fragmentos. B) Detalhamento de fraturas tardias nos veios, brechação, estrutura S_0 parcialmente preservada e estilolitos (dissolução por pressão da compactação). C) Brechação hidráulica vista por diferentes ângulos de corte da rocha, externa e internamente.

Além da brechação, há cerca de duas a três famílias de fraturas, zonas de cataclase e algumas falhas normais, que deslocam os arenitos e mármore (Figura 50).

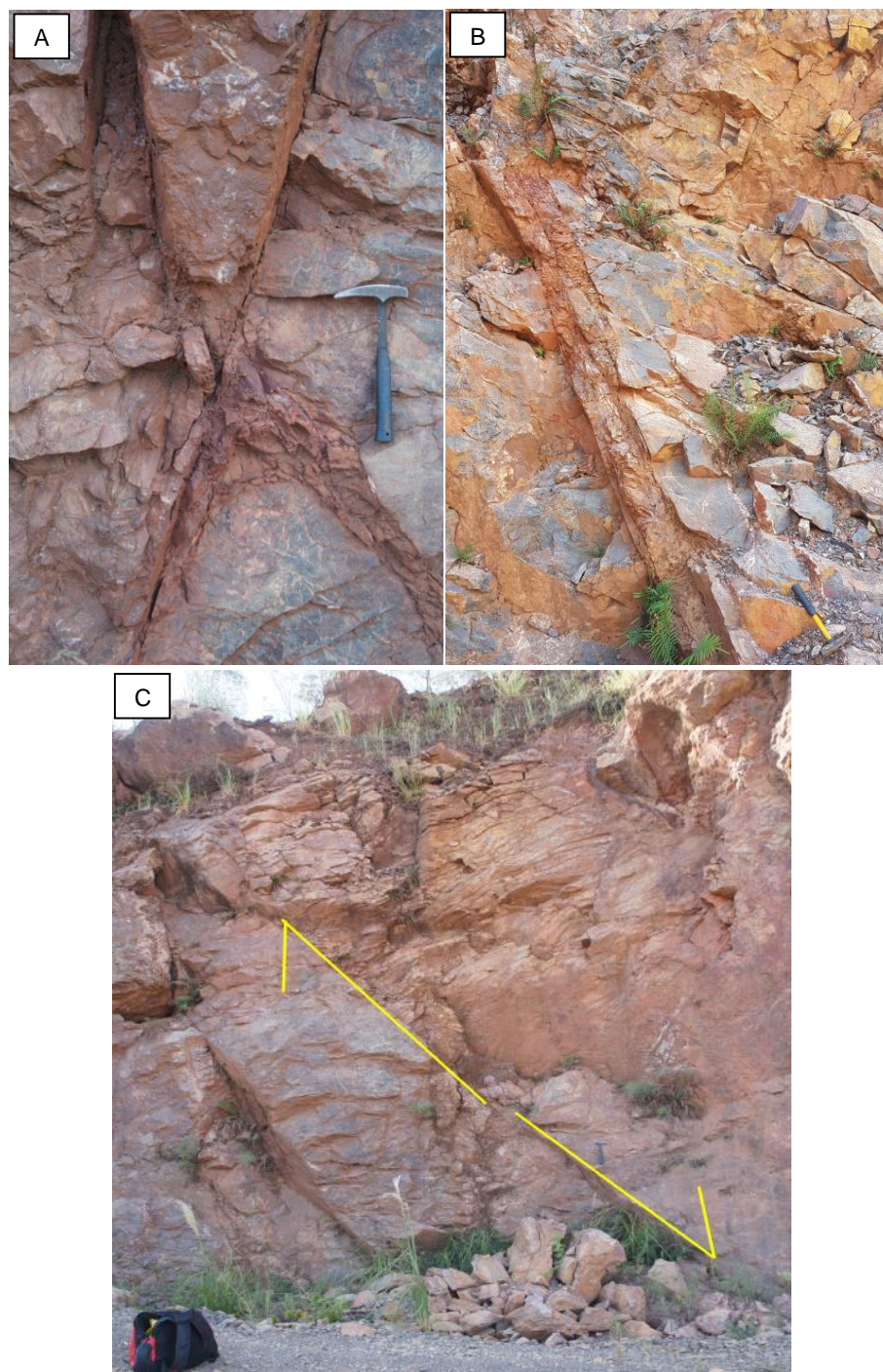


Figura 50. A e B) Zona de cataclase nos níveis de mármore mais próximos aos metarenitos, vinculada a zona de falhas. C) Falha normal deslocando bloco de mármore e de metarenito.

Tal evento que gerou intensa deformação rúptil pode estar associado ao evento de deformação D_3 relatado por Bitencourt (1983), o qual caracteriza D_3 como um evento deformacional de caráter rúptil no CPF.

6.3 Aspectos mineralógicos

Na petrografia por microscopia óptica, são observadas feições descritas no item de resultados. A silicificação observada em pseudomorfos de bioclastos pode estar associada a processos diagenéticos, decorrentes de reações na eodiagênese de carbonatos em ambientes transicionais, da mesma forma como ocorreu a dolomitização, típica da eodiagênese. Outro fator que pode explicar a silicificação local é a mistura de águas meteóricas com a água do mar (Longman, 1980). Em uma lâmina, foram observadas estruturas esferoidais, arredondadas, com preservação incipiente, onde identifica-se somente uma espécie de membrana que materializa e diferencia os grãos do restante da matriz. Embora não seja possível evidenciar feições como um núcleo e estruturas concêntricas ou radiais, de acordo com o discutido aqui sobre as principais partículas aloquímicas formadoras das rochas carbonáticas, estas estruturas podem ser atribuídas a ooides com preservação rudimentar ou a peloides.

Localmente, em lâmina petrográfica, há veios silicosos com morfologia característica de calcedônia, crescidas na forma de agregados de fibras dentro da fratura do veio (é comum a ocorrência de calcedônia em rochas carbonáticas preenchendo fraturas). Localmente, os veios de quartzo são cortados por veios de carbonato, de forma que os cristais silicosos do veio aparecem parcialmente dobrados pela força de avanço do fluido carbonático, sugerindo uma possível hierarquia de fluidos composicionais que preencheram as fraturas.

Os resultados de DRX mostram uma assembleia dominante de dolomita (maior que 70% em volume da rocha), além de quartzo, calcita e ilita. As análises das amostras 01 B e 04 A (tabela 3) mostram níveis significativos de quartzo, calcita e ilita. O alto conteúdo de quartzo e ilita na amostra 01 B pode ser justificado por um aumento de sedimentação siliciclástica durante a deposição dos carbonatos, dado a coloração do mármore do acervo analisado ser bege esverdeado, similar às amostras coletadas no projeto do topo da seção dos mármore, próximo ao contato com os metarenitos. A amostra 04 A apresenta uma alta quantidade de venulações, transparecendo nos altos resultados de quartzo e calcita que, somados, apresentam o dobro do valor dos minerais, comparado aos outros mármore escuros.

A ilita representa um argilomineral de natureza intempérica, uma vez em baixas proporções, é comum ocorrer como produto de intemperismo de rochas de baixo a médio grau metamórfico. A observação é corroborada com a feição do filossilicato em lâmina petrográfica, que ocorre próxima a veios carbonáticos, mais susceptíveis a alterações.

Sugere-se que os mármoreos possam conter minerais de carbonato de ferro, como a ankerita, uma dolomita ferrosa, e/ou siderita, uma calcita ferrosa, dado aos níveis oxidados das rochas do topo do patamar 5, vinculado ao alto conteúdo de ferro, na forma de Fe_2O_3 , registrado em análises de Fluorescência de Raios-X por Neis (2013), com teores em média de 1,33%, cerca do dobro da quantidade em outros mármoreos do CPF estudados pelo autor. Ambos minerais são de difícil diferenciação em picos de difratogramas, por exemplo, uma vez que são variações ferrosas de dolomitas, contendo mínimas diferenças em seus arranjos estruturais.

Como tais oxidações são mais pertinentes no topo dos mármoreos próximo ao contato com os metarenitos, infere-se que os estágios iniciais de sedimentação siliciclásticas sejam acompanhadas de um aporte de materiais ferrosos e/ou sedimentos carbonáticos enriquecidos em ferro. Soma-se ao fato das lâminas pelíticas próximas a essas zonas também apresentarem porções oxidadas avermelhadas.

6.4 Interpretações isotópicas

Quanto aos valores obtidos de isótopos estáveis, valores de $\delta^{13}C$, que variam de +0.15 ‰ a -2.44 ‰, considerados pouco negativos próximos a 0, corroboram com a hipótese de uma deposição carbonática em águas relativamente rasas e pouco profundas, uma vez que, de acordo com Hoefs (2004), valores pouco negativos tendendo a zero são indicativos de regiões com uma significativa atividade biológica, que age depletando as águas do mar em ^{12}C , o que também seria uma possibilidade dado o possível conteúdo orgânico do mármore, representado pelas feições ovais. Valores altamente negativos remetem a águas profundas, pois não há reações fotossintetizantes em grandes profundidades, lembrando que os processos fotossintetizantes são os principais mecanismos de fracionamento isotópico do carbono.

Da mesma forma, os valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$, que variam de -10,60 ‰ a -3,49 ‰, comparados aos pouco negativos tendendo a zero do carbono, fortalecem a hipótese, dado a sua relação inversa com os valores de $\delta^{13}\text{C}$, além dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ocorrerem dentro da margem dos carbonatos de oceanos neoproterozoicos. Os valores de picos anômalos negativos também indicam períodos interglaciais durante a sedimentação carbonática, que aumenta a precipitação de carbonatos inorgânicos com o aumento da temperatura global (White, 2015).

Devido aos carbonatos estudados estarem metamorizados, mesmo que em baixo grau, além da ocorrência de veios carbonáticos, é necessário a utilização de ferramentas adicionais aos dados isotópicos gerados para obtenção de dados mais próximos às composições primárias da rocha. Para a resolução de problemas dessa ordem, Jacobsen & Kaufman (1999) apresentam alternativas baseadas na confecção de diagramas de trajetórias composicionais, com extremos de composições diagenéticas e primárias.

No presente estudo, o diagrama de $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ sugere que as amostras não foram afetadas de forma intensa pela diagênese, tendendo ao campo intermediário (Figura 51). A amostra que registra a composição mais próxima da primária é a MUD 03 A.

Com relação a sua origem, foi elaborado um diagrama relacionado ao tipo de fonte carbonática para o Mármore Mudador (Figura 52). O diagrama apresenta diversas potenciais origens de rochas carbonáticas (e.g. carbonatos de origem mantélica), bem como fontes de fluidos que podem modificar a origem primária da assinatura isotópica de C e O de uma rocha (e.g. fluidos metamórficos), além da própria composição isotópica da água do mar atual. A maioria das amostras mostrou concordância composicional, sendo compostos majoritariamente por carbonatos marinhos, com uma leve influência de fluidos metamórficos.

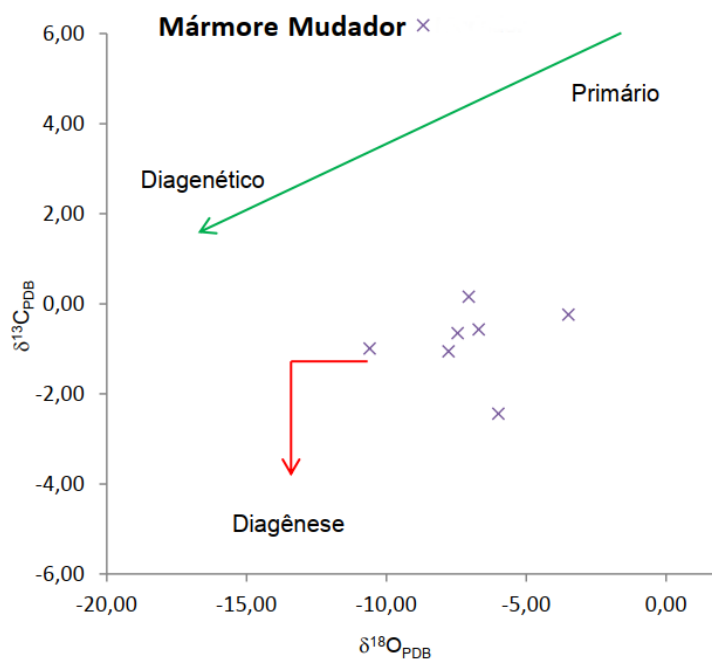


Figura 51. Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ para o Mármore Mudador, indicativo de composições primárias ou secundárias (idiagênicas). Análises de rochas estudadas (símbolo X). Valores próximos ao campo de composição primária apresentam maior representatividade da composição isotópica original das águas no momento de sua formação. Modificado de Jacobsen & Kaufman (1999).

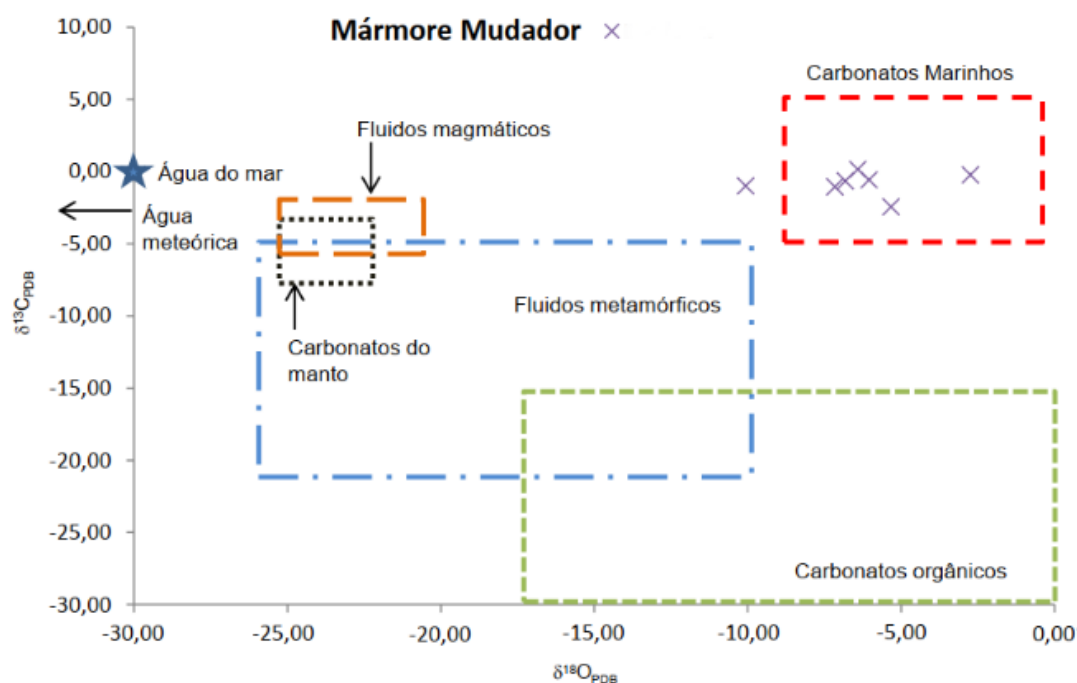


Figura 52. Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ para o Mármore Mudador. Relação da fonte composicional de material carbonático das rochas estudadas (símbolo X) e da influência de diversos tipos de fontes-fluidos. No geral, as amostras apresentam composição carbonática de origem marinha, ou inorgânica, com pouca influência de fluidos metamórficos. A amostra mais distante dos campos de fluidos é a MUD 03 A. Modificado de Velez (2017).

A amostra MUD 03 A, de valor $\delta^{13}\text{C}$ -0,24, considerada mais próxima à composição primária do Mármore Mudador, foi utilizada no diagrama de curva de evolução isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar ao longo do Neoproterozoico (Figura 53).

A curva de evolução isotópica da água do mar durante o Neoproterozoico representa uma integração de amostras de diversas localidades da Terra (e.g. Canadá e Namíbia), que documentam o registro das sucessões de dados isotópicos disponíveis ao longo da era (Halverson & Zhou 2011). Utilizando o valor da amostra mais primária, MUD 03 A, o valor de -0,24 do $\delta^{13}\text{C}$ é projetado no eixo vertical do diagrama, gerando uma linha contínua que intercepta a curva, sugerindo quatro possíveis cenários: a formação do protólito do Mármore Mudador ter ocorrido em cerca de (I) 560, (II) 600-650, (III) 700 e (IV) 800 Ma, idades onde a linha horizontal tracejada, indicada na figura intercepta os campos da curva proposta por Halverson *et al.* (2007).

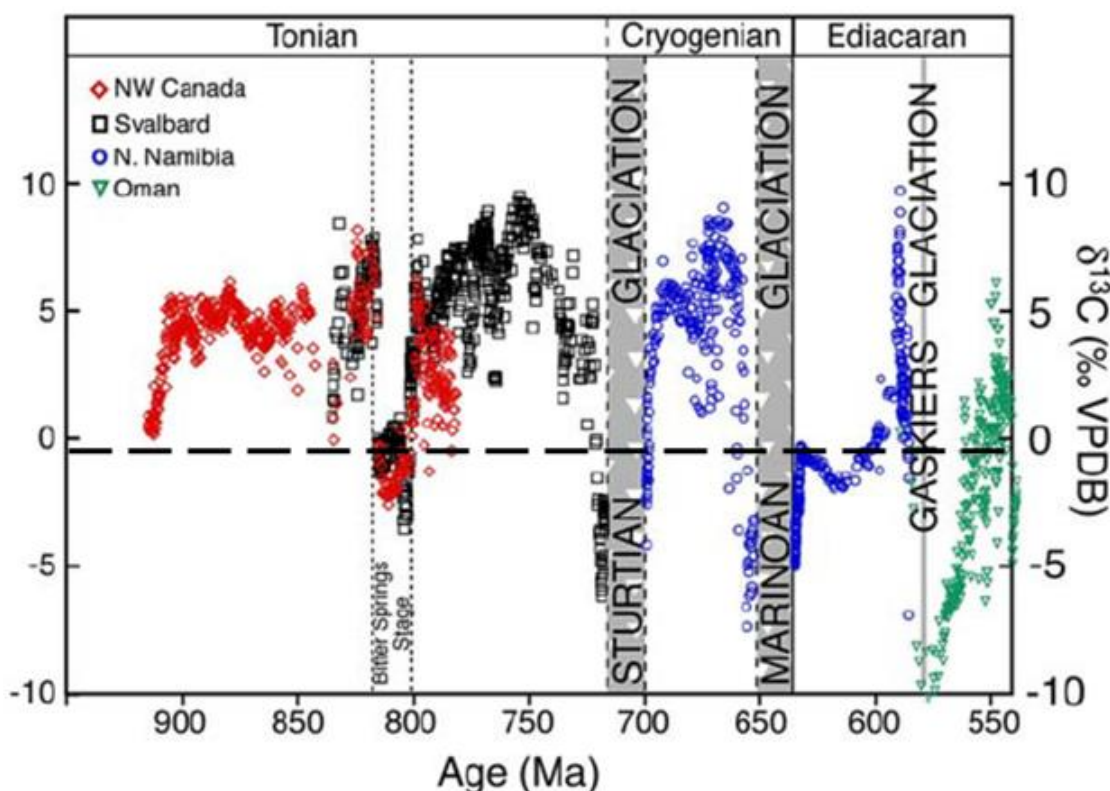


Figura 53. Curva de composição isotópica de carbono ao longo do neoproterozoico. A reta preta tracejada horizontal representa a composição mais próxima da primária (amostra MUD 03 A), com valor $\delta^{13}\text{C}$ de -0,24. Modificado de Halverson *et al.* (2007).

Soliani (1986) discute quatro idades para a formação do CPF, de 666 ± 20 , 593 ± 22 , 556 ± 9 e 618 ± 167 Ma, a partir de datações em amostras de microdiorito, metabasalto, muscovitas de muscovita quartzito e em riodacito, respectivamente. As

três primeiras datações foram realizadas pelo método K-Ar, enquanto o último em riodacito foi usado o método Rb-Sr. Remus et al. (2000), através de datações em duas populações de zircões, estabeleceram idades que variam de 908 a 774 Ma e 674 a 560 Ma para o CPF, sugerindo uma idade de metamorfismo de aproximadamente 700 Ma.

Em relação a deposição carbonática do CPF, Goulart et al. (2013) estabeleceram uma idade máxima de deposição em 730 Ma através de relações isotópicas de mármore do complexo. Além disso, propõem um cenário paleoambiental de sedimentação carbonática no CPF dada por um mar restrito, por vezes associado a ambientes margosos, sugerindo uma dolomitização concomitante à deposição carbonática.

Assim, assumindo um valor de 700 Ma para o metamorfismo atuante no CPF e as idades deposicionais dos autores citados, além da interceptação da reta nas curvas neoproterozoicas, é inferido ao Mármore Mudador uma idade de formação do protólito para o período toniano, cerca de 800 Ma.

7 CONCLUSÕES

O Mármore Mudador é caracterizado por uma assembleia mineral de dolomita + calcita + quartzo + ilita, com presença de acamamento sedimentar primário, a qual foi superimposto um metamorfismo de baixo grau registrado na rocha pela textura granoblástica fina. Os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ sugerem uma idade deposicional toniana para a deposição do protólito carbonático, em um ambiente marinho raso, com temperaturas da água do mar da ordem de $20,6^\circ\text{C}$ e salinidade de 34,1 ppm, pouco abaixo das registradas nos oceanos atuais.

O Mármore Mudador e suas rochas associadas, representam um estágio de sedimentação carbonática em fundo de assoalho oceânico de um mar raso e relativamente calmo. Em determinado momento, houve episódios de regressão marinha, dado principalmente por influências climáticas, como o congelamento dos pólos em períodos glaciais, ocasionando o recuo do mar. Durante a regressão, a plataforma continental foi recebendo um aporte sedimentar de material siliciclástico continental, de granulometria muito fina a média, carregados por fluxos fluviais.

O início do estágio de sedimentação siliciclástica é marcado pelos primeiros níveis de metapelitos presentes no topo dos mármorees do patamar 5. Além disso, a coloração bege a avermelhada dos mármorees em seus últimos registros sugerem uma mistura de material carbonático com sedimentos siliciclásticos oriundos da regressão, caracterizando uma possível rocha margosa. De forma concomitante, o mar foi se tornando mais restrito, dando espaço a um ambiente fluvial (metarenitos) e, por fim, lagunar (metapelitos). O substrato da bacia sedimentar é inferido como sendo rochas vulcânicas (metabasaltos) do fundo de assoalho oceânico, apresentando estruturas do tipo *pillow lavas*, que estão relacionadas ao paleoceanos Charrua. O cenário desse fundo oceânico e sua bacia sedimentar podem representar uma peça importante na reconstrução tectônica do Cinturão Dom Feliciano, e ainda sua inserção em modelos de evolução geológica da porção oeste do Paleocôntinente Gondwana.

REFERÊNCIAS

- Allègre, C. J. 2008. *Isotope geology*. 1st ed., Cambridge, Cambridge University Press, 512p.
- Anzolin, HM. 2015. *Mineralogia e Geoquímica do Perfil de Intemperismo do Carbonato Três Estradas, RS*. Porto Alegre, 86p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Battisti, M. A., Bitencourt, M. F., Toni, G. D., Nardi, L. V. S., Konopásek, J. 2018. Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: A case for identification of tectonic interleaving at different crustal levels from structural and geochemical data in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 253-274.
- Beukes, N. J. 1987. Facies Relations, Depositional Environments and Diagenesis in a Major Early Proterozoic Stromatolitic Carbonate Platform to Basinal Sequence, Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, Southern Africa. *Sedimentary Geology*, 54: 1-46.
- Bicalho, V., Remus, M. V. D., Rizzardo, R., Dani, N. 2019. Geochemistry, metamorphic evolution and tectonic significance of metabasites from Caçapava do Sul, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49(2): e20180039 16p.
- Bitencourt, M. F. 1983. Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS: Geologia e relações com o corpo granítico. In: *Atas do I Simposio Sul-Brasileiro de Geologia*, 1983, Porto Alegre, SBG, p. 37-47.
- Bizzi, L.A., Schobbenhau, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. 1^a ed. Brasília, CPRM, 692p.
- Bjørlykke K. 2015. *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics*. 2nd ed. Norway, Springer, 662p.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M., De Ros, L. F. *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO - Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p. 13-53.
- Chi, G., Xue, C., Qing, H., Xue, W., Zhang, J., Sun, Y. 2012. Hydrodynamic Analysis of Clastic Injection and Hydraulic Fracturing Structures in the Jinding Zn-Pb Deposit, Yunnan, China. *Geoscience Frontiers*, 3 (1): 73-84.
- Cordani, U. G., Sato, K. 2000. Crustal Evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *USP Episodes*, 22: 167-173.
- Cruz, R. F. 2019. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral: Levantamento geológico e do potencial mineral de novas fronteiras: Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul. *Relatório Técnico*, CPRM, 175p.

Dickin, A. P. 2018. *Radiogenic Isotope Geology*. 3rd ed. Cambridge, Cambridge University Press, 501p.

Dunham, R. J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W. E., 1^a ed. *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 108-121.

Embry, A. F., Klovan, J. E. 1971. A Late Devonian refract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.

Fabris, J. 2015. Avaliação Quantitativa da Diferentes Variedades de Mármore da Região de Caçapava do Sul como Matéria Prima para a Produção de Corretivos de Acidez dos Solos e Cal. Caçapava do Sul, 65p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa.

Faure G., Mensing, T. M. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. 3rd ed. New Jersey, John Wiley & Sons, Inc., Hoboken. 897p.

Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., Vauchez, A., Porcher, C.C. 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: Caracterização e Importância na Compartimentação Tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23 (3): 224-233

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): 351-374.

Fernandes, P. N., 2019. Caçapava do Sul, 43p. Caracterização Geomecânica dos Mármore da Mina Calcário Mudador. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa.

Fettes, D. & Desmons, J. 2014. *Rochas Metamórficas – Classificação e Glossário*. 1^a ed. São Paulo, Oficina de Textos, 328p.

Flügel, E. 2010 *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. 2nd ed. New York, Springer, 1006p.

Furnes, H., McLoughlin N., Muehlenbachs, K., Banerjee, N., Staudigel, H., Dilek, Y., de Wit, M., Kranendonk, M. V., Schiffman, P. 2008. Oceanic Pillow Lavas and Hyaloclastites as Habitats for Microbial Life Through Time – A Review. *Links between Geological Processes, Microbial Activities & Evolution of Life*, Springer, Norway, 68p.

Ghidini, S., Ianeri, A., Zanardi, E., Conter, M. Boschetti T., Iacumin, P., Bracchi, P.G. 2006. Stable isotopes determination in food authentication: a review. *Ann. Fac. Medic. Vet. di Parma*, 26: 193-204.

Gomes, H. C., Schmidt, A. M., Dessart, R. F., Nova, G. P. C. 2017. Geochemical analyses of water and public health of the Mangueirão and Salso Streams in Caçapava

do Sul, RS, Brazil. *Revista Ambiente e Água – An Interdisciplinary Journal of Applied Science*, 12 (15): 760-773

Goulart, R.V., Remus, M.D. V., 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*, 40 (1): 75-97.

Gross J. M. 1998. *Análise Estrutural Aplicada à Lavra de Rocha Ornamental do Mármore Mudador RS, Brasil*. Porto Alegre, 154p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais, Departamento de Engenharia de Minas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gruber, L. 2018. *Geologia Isotópica e Geocronologia do Complexo Metamórfico Porongos e Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Sul do Brasil: Implicações para a Evolução do Gondwana em sua Margem Ocidental*. Porto Alegre, 117p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Halverson, G. P. & Zhou, G. S. 2011. Chemostratigraphy and the Neoproterozoic glaciations. *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*, 36: 51-66.

Halverson, G. P., Dudás, F. O., Maloof, A. C., Bowring, S. A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, xx, 27 p.

Hartmann, L.A., Chemale, F., Phillip, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré Cambriano. *50 Anos de Geologia*, Instituto de Geociências – Contribuições. 1: 97-121.

Hartmann, L.A., Tindle, A., Bittencourt, M. F. 1990. O metamorfismo de Fácies Anfibolito no Complexo Passo Feio, RS, com Base em Química dos Minerais. *PESQUISAS - Instituto de Geociências, UFRGS*, 17 (1-2): 62-71

Heilbron, M., Soares, A. C. P., Neto, M. C. C., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., Janasi, V. A. 2004. Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: Província Mantiqueira. *Beca*, 8: 204-234.

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

Hoerlle, G. S. 2013. *Interações e Reações entre Fluidos Magmáticos e Mármore de Vila Nova do Sul, RS*. Porto Alegre, 100p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Höfig, D. F., Marques, J. C., Basei, M. A. S., Giusti, R. O., Kohlrausch, C., Frantz, J. C. 2018. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: New insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Pré Cambrian Research*, 306:189-208.

Hueck, M., Oyhantabal, P., Phillip, R.P., Basei, M. A. S., Siegesmund, S. 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*: 267-302.

Jacobsen, S. B., Kaufman, A. J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161:37-57.

Jébrak, M. 1997. Hydrothermal Breccias in Vein-type Ore Deposits: A Review of Mechanisms, Morphology and Size Distribution. *Ore Geology Reviews*, 12: 111- 134.

Jost, H., Bitencourt, M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 7(6): 26-60.

Klein, F. G., Koester, E., Vieira, D. T., Ramos, R. C., Porcher, C. C., Philipp, R. P. 2018. Geologia do Granito Três Figueiras: magmatismo peraluminoso de 585 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano. *Pesquisas em Geociências*, 45(2): e0665.

Lenz, C., Porcher, C. C., Fernandes, L. A. D. 2006. Metodologias de Pré-Limpeza em Muscovitas para Obtenção de Idade Metamórficas nos Metapelitos do Complexo Metamórfico Porongos. *In: Semana Acadêmica dos Alunos de Pós-Graduação em Geociências*, Porto Alegre, 1: 75-78

Lima, E. F., Sommer, C. A., Nardi, L. V. 2007. O Vulcanismo Neoproterozoico-Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã. *50 Anos de Geologia, Instituto de Geociências – Contribuições*, 1: 81-94.

Longman, M. W. 1980. Carbonate Diagenetic Textures from Nearsurface Diagenetic Environments. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64 (4): 461- 487.

Loureiro, P. O., Koester, E., Weinberg, R. F., Lenz, C., Porcher, C. C., Ramos, R. C., Vieira, D. T., Bastos, V. A., Knijnik, D., Pimentel, M. M. 2021. Recycling and hybridization of incremental episodes of magma intrusions: Pinheiro Machado Complex, Southeastern Dom Feliciano Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 105: 102922.

Luz, A. B. & Lins, F. A. 2008. *Rochas e Minerais Industriais: Usos e Especificações*. 2ª ed. Rio de Janeiro, CETEM. 989p.

Macedo, P. M., Beckel, J., Santos, E. L., Chaban, N., Filho, F. G. 1978. Ocorrência de “pillow-lavas” no Arroio Mudador, município de Caçapava do Sul – RS. *In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, 1978, Recife. *Anais...* Recife, SBG, 1: 1269-1278.

MacKenzie, W. S., Adams, A. E., Brodie, K. H. 2017. *Rock and Minerals in Thin Section*. England, CRC Press, 243p.

McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shiel, G.A. 2012. Strontium Isotope Stratigraphy. *In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmotz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012*. Oxford, Elsevier, p. 127-144.

- Mccall, G. H. Calculation of X-Ray Bremsstrahlung and Characteristic Line Emission produced by a Maxwellian Electron Distribution. 1982. *Journal of Physics D: Applied Physics*, 15: 823-831.
- Moura, N. S. V., Dias, T. S. Elaboração do Mapa Geomorfológico do Município de Porto Alegre – RS. 2012. *Revista Ciência e Natura*, UFSM, 34 (2):113-138.
- Nance, R. D., Murphy, J. B. 2018. Supercontinents and the case for Pannotia. *Geological Society London Special Publications*, 470, 22p.
- Neis, L. P. 2013. *Geoquímica de Metacarbonatos do Escudo Sul-Rio-Grandense na Região de Caçapava do Sul e Arroio Grande, RS*. Porto Alegre, 61p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Neis, L.P. 2017. *Aplicação de Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e Geoquímica em Mármore do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre, 80p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade do Rio Grande do Sul.
- Neves, B. B. B., Fuck, R. A., Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano Collage in South America: A Review. *Brazilian Journal of Geology*, 44 (3): 493-518.
- Neves, B. B. B., Sá, J. M., Nilson, A. A., Botelho, N. F. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozoicos da America do Sul e Processos Subsequentes. *GEONOMOS*, 3 (2): 1-21.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S. 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinente cycle. *Geoscience Frontiers*, 30: 1-15.
- Paim, P. S. G., Chemale, F., Lopes, R. C. 2000. A Bacia do Camaquã. *A Geologia do Rio Grande do Sul*, 1: 231-274.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Petry, T. S., Lana, C. C. 2015. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopers. *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 69-93.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Basei, M. A. S. 2018. The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean. *Geology of Southwest Gondwana*, 1: 243-265.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Chemale Jr., F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46 (1): 83-104.
- Porcher, C. C., Mcnaughton, N. J., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D. 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico

Porongos. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, 1999, Gramado. Boletim de resumos, Porto Alegre: Gráfica da UFRGS. p. 110-110.

Press, F., Siever, R., Grotzinger, J., Jordan, T.H. 2006. *Para Entender a Terra*. 4ª ed., Porto Alegre, Bookman. 656p.

Ramos, R. C., Koester, E., Porcher, C. C. 2017. Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nana Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, 80: 192-206.

Reis, R. S., 2013. *Significado e Controles de Mineralização sulfeto-óxido nos Mármore de Caçapava do Sul*. Porto Alegre, 86p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 191-216.

Ricketts, B. Geological Digressions: Mineralogy of carbonates, 2019. Disponível em <www.geological-digressions.com/how-to-do-field-tasks/mineralogy-of-carbonates/>. Acesso em 21 jun. 2020.

Romanek, C.S., López, C. J., Navarro, A. R., Román, M. S., Sahai, N., Coleman, M. 2009. Inorganic Synthesis of Fe-Ca-Mg Carbonates at Low Temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 5361 – 5376.

Scholle, P. A., Scholle, D. S. U. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. 1st ed. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 470p.

Sharp, Z. 2017. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. 1st ed. Prentice Hall, New York, 416p.

Sgarbi, G. N. C. 2012. *Petrografia Macroscópica das Rochas Ígneas, Sedimentares e Metamórficas*. 2ª ed. Minas Gerais, UFMG, 559p.

Soliani, E. Jr., 1986. *Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas Implicações de Ordem Geotectônica*. São Paulo. 239 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Stanley, S. M., Ries, J. B., Hardie, L. A. 2002. Low-magnesium calcite produced by coralline algae in seawater of Late Cretaceous composition. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 99 (24): 15323:15326.

Strekeisen, A. Marble. Alex Strekeisen, 2018. Disponível em <alexstrekeisen.it/english/meta/marble.php> Acesso em: 10 set. 2020

Telles, P. N. G. 2016. *Mapeamento Hidrogeoquímico do Município de Caçapava do Sul, RS*. Caçapava do Sul, 78p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa.

Terra, G. J. S., Spadini, A. R., A. B, Sombra, C. L., Zambonato, E. E., da Silva Juschaks, L. C. S., Arienti, L. M., Erthal, M. M., Blauth, M., Franco, M. P., Matsuda N. S., da Silva N. G. C., Junior, P. A. M., D'Avila R. S. F., Souza R. S., Tonietto S. N., dos Anjos S. M. C., Campinho, V. S., Winter W. R. 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro*, 18 (1): 9-29.

Tucker, M. E. 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3th ed. Durhan, Blackwell Science, 262p.

Tucker, M. E., Wright, V. P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. 1st ed. United Kingdom, Blackwell Science. 483p.

Velez, J. N. M. 2017. Geoquímica multielementar e isotópica de carbonatos hidrotermais: aplicação à compreensão de processos metalogenéticos. Lisboa, 279p. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa.

Vieira, D. T., Porcher, C. C., Koester, E., Ramos, R. C., Gross, A. O. M. S., Masquelin, H., D'Ávila, L. A. 2020. Chafalote Metamorphic Suite (Uruguay): Reflections on the evolution of the Punta del Este Terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 98: 102420.

Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C. 2019. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: A 680 Ma shoshonitic event in the final stages of The Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95: 102294.

Waseda, Y., Matsubara, E., Shinoda, K. 2011. *X-Ray Diffraction Crystallography: Introduction, Examples and Solved Problems*. 1st ed. London, Springer-Verlan Berlin Heidelberg, 322p.

White, W. M. 2013. *Geochemistry*. 1st ed. New York, John Wiley & Sons, Inc. 670p.

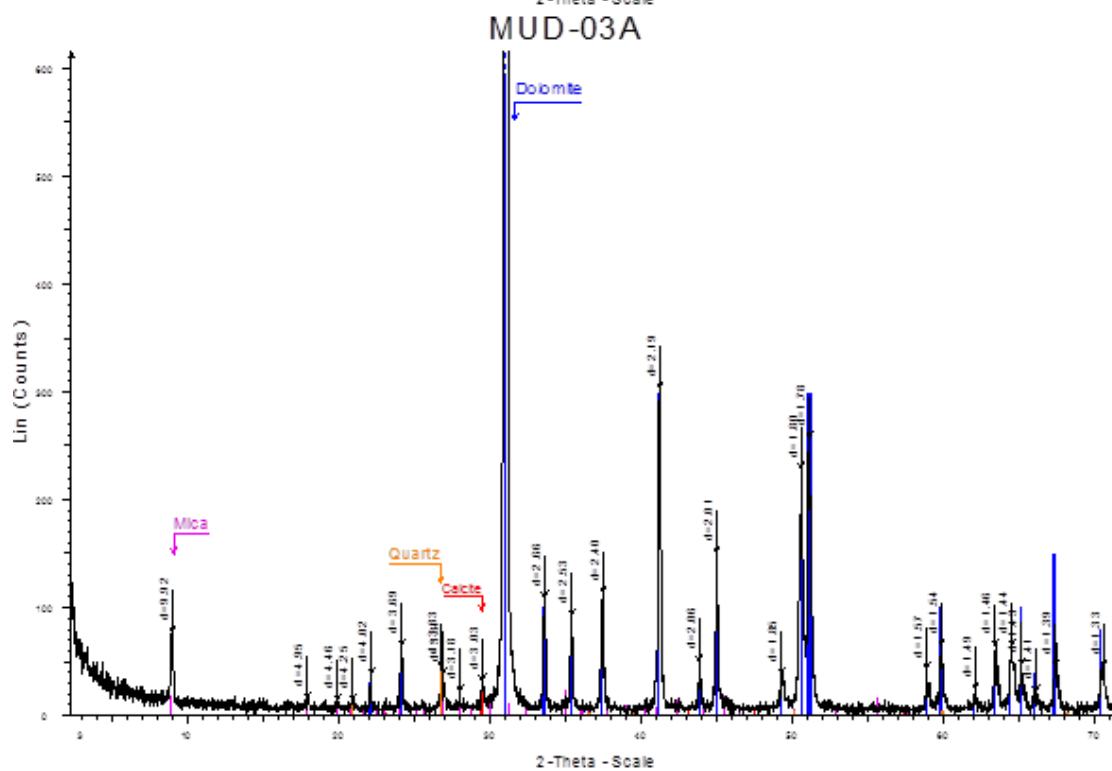
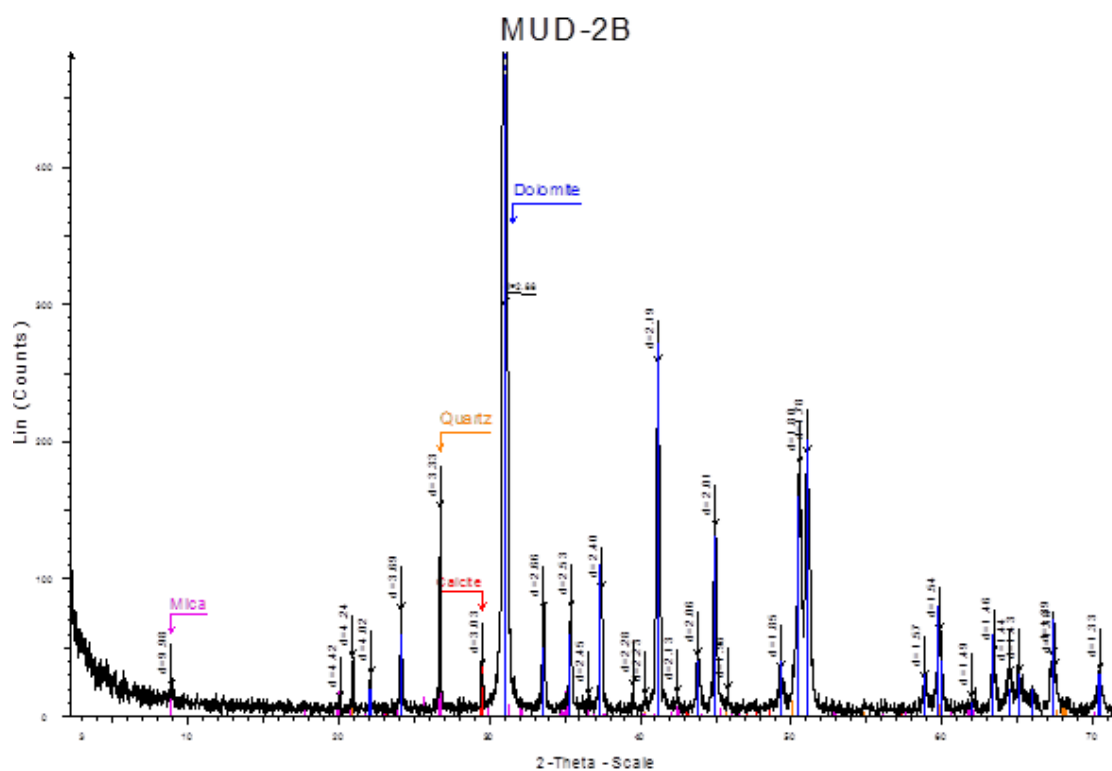
White, W. M. 2015. *Isotope Geochemistry*. 1st ed. New York, Wiley Blackwell, 495p.

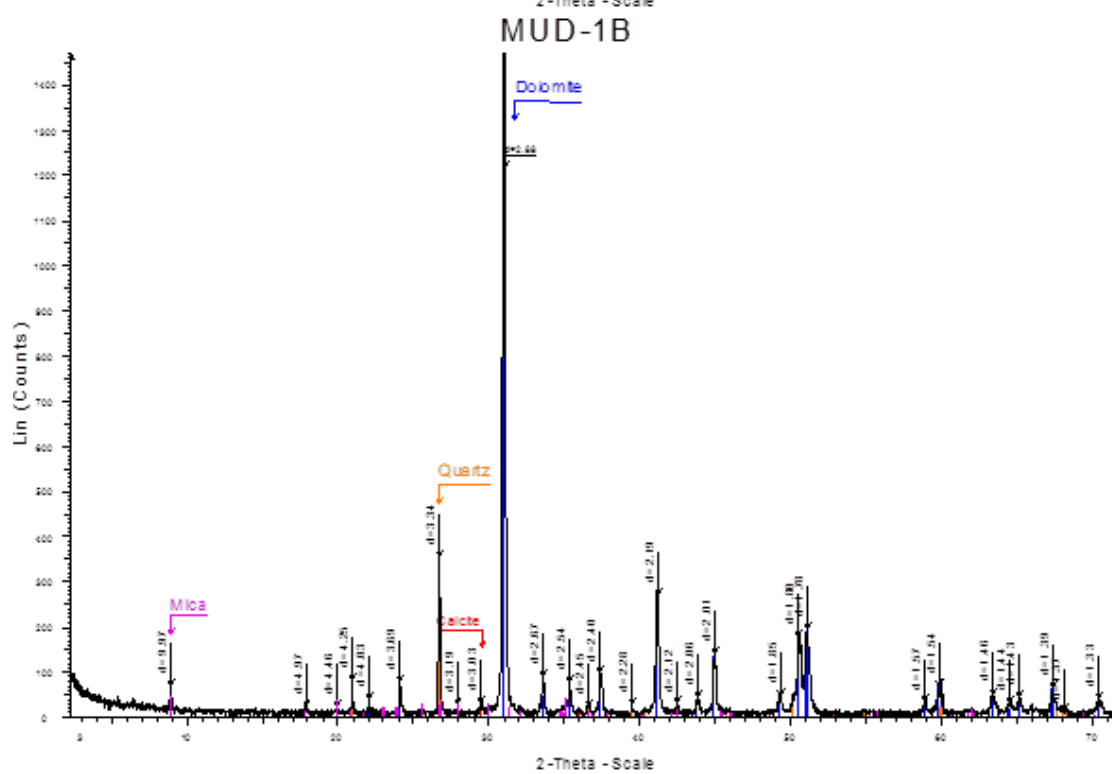
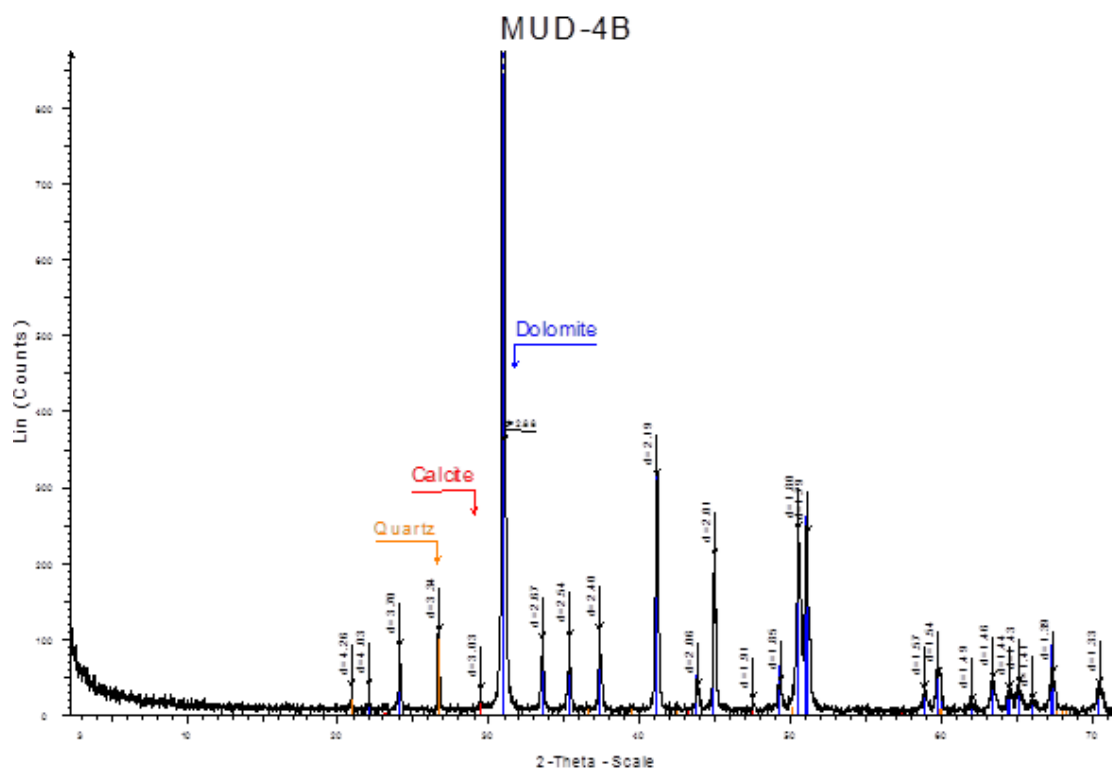
Yardley, B. W. D. 1994. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. 1^a ed. Brasília, Fundação Universidade de Brasília, 432p.

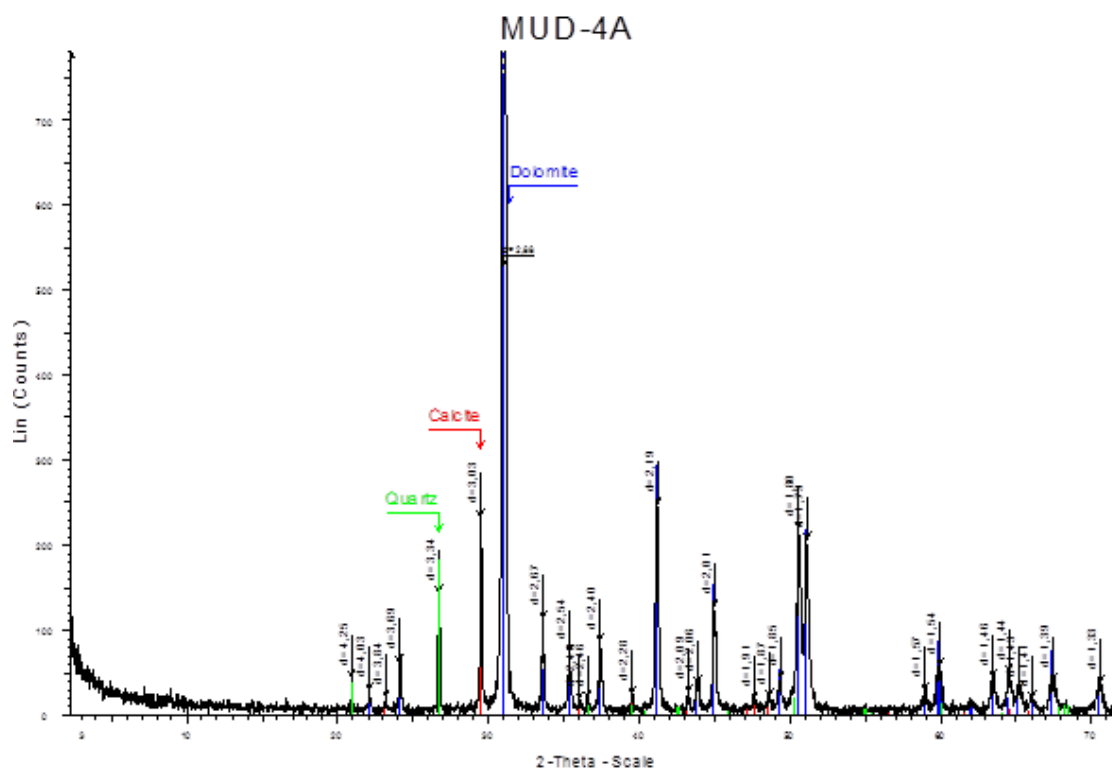
Zachariasen, W. H. 1945. *Theory of X-Ray Diffraction in Crystals*. 1st ed. New York, Dover Publications, Inc, 280p.

ANEXOS

- Difratogramas das amostras em DRX;
- Seção estratigráfica.







Mudador													
AMOSTRA	PATAMAR	ESCALA	LITOLOGIA	LIMESTONES			FACIES	ESTRUTURAS	DESCRIÇÃO				
				mud	wacke	pack				grain	rud & bound		
				MUD	SAND	GRAVEL							
clay	silt	vf	m	vc	gran	pebb	cobb	boul	1	2	3	4	5
PMU 7 - D PMU 7 - E	PMU 7	60							7) Metapelitos esverdeados, parcialmente alterados, com S1 paralela a S0 dos pacotes metareníticos e dos mármores. Há zonas com desenvolvimento de foliações S2, de forma perpendicular a S1 e S0.				
PMU 7 - C PMU 7 - A, B													
PMU 6 - B PMU 6 - A, C	PMU 6	60						6) Metarenito fino a médio, bem selecionado, grãos arredondados, vermelho rosado, com estruturas reliquias de estratificação cruzada acanalada de baixo porte. Há foliações S1 que ocorrem parcialmente paralelas a S0. Por vezes, o mesmo metarenito ocorre com aparência cinza esbranquiçada. Intercalações de lentes milimétricas a centimétricas de metapelitos a cada 10 a 20 centímetros de metarenito. Intenso fraturamento, zonas de cataclase e presença de veios milimétricos de quartzo e calcita.					
PMU 5 - I PMU 5 - H PMU 5 - E, F PMU 5 - A, B, C, D	PMU 5	40						5) Mármore preto, granoblástico fino, maciço, com mesma abundância de veios dos pontos anteriores, embora ocorram cristais centimétricos bem facetados em alguns veios. No geral, a S0 ocorre de forma similar às fácies anteriores, porém, nos últimos 2 metros da camada, a S0 aparenta estar mais preservada, com possíveis laminações de níveis mais silicosos de coloração cinza clara, alternando com as lâminas escuras do mármore. No topo da camada há intercalações de lentes metapelíticas esverdeadas.					
PMU 4 - D PMU 4 - C PMU 4 - B PMU 4 - A	PMU 4							4) Mármore preto, granoblástico fino, maciço. Veios de quartzo e calcita dispostas de forma irregular na rocha. Não foi possível identificar as feições esféricas da fácies anterior (podem não ocorrer ou serem imperceptíveis em áreas que não apresentam cortes por serra diamantada).					
PMU 3 - J PMU 3 - I PMU 3 - G, H PMU 3 - A, B, C PMU 3 - F PMU 3 - E PMU 3 - D	PMU 3	20						3) Mármore preto, granoblástico fino, maciço, com S0 parcialmente preservada, intercalações centimétricas de coloração mais clara e mais escura e intensa venulação de material quartzoso e silicoso preenchendo estruturas da rocha de forma multidirecional, acompanhado de estilólitos parcialmente oxidados. Os veios apresentam variações milimétricas a centimétricas, chegando a 14cm em zonas mais fraturadas. Localmente, há feições arredondadas e esféricas a elipsoidais, de cor preta, variando de 1 a 2 cm, similares a nódulos intercrecidos. De forma paralela a S0, há uma abundância de estruturas ovais centimétricas de cor cinza clara, similares a estruturas estromatolíticas. Intensa brechacão hidráulica a partir dos 6 metros do mármore. Estruturas visualizadas a partir de cortes realizados por lâmina diamantada nas rochas.					

