

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

FLÁVIA ARAÚJO DE ARRUDA CABRAL

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS  
CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, BACIA DE SERGIPE-  
ALAGOAS, NE DO BRASIL**

Recife

2022

FLÁVIA ARAÚJO DE ARRUDA CABRAL

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS  
CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, BACIA DE SERGIPE-  
ALAGOAS, NE DO BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutora em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann

Coorientador: Prof. Dr. João Aduino de Souza Neto

Recife

2022

Catálogo na fonte:  
Bibliotecário Carlos Moura, CRB-4 / 1502

- C117c Cabral, Flávia Araújo de Arruda.  
Caracterização petrológica e geoquímica das rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil. / Flávia Araújo de Arruda Cabral. – 2022.  
179 f.: il.
- Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.  
Coorientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto.  
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2022.  
Inclui referências.
1. Geociências. 2. Bacia Sergipe-Alagoas. 3. Formação Morro do Chaves. 4. Coquinas. 5. Geoquímica. 6. Isótopos estáveis. I. Neumann, Virgínio Henrique de Miranda Lopes (orientador). II. Souza Neto, João Adauto de (coorientador). III. Título.

550 CDD (22. ed.)

UFPE  
BCTG/2022-339

FLÁVIA ARAÚJO DE ARRUDA CABRAL

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS  
CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, BACIA DE SERGIPE-  
ALAGOAS, NE DO BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutora em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Aprovada em: 28/07/2022

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann (Orientador)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Claus Fallgatter (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Valéria Centurion Cordoba (Examinadora Externa)  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

---

Prof. Dr. Victor Hugo Santos (Examinador Externo)  
Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter conseguido realizar mais uma etapa na minha vida, apesar das dificuldades que surgiram no decorrer do caminho.

Aos meus pais, Celina e Ricardo, por toda dedicação e esforço para que eu chegasse até aqui.

À Jefferson, meu noivo, pelo carinho, amor e por estar sempre me incentivando, sendo um bom ouvinte e me dando forças para seguir adiante.

Ao professor Dr. Virgínio Henrique Neumann, meu orientador, por ter tornando este trabalho possível, pela sua amizade, confiança, incentivo e otimismo de sempre.

Ao meu coorientador, professor Dr. João Aduino Souza Neto pela grande ajuda e contribuição que foram de extrema importância para esta tese.

À professora Dra. Valéria Córdoba e aos professores Drs. Victor Hugo, Claus Fallgatter e Gelson Fambrini por terem aceitado participar da banca examinadora desta tese e por todas as sugestões e correções bastante pertinentes para tornar este trabalho melhor.

À professora Dra. Enelise Katia Piovesan e ao Dr. Bruno Ludovico Dihl Horn por terem aceitado participar da banca examinadora como membros suplentes.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco (PPGEOC-UFPE), seu corpo docente e ao secretário Krishnamurti.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo apoio financeiro através da concessão da bolsa de doutorado.

Ao professor Alcides Sial e professora Valdevez Ferreira por terem me permitido utilizar o LPA do NEG-LABISE para preparar as amostras e pela realização das análises químicas mostradas nesta tese. Além disso, agradeço às técnicas responsáveis pelas análises de isótopos estáveis, Gilsa e Vilma. À Emília, Anderson e Charles pela ajuda desde as etapas iniciais até as análises de Fluorescência de Raios-X.

Ao Prof. Victor Hugo e ao Laboratório de Exploração e Produção de Petróleo (LENEP) da UENF pelas análises de Difratometria de Raios-X.

Ao Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LMA), em especial à professora Katia Piovesan e sua equipe pela preparação de todo material para o estudo dos ostracodes e toda contribuição para obtenção dos resultados referentes a estes microfósseis.

Ao Robbyson, do LMA, pela ajuda e disponibilidade na realização das análises de Microscopia Eletrônica de Varredura.

Aos colegas geólogos Willian, Germano e Prof. Claus pela ajuda em trabalho de campo.

À empresa Intercement Brasil por permitir o acesso à pedreira, onde fica localizada a melhor exposição de rochas da Formação Morro do Chaves, tornando esta pesquisa possível.

E, por fim, a todos que de alguma forma contribuíram direta e indiretamente para que tudo isso se tornasse possível.

## RESUMO

A unidade litoestratigráfica de interesse neste trabalho é a Formação Morro do Chaves de idade neobarremiana a eoaptiana (Andar Jiquiá), da fase rifte da Bacia Sergipe-Alagoas, caracterizada por calcarenitos e calcirruditos intercalados com argilitos, folhelhos, arenitos e conglomerados. As coquinas (calcários bioclásticos) da Formação Morro do Chaves representam um importante estudo de caso por serem rochas análogas aos reservatórios carbonáticos do pré-sal. Neste trabalho, estão destacadas as rochas carbonáticas e os arenitos calcíferos com bioclastos desta unidade. Petrograficamente, as rochas carbonáticas possuem composição calcítica, com grandes quantidades de moluscos bivalvíos e ostracodes em menor proporção, podendo apresentar grãos siliciclásticos. Estas rochas foram classificadas como wackestones, packstones e grainstones e, também, como rudstones. Processos diagenéticos como neomorfismo, micritização, dissolução, cimentação, piritização e compactação mecânica e química foram observados nessas rochas. A partir de análises geoquímicas foi possível verificar que  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  são provenientes da fração detrítica e, também, de argilomireais, enquanto que  $\text{CaO}$  está representando a fração química representada pela calcita. As análises químicas realizadas nos calcários mostram que o  $\text{CaO}$  (30,32 a 58,03%) ocorre como óxido majoritário, seguido por ampla variação do teor de  $\text{SiO}_2$  (<0,001 a 37,78 %), enquanto  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Rb}$  e  $\text{Sr}$  ocorrem como constituintes menores e traços. O teor de magnésio nessas rochas carbonáticas é muito baixo, evidenciando que não houve processo de dolomitização e que as calcitas são de baixo teor de magnésio. De acordo com os valores das razões  $\text{Mn/Sr}$ ,  $\text{Fe/Sr}$ ,  $\text{Mg/Ca}$  e  $\text{Sr/Ca}$  pode-se dizer que essas rochas não sofreram alterações diagenéticas consideráveis em sua composição capaz de influenciar os resultados isotópicos. As análises de DRX permitiram verificar a baixa ocorrência dos argilominerais caulinita, caulinita 2M (dickita) e montmorilonita. Foram analisados os isótopos de carbono e oxigênio nas amostras do afloramento da Pedreira Atol, cujos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variam de -5,34 a -3,67‰ e os de  $\delta^{18}\text{O}$ , de -8,56 a -4,13‰ VPDB típicos de ambiente lacustre de água doce. A partir da assinatura isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  e correlação entre estes valores pôde-se sugerir o comportamento hidrológico do lago que deu origem a estas rochas, ora comportando-se como aberto ora como fechado. Os valores calculados de salinidade variam de 112,56 a 117,73 e indicam um ambiente de água doce para formação dessas rochas. Os valores calculados para paleotemperatura variaram de 8,4 a 17,4°C mostrando que houve poucas variações nas temperaturas do lago naquele período. O estudo de ostracodes permitiu identificar espécies pertencentes à quatro gêneros não-marinhos *Cypridea* Bosquet, 1852, *Reconconvona*

Krömmelbein, 1962, *Theriosynoecum* Branson, 1936 e *Petrobrasia* Krömmelbein, 1965, corroborando com o ambiente lacustre da Formação Morro do Chaves. Além disso, a partir da ocorrência de *Cypridea riojoanensis* Moura, 1972, foi possível estabelecer o posicionamento biocronoestratigráfico do afloramento da Formação Morro do Chaves, em Propriá-SE, no Andar Jiquiá (Barremiano-Aptiano).

Palavras-Chave: bacia Sergipe-Alagoas; Formação Morro do Chaves; coquinas; geoquímica; isótopos estáveis.

## ABSTRACT

The lithostratigraphic unit of interest in this work is the Late Barremian to Early Aptian Morro do Chaves Formation (Jiquiá Stage), from the rift phase of the Sergipe-Alagoas Basin, characterized by calcarenites and calcirrudites intercalated with claystones, shales, sandstones and conglomerates. The coquinas (bioclastic limestones) of the Morro do Chaves Formation represent an important case study because are analogous rocks of pre-salt carbonate reservoirs. In this work, carbonate rocks and calciferous sandstones with bioclasts are highlighted. Petrographically, carbonate rocks have a calcitic composition, with large amounts of bivalve mollusks and ostracods in smaller proportions, and may have siliciclastic grains. These rocks were classified as wackestones, packstones and grainstones and also as rudstones. Diagenetic processes such as neomorphism, micritization, dissolution, cementation, pyritization and mechanical and chemical compaction were observed in these rocks. From geochemical analysis it was possible to verify that SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO and K<sub>2</sub>O come from the detrital fraction and also from clay minerals, while CaO is representing the chemical fraction represented by calcite. Chemical analysis performed on limestones show that CaO (30.32 to 58.03%) occurs as the majority oxide, followed by a large variation in the SiO<sub>2</sub> (<0.001 to 37.78%), while TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb and Sr occur as minor and trace constituents. The magnesium content in these carbonate rocks is very low, showing that was no dolomitization process and that the calcites have a low magnesium content. XRD analysis showed the low occurrence of clay minerals kaolinite, kaolinite 2M (dickite) and montmorillonite. Carbon and oxygen isotopes were analysed in the samples of the outcrop of the Atoll Quarry, whose  $\delta^{13}\text{C}$  values ranged from -5.34 to -3.67‰ and the  $\delta^{18}\text{O}$  values ranged from -8.56 to -4.13‰ VPDB typical of freshwater lacustrine environments. From the isotopic signature of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  and the correlation between these values, it was possible to suggest the hydrological behavior of the lake that gave rise to these rocks, sometimes as open or sometimes as closed. The calculated salinity values range from 112.56 to 117.73 and indicate a freshwater environment for the formation of this rocks. The calculated values paleotemperature ranged from 8.4 to 17.4°C showing that was few variations in temperatures in the lake in that period. The study of ostracods allowed the identification of species from four non-marine genera *Cypridea* Bosquet, 1852, *Reconconvona* Krömmelbein, 1962, *Theriosynoecum* Branson, 1936 and *Petrobrasia* Krömmelbein, 1965, corroborating with the lacustrine environment of the Morro do Chaves Formation. Furthermore, from the occurrence of *Cypridea riojoanensis*

Moura, 1972, it was possible to establish the biochronostratigraphic positioning of the outcrop of the Morro do Chaves Formation, in Propriá-SE, in the Jiquiá Stage (Barremian-Aptian).

Keywords: Sergipe-Alagoas basin; Morro do Chaves Formation; coquinas; geochemistry; stable isotopes.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Mapa de Localização da área de estudo.	25
Figura 2 –	Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X Rigaku modelo ZSX Primus II; B) Difratorômetro de Raios-X da marca D2 PHASER da Bruker AXS.	30
Figura 3 –	Valores $\delta^{13}\text{C}$ de importantes reservatórios geológicos.	34
Figura 4 –	Variações na estrutura e preservação da concha de moluscos bivalvíos.	38
Figura 5 –	A) Esquema mostrando a classificação de Dunham (1962) de rochas carbonáticas de acordo com suas texturas deposicionais; B) Resumo diagramático das principais modificações fornecidas pelo esquema de Embry e Klovan (1971) para a classificação de Dunham (1962).	43
Figura 6 –	Mapa ilustrando o Nordeste do Brasil, com destaque para a Bacia de Sergipe- Alagoas.	45
Figura 7 –	Carta estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas referente à Seção Rife, estágio onde foi depositada a Formação Morro do Chaves.	48
Figura 8 –	Correlação das zonas ostracodes superiores nas bacias de Sergipe–Alagoas, Recôncavo–Tucano e Campos de Moura e Praça (1985) e Moura (1988) com base em estudos anteriores de Schaller (1969), Viana <i>et al.</i> (1971) e Poropat e Colin (2012).	49
Figura 9 –	Pedreira Atol, Fábrica de cimento Intercement Brasil (São Miguel dos Campos- Alagoas), com destaque para área onde foi realizado o estudo (retângulo vermelho).	53
Figura 10 –	Perfil sedimentológico completo e perfil faciológico representando o afloramento da Formação Morro do Chaves na área da Pedreira do Atol, São Miguel dos Campos-AL.	54
Figura 11 –	Aspecto de campo: A) Aspecto geral da Bancada 00 exibindo camadas de calcários (coquinas); B) Camadas de calcário horizontalizadas com fratura subvertical; C) Camada de calcirrudito com estratificação cruzada com terminação tangencial; D) Vista geral de parte da Bancada 02 mostrando um nível de folhelho negro (13cm) e argilito (19cm) indicado pela seta preta, intercalados entre camadas de calcário.	55
Figura 12 –	Amostras com conchas de bivalvíos das rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves (Pedreira Atol- AL): A) conchas de tamanho variando de 3 a 8mm; B) Conchas variando de 0,5 a 1,5cm.	56

- Figura 13 – A) Nível de argilito verde entre as camadas de calcário observado na Bancada 02, ilustrado na porção inferior da imagem, com um nível de piritas (indicadas pelas setas pretas). 57
- Figura 14 – Amostras das rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves: A) e B) Porosidades móldicas e vugular C) e D) Sem porosidade visível, obliteradas por cimentação. 58
- Figura 15 – A) Nível de argilito verde entre as camadas de calcário (Bancada 02); B) Nível de folhelho preto entre os argilitos (Bancada 02). 58
- Figura 16 – Amostras de arenitos maciços da Formação Morro do Chaves (Pedreira Atol- AL). 59
- Figura 17 – Fotomicrografias: A e B) Conchas de moluscos bivalvíos indicadas pelas setas vermelhas (nicois paralelos); C e D) Ostracodes indicados pelas setas vermelhas (nicois paralelos). 60
- Figura 18 – Fotomicrografias: A) Matriz micrítica entre conchas de molusco bivalvío cimentadas por calcita espática blocosa (nicois paralelos); B) Nicois cruzados; C) Cimentação carbonática preenchendo espaço entre bioclastos (nicois paralelos); D) Nicois cruzados. 61
- Figura 19 – Fotomicrografias: A) Conchas de moluscos bivalvíos recristalizadas com presença de grãos de quartzo (nicois paralelos); B) Nicois cruzados; C) Grãos de quartzo, microclina e fragmento de rocha (nicois paralelos); D) Nicois cruzados; E) Grãos de quartzo, mineral opaco (nicois paralelos); F) Nicois cruzados. Qz= Quartzo, Mc= Microclina, Fr= Fragmento de rocha, Op= Opaco. 63
- Figura 20 – Fotomicrografias: Arenito calcífero com cimentação carbonática preenchendo espaço entre os grãos: A) Grãos de quartzo (nicois paralelos); B) Nicois cruzados; C) Grãos de quartzo fraturados, lamela de muscovita e concha de bivalvío indicada pela seta vermelha (nicois paralelos); D) Nicois cruzados; E) Grão de quartzo com cutan de argila indicado pela seta (nicois paralelos); F) Nicois cruzados. Ms= Muscovita. 64
- Figura 21 – Fotomicrografias: A, C e E) Concha de molusco bivalvío neomorfizada/recristalizada exibindo linha de crescimento (nicois paralelos); B, D e F) Concha de molusco bivalvío neomorfizada/recristalizada exibindo linha de crescimento (nicois cruzados). 65
- Figura 22 – Fotomicrografias: A e C) Conchas de molusco bivalvío cimentadas por calcita espática blocosa indicadas pelas setas vermelhas (nicois paralelos); B e D) Conchas de molusco bivalvío cimentadas por calcita espática blocosa indicadas pelas setas vermelhas (nicois cruzados). 66

- Figura 23 – Fotomicrografias: A) Cimento de calcita exibindo maclas bem desenvolvidas (nicois paralelos); B) Cimento do tipo franja de calcita ao redor do bioclasto indicado pelas setas vermelhas (nicois paralelos). 67
- Figura 24 – A) Conchas de bivalvíos micritizadas (setas vermelhas) e presença de pirita (setas azuis); B) Fragmento de concha de bivalvío micritizado (seta vermelha). C) Concha de bivalvío e pirita preenchendo espaço poroso e englobando grãos de quartzo (seta azul) (nicois paralelos); D) Imagem C à nicois cruzados; E) Pirita preenchendo espaços vazios (setas azuis) à nicois paralelos; F) Imagem E à nicois cruzados. 68
- Figura 25 – Fotomicrografias: A) Concha de bivalvío neomofizada fraturada (setas pretas); B) Fragmentos de bioclasto deslocados indicados pelas setas pretas; C) Bioclasto fraturado e descolado pela fratura de cisalhamento; D) Contato côncavo-convexo entre grãos bioclásticos devido à compactação química. 69
- Figura 26 – Fotomicrografias: A, C e E) Porosidades intercrystalina e vugular (setas azuis) geradas pela dissolução de cimento (nicois paralelos); B, D e F) Porosidades intercrystalina e vugular geradas pela dissolução de cimento (nicois cruzados). 70
- Figura 27 – Fotomicrografias: A) Conchas de bivalvíos com extremidades arredondadas e circundadas por delgados envelopes de micrita (setas vermelhas) e porosidade móldica (seta azul) com envelope de micrita preservado à nicois paralelos; B) Figura “A” a nicois cruzados; C) Cimentação de calcita do tipo franja isópaca de calcita preservada (seta amarela) e porosidade móldica (seta azul) à nicois paralelos; D) Figura “C” a nicois cruzados. 71
- Figura 28 – Fotomicrografias: A) Concha de bivalvío preenchido por cimento de calcita e calcita micrítica (porções de cor marrom no centro da concha) à nicois paralelos; B) Imagem (A) sob catodoluminescência (CL), cimento de calcita não-luminescente e calcita micrítica com alta luminescência; C) Conchas de bivalvíos com franja isópaca de calcita e cimento de calcita poiquilotópica (nicois paralelos); D) Imagem (C) sob CL, conchas de bivalvíos e franja de calcita não-luminescentes e calcita poiquilotópica com alta luminescência; E) Concha de bivalvío, cimento de calcita poiquilotópica e grãos detríticos (nicois paralelos); F) Imagem (E) sob CL, concha de bivalvío não-luminescente, calcita poiquilotópica com alta luminescência e grãos detríticos também sem luminescência; G) Concha de bivalvío fraturada (nicois paralelos); H) Imagem (G) sob CL mostrando a fratura parcialmente preenchida por calcita de segunda geração luminescente. 73
- Figura 29 – Fotomicrografias: A) Grãos de quartzo e cimento carbonático microcristalino em arenito calcífero; B) Imagem (A) sob CL mostrando duas gerações de cimento, uma sem luminescência e outra com alta luminescência e grãos de quartzo sem luminescência; C) Concha de bivalvío e grãos de quartzo em arenito calcífero; D) Imagem 74

(C) sob CL com concha de bivalvío sem luminescência e grãos de quartzo sem luminescência e alguns luminescentes na cor azul.

- Figura 30 – Análise realizada em concha de bivalvío: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob MEV. Local da análise: ponto circulado. 75
- Figura 31 – Análise realizada em ostracode: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado. 75
- Figura 32 – Análise realizada em cristal de calcita precipitado no espaço poroso: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados e fotomicrografia sob o MEV com porosidades observada na rocha. Local da análise: ponto circulado. 76
- Figura 33 – Análise realizada em cimento de calcita: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados e fotomicrografia sob o MEV exibindo planos de clivagem da calcita e algumas fraturas. Local da análise: ponto circulado. 76
- Figura 34 – Análise realizada em cristal de pirita: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado. 77
- Figura 35 – Análise realizada em cristal de pirita: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado. 77
- Figura 36 – Fotomicrografias em três dimensões sob o MEV: A) Cristais de calcita romboédrica e grão de quartzo arredondado; B) Porosidades intercrystalina e do tipo fratura; C e D) Porosidades do tipo vulgar. Cal= Calcita; Qz= Quartzo. 78
- Figura 37 – Diagramas de dispersão de  $\text{SiO}_2$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados da área da Pedreira Atol (AL). 83
- Figura 38 – Diagramas de dispersão de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados da área da Pedreira Atol (AL). 84
- Figura 39 – Diagramas de dispersão de  $\text{CaO}$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados da área da Pedreira Atol (AL). 86
- Figura 40 – Gráfico de dispersão dos calcários estudados da área da Pedreira Atol (AL): Sr vs. CaO. 88
- Figura 41 – Diagrama de dispersão de Sr vs. Rb dos dados elementares dos calcários estudados da área da Pedreira Atol. 91

Figura 42 –	Perfil quimioestratigráfico da sessão completa (composta a partir do que foi descrito e amostrado nas Bancadas 00, 01, 02, 03 e 04) na área da Pedreira Atol com as curvas de SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>3</sub> O <sub>2</sub> , MgO, CaO, Mg/Ca e Mn/Sr.	93
Figura 43 –	Difratogramas das amostras de rochas carbonáticas analisadas no afloramento da Pedreira Atol (AL): A) Presença de quartzo (0,50%) e pirita (3,03%) na amostra FA-01-01 da fácies CB; B) Presença de quartzo (13,02%) e microclina (0,86%) na amostra FA-02-26 da fácies C; C) Presença de quartzo (6,03%), pirita (0,05%) e caulinita 2M (0,43%), na amostra FA-04-03 da fácies CB.	95
Figura 44 –	Difratogramas das amostras analisadas no afloramento da Pedreira Atol (AL): A) Presença de clorita (0,46%) na amostra FA-00-13 da fácies CB; B) Presença de caulinita 2M (1,86%) e pirita (0,50%) na amostra FA-02-18 da fácies CBD; C) Presença de caulinita (1,42%) na amostra FA-03-03 da fácies CB.	96
Figura 45 –	Gráficos de dispersão dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPBD}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPBD}}$ com valores do coeficiente de correlação de Pearson obtidos em amostras representativas de calcário na área da Pedreira Atol (AL). A) Bancada 00; B) Bancada 01; C) Bancada 02; D) Bancada 03; E) Bancada 04.	98
Figura 46 –	Gráfico de dispersão dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ obtidos em amostras representativas de calcário e arenitos calcíferos agrupados por bancada da Pedreira Atol.	98
Figura 47 –	Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 00, na área da Pedreira Atol.	101
Figura 48 –	Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 01, na área da Pedreira Atol.	102
Figura 49 –	Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 02, na área da Pedreira Atol.	103
Figura 50 –	Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 03, na área da Pedreira Atol.	104
Figura 51 –	Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 04, na área da Pedreira Atol.	105
Figura 52 –	Diagrama quimioestratigráfico com curvas dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ , salinidade e temperatura da seção completa na área da Pedreira Atol (composta pelas amostras das Bancadas 00, 01, 02, 03 e 04), com destaque para o intervalo 15,82 a 25,29m (porção de cor cinza escura) cujo lago tem comportamento hidrológico fechado. E os intervalos 0 a 15,82m e 25,29 a 43,64m (porções de cor cinza clara), lago com comportamento hidrológico aberto.	106

Figura 53 –	A) Mn/Sr vs. $\delta^{13}\text{C}$ VPDB ‰; b) Mn/Sr vs. $\delta^{18}\text{O}$ VPDB ‰; C) Mg/Ca vs. $\delta^{13}\text{C}$ VPDB ‰; D) Mg/Ca vs. $\delta^{18}\text{O}$ VPDB ‰; E) Sr/Ca vs. $\delta^{13}\text{C}$ VPDB ‰; F) Sr/Ca vs. $\delta^{18}\text{O}$ VPDB ‰.	107
Figura 54 –	Vista geral do afloramento da Formação Morro do Chaves localizado em Propriá- SE.	110
Figura 55 –	Perfil sedimentológico representando o afloramento da Formação Morro do Chaves em Propriá-SE.	111
Figura 56 –	A) Calcirrudito; B) Calcirrudito com nível conglomerático dentro da área tracejada.	112
Figura 57 –	Amostra de coquina da Formação Morro do Chaves (Afloramento Rodovia BR-101, Propriá- SE).	112
Figura 58 –	A) Visão geral de parte do afloramento exibindo camadas de calcário, arenito, siltito e argilito. Escala: 1,80m; B) Aspecto de campo da coquina da Formação Morro do Chaves; C) Siltito com laminação plano-paralela.	113
Figura 59 –	A e B) Calcário conglomerático; C) Arenito conglomerático. D) Conglomerado polimítico.	114
Figura 60 –	A) Concha de molusco bivalvío indicada pela seta vermelha (nicóis paralelos); B) Concha de molusco bivalvío indicada pela seta vermelha (nicóis cruzados); C) Concha de molusco bivalvío (seta vermelha) e ostracodes (setas verdes) à nicois paralelos; D) Concha de molusco bivalvío (seta vermelha) e ostracodes (setas verdes) à nicois cruzados.	116
Figura 61 –	Fotomicrografias: A) Calcário com matriz micrítica exibindo ostracodes articulados (setas verdes) associados à conchas maiores de bivalvíos (setas vermelhas), ambos preenchidos por calcita espática (nicois paralelos); B, C e D) Calcário com matriz micrítica e ostracodes preenchidos parcial ou totalmente por matriz micrítica de preenchimento interno indicados pelas setas verdes (nicois paralelos).	117
Figura 62 –	Fotomicrografias: A) Grão de quartzo (seta branca) e fragmento de rocha (seta verde) no calcário (nicois paralelos) B) Imagem A à nicois cruzados; C) Biotitas e grãos de quartzo no calcário (nicois paralelos); D) Calcários bioclásticos com presença de biotitas alteradas indicadas pelas setas pretas (nicois paralelos); E) Muscovitas indicadas pelas setas vermelhas e grão de quartzo (seta branca) à nicois paralelos; F) Imagem E à nicois cruzados.	118
Figura 63 –	Fotomicrografias: A) Concha de molusco bivalvío neomorfizada (seta vermelha); B) Concha de molusco bivalvío neomorfizada com linhas de crescimento (seta vermelha).	119

- Figura 64 – Fotomicrografias: A) Concha de bivalvío cimentada por calcita espática indicada pela seta vermelha (nicois paralelos); B) Imagem A à nicois cruzados; C) Conchas de bivalvío cimentadas (setas vermelhas) e ostracode cimentados por calcita espática (seta verde) à nicois paralelos; D) Imagem C à nicois cruzados; E) Cimentação de calcita (nicois paralelos) F) Imagem E à nicois cruzados. 120
- Figura 65 – Fotomicrografias: A) Processo de micritização parcial em concha de molusco bivalvío indicado pela seta vermelha (nicois paralelos); B) Processo de micritização parcial em concha de molusco bivalvío indicado pela seta vermelha (nicois cruzados). 121
- Figura 66 – Fotomicrografias: A) Biotita deformada (seta vermelha) mostrando indício de compactação mecânica (nicois paralelos); B) Imagem A à nicois cruzados; C) Concha de bivalvío fragmentada (seta azul) e fratura sem preenchimento (seta amarela) mostrando indício de compactação mecânica (nicois paralelos); D) Imagem C à nicois cruzados. 122
- Figura 67 – Fotomicrografias: A) Concha de bivalvío cimentada e grãos detríticos (nicois paralelos); B) Concha de bivalvío com três gerações de cimento, calcita não-luminescente, de baixa luminescência e de alta luminescência, grão detrítico com luminescência azul; C) Concha de bivalvío com duas gerações de calcita e cimento carbonático (nicois paralelos); D) Concha de bivalvío com duas gerações de calcita, luminescente e não-luminescente e cimento carbonático com alta luminescência; E) Concha de bivalvío com duas gerações de calcita (nicois paralelos); F) Concha de bivalvío com duas gerações de calcita, alta luminescência no centro da concha e não luminescente do centro para as bordas. 124
- Figura 68 – Fotomicrografias: A) Calcário com matriz micrítica com ostracodes (nicois paralelos); B) Imagem (A) sob CL exibindo ostracodes não-luminescentes como bordas de calcita com luminescência moderada; C) Matriz micrítica e ostracodes (nicois paralelos); D) Imagem (C) sob CL mostrando matriz micrítica não-luminescente e ostracodes não-luminescentes. 125
- Figura 69 – Fotomicrografias: A) Calcário com concha de bivalvío cimentada (seta vermelha) e porções micritizadas (nicois paralelos); B) Calcário com concha de bivalvío com duas gerações de calcita, luminescente e não-luminescente e porções micritizadas de baixa luminescência; C) Calcário com porções micritizadas, grãos detríticos, grão oxidado no centro e concha de bivalvío cimentada na porção inferior (seta vermelha) à nicois paralelos; D) Calcário com porções micritizadas de baixa luminescência, grãos detríticos e grão oxidado sem luminescência e concha de bivalvío (seta vermelha) cimentada por calcita de alta luminescência; E) Calcário com cimentação carbonática e algumas porções micritizadas com fragmento de rocha (nicois paralelos); F) Calcário com cimentação carbonática luminescente e 126

algumas porções micritizadas não-luminescentes com fragmento de rocha sem luminescência.

- Figura 70 – Análise realizada em ostracode: Espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado. 127
- Figura 71 – Análise realizada em ostracode: Espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado. 128
- Figura 72 – Análise realizada em cimento de calcita: Espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado. 128
- Figura 73 – Análise realizada em grão de quartzo: Espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado. 129
- Figura 74 – Diagramas de dispersão de  $\text{SiO}_2$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados no afloramento de Propriá- SE. 133
- Figura 75 – Diagramas de dispersão de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados no afloramento de Propriá- SE. 135
- Figura 76 – Diagramas de dispersão de  $\text{CaO}$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados no afloramento de Propriá- SE. 137
- Figura 77 – Gráfico de dispersão dos calcários estudados em Propriá (SE): Sr vs.  $\text{CaO}$ . 139
- Figura 78 – Diagrama de dispersão de Sr vs. Rb dos dados elementares dos calcários estudados da no afloramento de Propriá- SE. 141
- Figura 79 – Perfil quimioestratigráfico da sessão em Propriá- SE com as curvas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , Mn/Sr e Mg/Ca. 142
- Figura 80 – Difrátogramas das amostras de rochas carbonáticas analisadas no afloramento da Rodovia BR-101, em Propriá-SE: A) Presença de ortoclásio (9,08%) e montmorilonita (2,06%) na amostra P-13 da fácies CBOD; B) Presença de albita (4,15%) e ortoclásio (6,80%) na amostra P-14 da fácies CBD. 144
- Figura 81 – Difrátogramas das amostras de rochas carbonáticas analisadas no afloramento da Rodovia BR-101, em Propriá-SE: A) Presença de ortoclásio (16,99%) e montmorilonita (8,88%) na amostra P-17 da fácies CBD; B) Presença de quartzo (13,62%) na amostra P-24 da fácies CBD. 145

- Figura 82 – Táxons de ostracodes: A-C (VD, VE e dorsal): *Cypridea* (*Sebastianites*) sp.; D-E (VD e VE): *Cypridea riojoanensis* Moura, 1972; F-H (VD, VE e dorsal): *Cypridea* cf. *hollensis* Grosdidier, 1967. 148
- Figura 83 – Táxons de ostracodes em nomenclatura aberta: A-C (VD, VE e dorsal): *Cypridea* sp. 1; D-F (VD, VE e dorsal): *Cypridea* sp. 2; G-I (VD, VE e dorsal): *Cypridea* sp. 3; J-L (VD, VE e dorsal): *Cypridea* sp. 4. 149
- Figura 84 – A-B (VD e VE): *Petrobrasia vallata* Krömmelbein & Weber, 1971; C-E (VD, VE e dorsal): *Petrobrasia* sp. 1; F-H (VD, VE e dorsal): *Petrobrasia* sp. 2; I-K (VD, VE e dorsal): *Petrobrasia* sp. 3; L-M (VD e VE): *Theriosynoecum* sp.; N-P (VD, VE e dorsal): *Reconcavona? ultima* Krömmelbein & Weber, 1971. 150
- Figura 85 – Sequência diagenética das rochas carbonática da Formação Morro do Chaves, em afloramento na Pedreira Atol, Alagoas. 155
- Figura 86 – Gráficos de dispersão dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos em amostras representativas dos calcários e arenitos calcíferos agrupados por fácies na área da Pedreira Atol: A)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de acordo com Hoefs (2018) e modificado de Bowman (1998); B)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  de acordo com Hoefs (2018) e modificado de Veizer, 1983). 163
- Figura 87 – Diagrama quimioestratigráfico da sessão completa na área da Pedreira Atol com as curvas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Mg/Ca}$  e  $\text{Mn/Sr}$  associadas às curvas dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , salinidade e temperatura com destaque para o intervalo 15,82 a 25,29m (porção de cor cinza escura) cujo lago tem comportamento hidrológico fechado. E os intervalos 0 a 15,82m e 25,29 a 43,64m (porções de cor cinza clara), lago com comportamento aberto. 165

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Tabela dos afloramentos da Formação Morro do Chaves estudados neste trabalho.	25
Tabela 2 –	Configurações do software da Bruker para análise das fases minerais por DRX.	31
Tabela 3 –	Tabela 3 – Tabela de fácies das rochas estudadas no afloramento da Pedreira Atol (AL).	62
Tabela 4 –	Concentrações dos elementos maiores, menores e traços obtidas por Fluorescência de Raios-X das amostras na área da Pedreira Atol (AL).	81
Tabela 5 –	Matriz de correlação com os coeficientes de Pearson (r) dos elementos maiores, menores e traços, perda ao fogo (PF), razões elementares e valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das amostras na área da Pedreira Atol (AL).	82
Tabela 6 –	Valores das razões elementares das concentrações dos elementos obtidas através da Fluorescência de Raios-X das amostras na área da Pedreira Atol (AL).	92
Tabela 7 –	Valores de concentração em porcentagem das fases minerais encontradas em amostras de rochas carbonáticas de amostras coletadas no afloramento da Pedreira Atol-AL.	95
Tabela 8 –	Tabela 8 – Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ , Salinidade (Z) e Temperatura (T) das amostras coletada na área Pedreira Atol (AL).	99
Tabela 9 –	Tabela 9 – Tabela de fácies das rochas carbonáticas estudadas no afloramento em Propriá-SE.	117
Tabela 10 –	Tabela 10 – Concentrações dos elementos maiores, menores e traços obtidas por Fluorescência de Raios-X e razões elementares das amostras no afloramento de Propriá- SE.	131
Tabela 11 –	Tabela 11 – Matriz de correlação com os coeficientes de Pearson (r) dos elementos maiores, menores e traços, perda ao fogo (PF) e razões elementares das amostras no afloramento de Propriá- SE.	132
Tabela 12 –	Valores de concentração em porcentagem das fases minerais encontradas em amostras de rochas carbonáticas coletadas no afloramento de Propriá-SE.	143
Tabela 13 –	Classificação hierárquica para os espécimes aqui estudados da Formação Morro do Chaves, Afloramento Rodovia BR-101, Propriá-SE de acordo com Bate <i>et al.</i> , 2022.	147

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>23</b>
1.1	CONSIDERAÇÕES GERAIS	23
1.2	OBJETIVOS	24
1.3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	24
<b>2</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>26</b>
2.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	26
2.2	ETAPAS DE CAMPO	26
2.3	TRABALHOS DE GABINETE E LABORATÓRIO	27
<b>2.3.1</b>	<b>Petrografia</b>	<b>27</b>
<b>2.3.2</b>	<b>Catodoluminescência (CL)</b>	<b>28</b>
<b>2.3.3</b>	<b>Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)</b>	<b>28</b>
<b>2.3.4</b>	<b>Fluorescência de Raios- X</b>	<b>29</b>
<b>2.3.5</b>	<b>Difratometria de Raios- X</b>	<b>30</b>
<b>2.3.6</b>	<b>Isótopos Estáveis</b>	<b>31</b>
<b>2.3.7</b>	<b>Micropaleontologia</b>	<b>34</b>
<b>3</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>36</b>
3.1	ROCHAS CARBONÁTICAS	36
<b>3.1.1</b>	<b>Constituintes das Rochas Carbonáticas</b>	<b>36</b>
<b>3.1.2</b>	<b>Processos Diagenéticos em Rochas Carbonáticas</b>	<b>40</b>
<b>3.1.3</b>	<b>Classificação das Rochas Carbonáticas</b>	<b>42</b>
<b>3.1.4</b>	<b>Coquinas</b>	<b>44</b>
<b>4</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	<b>45</b>
4.1	BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS	45
4.2	SUPERSEQUÊNCIA RIFTE	48
4.3	ANDAR JIQUIÁ	48
4.4	FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES	50
<b>5</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>53</b>
5.1	AFLORAMENTO PEDREIRA ATOL – SÃO MIGUEL DOS CAMPOS (AL)	53
<b>5.1.1</b>	<b>Análise Sedimentológica</b>	<b>53</b>

<b>5.1.2</b>	<b>Análise Petrográfica</b>	<b>60</b>
<b>5.1.3</b>	<b>Processos Diagenéticos</b>	<b>65</b>
<b>5.1.4</b>	<b>Catodoluminescência (CL)</b>	<b>72</b>
<b>5.1.5</b>	<b>Microscopia eletrônica de varredura (MEV)</b>	<b>74</b>
<b>5.1.6</b>	<b>Geoquímica Multielementar</b>	<b>79</b>
5.1.6.1	Geoquímica dos Elementos Maiores e Menores	79
5.1.6.1.1	<i>Sílica (SiO<sub>2</sub>)</i>	79
5.1.6.1.2	<i>Alumina (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)</i>	80
5.1.6.1.3	<i>Ferro Total (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)</i>	80
5.1.6.1.4	<i>Manganês (MnO)</i>	84
5.1.6.1.5	<i>Magnésio (MgO)</i>	85
5.1.6.1.6	<i>Cálcio (CaO)</i>	85
5.1.6.1.7	<i>Sódio (Na<sub>2</sub>O)</i>	85
5.1.6.1.8	<i>Potássio (K<sub>2</sub>O)</i>	87
5.1.6.1.9	<i>Fosfato (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)</i>	87
5.1.6.1.10	<i>Perda ao Fogo (PF)</i>	87
5.1.6.2	Geoquímica dos Elementos Traços	88
5.1.6.2.1	<i>Estrôncio (Sr)</i>	88
5.1.6.2.2	<i>Rubídio (Rb)</i>	88
5.1.6.3	Avaliação das Razões Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca, Sr/Ca e Rb/Sr	89
<b>5.1.7</b>	<b>Difratometria de Raios-X</b>	<b>94</b>
<b>5.1.8</b>	<b>Geoquímica Isotópica do Carbono e Oxigênio</b>	<b>97</b>
5.1.8.1	Salinidade	108
5.1.8.2	Paleotemperatura	108
5.2	AFLORAMENTO NA RODOVIA BR-101 – PROPRIÁ (SE)	110
<b>5.2.1</b>	<b>Análise Sedimentológica</b>	<b>110</b>
<b>5.2.2</b>	<b>Análise Petrográfica</b>	<b>115</b>
<b>5.2.3</b>	<b>Processos Diagenéticos</b>	<b>119</b>
<b>5.2.4</b>	<b>Catodoluminescência (CL)</b>	<b>123</b>
<b>5.2.5</b>	<b>Microscopia eletrônica de varredura (MEV)</b>	<b>127</b>
<b>5.2.6</b>	<b>Geoquímica Multielementar</b>	<b>130</b>
5.2.6.1	Geoquímica dos Elementos Maiores e Menores	130
5.2.6.1.1	<i>Sílica (SiO<sub>2</sub>)</i>	130
5.2.6.1.2	<i>Alumina (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)</i>	134

5.2.6.1.3	<i>Ferro Total (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)</i>	134
5.2.6.1.4	<i>Manganês (MnO)</i>	134
5.2.6.1.5	<i>Magnésio (MgO)</i>	136
5.2.6.1.6	<i>Cálcio (CaO)</i>	136
5.2.6.1.7	<i>Sódio (Na<sub>2</sub>O)</i>	136
5.2.6.1.8	<i>Potássio (K<sub>2</sub>O)</i>	136
5.2.6.1.9	<i>Fosfato (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)</i>	138
5.2.6.1.10	<i>Perda ao Fogo (PF)</i>	138
5.2.6.2	Geoquímica dos Elementos Traços	138
5.2.6.2.1	<i>Estrôncio (Sr)</i>	138
5.2.6.2.2	<i>Rubídio (Rb)</i>	139
5.2.6.3	Avaliação das Razões Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca, Sr/Ca e Rb/Sr	139
<b>5.2.7</b>	<b>Difratometria de Raios-X</b>	<b>143</b>
5.3	MICROPALEONTOLOGIA	146
<b>6</b>	<b>DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>151</b>
6.1	ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA	151
6.2	ANÁLISE PETROGRÁFICA E DIAGENÉTICA	152
<b>6.2.1</b>	<b>Sequência Diagenética</b>	<b>154</b>
6.3	GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR	156
6.4	DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X	161
6.5	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	162
6.6	MICROPALEONTOLOGIA	167
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>169</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>170</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Com a descoberta de importantes campos de petróleo nas coquinas da Seção Rifte (rochas reservatórios do pré-sal) das bacias marginais brasileiras e africanas, cresce o interesse no entendimento dos sistemas deposicionais dessas rochas. As coquinas brasileiras foram depositadas durante o andar local Jiquiá (125,8 a 120Ma), que corresponde ao fim do Barremiano e início do Aptiano, estágios internacionais. Portanto as coquinas, também denominadas de calcários bioclásticos, da Formação Morro do Chaves, localizadas na Bacia Sergipe- Alagoas, podem ser consideradas um reservatório análogo *onshore* e, assim, representam um importante estudo de caso onde, neste trabalho, foram estudadas em termos sedimentológicos, diagenéticos e geoquímicos.

A área de estudo está inserida, geologicamente, na Bacia de Sergipe-Alagoas, região nordeste do Brasil, que se trata de uma bacia costeira originada durante a abertura do Atlântico Sul.

A unidade de interesse neste trabalho é a Formação Morro do Chaves, do Cretáceo Inferior (Andar local Jiquiá) que é composta por rochas carbonáticas (coquinas), arenitos, argilitos e folhelhos. Esta unidade ocorre interdigitada às rochas das formações Rio Pitanga, Poção e Coqueiro Seco as quais juntas com outras unidades (Feliz Deserto, Penedo, Barra de Itiúba e Maceió) caracterizam a Supersequência Rifte da bacia.

Este trabalho traz uma grande contribuição científica por tratar de rochas aflorantes análogas aos reservatórios carbonáticos não-marinhos do pré-sal. Na literatura, existem diversos trabalhos referentes à Formação Morro do Chaves (Gallo *et al.*, 2010; Thompson *et al.*, 2015; Tavares *et al.*, 2015; Chinelatto *et al.*, 2018; Garcia *et al.*, 2018, Figueiredo, 2018; Porto-Barros *et al.*, 2020, Favoreto *et al.* 2020), porém nenhum aborda as características geoquímicas destas rochas carbonáticas (coquinas), seja a geoquímica multielementar ou a isotópica. Além disso, este trabalho também aborda um breve estudo micropaleontológico, baseado na presença da fauna de ostracodes. Portanto, este trabalho foi proposto com a finalidade de contribuir com novos dados abordando estes assuntos obtendo, assim, um conhecimento mais amplo dos depósitos carbonáticos da Formação Morro do Chaves.

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral desta tese é reconstruir a evolução paleoambiental que prevaleceu durante o processo de deposição rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves a partir de aspectos geoquímicos. Para isto foram analisados os isótopos de carbono e oxigênio com a finalidade de determinar que os valores isotópicos são típicos de carbonatos lacustres e, ainda, verificar o comportamento hidrológico do lago que deu origem a estas rochas, ou seja, mostrar se ele se comportou como um lago hidrologicamente aberto ou fechado durante a evolução deste ambiente. Além das interpretações geoquímicas, esse estudo também teve como objetivo inferir o ambiente deposicional através do conteúdo fossilífero presente em rochas desta unidade, representado aqui pela fauna de ostracodes. Além disso, tem como objetivo, relacionar dados químicos elementares de rocha total, que foram obtidos por Fluorescência de Raios-X, com os aspectos deposicionais e feições diagenéticas observados no estudo petrográfico.

## 1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida, geologicamente, na Bacia Sergipe - Alagoas, localizada no nordeste brasileiro, nos estados de Sergipe e Alagoas. De forma mais precisa, o afloramento da Pedreira Atol localiza-se na fábrica de cimento em São Miguel dos Campos- AL, onde ocorre a maior exposição de rochas sedimentares da Formação Morro do Chaves e também em um afloramento localizado em Propriá- Sergipe, na rodovia BR-101 (Tabela 1; Figura 1).

O acesso a estas regiões foi obtido saindo de Recife- PE utilizando a BR-101 até chegar em São Miguel dos Campos, em Alagoas, onde pegou-se um acesso pela Estrada Atol até chegar na fábrica de cimento Intercement Brasil (5 Km a oeste da BR-101), localizada a 66Km de Maceió e 291Km de Recife, onde encontra-se a pedreira objeto de estudo (Figura 1B).

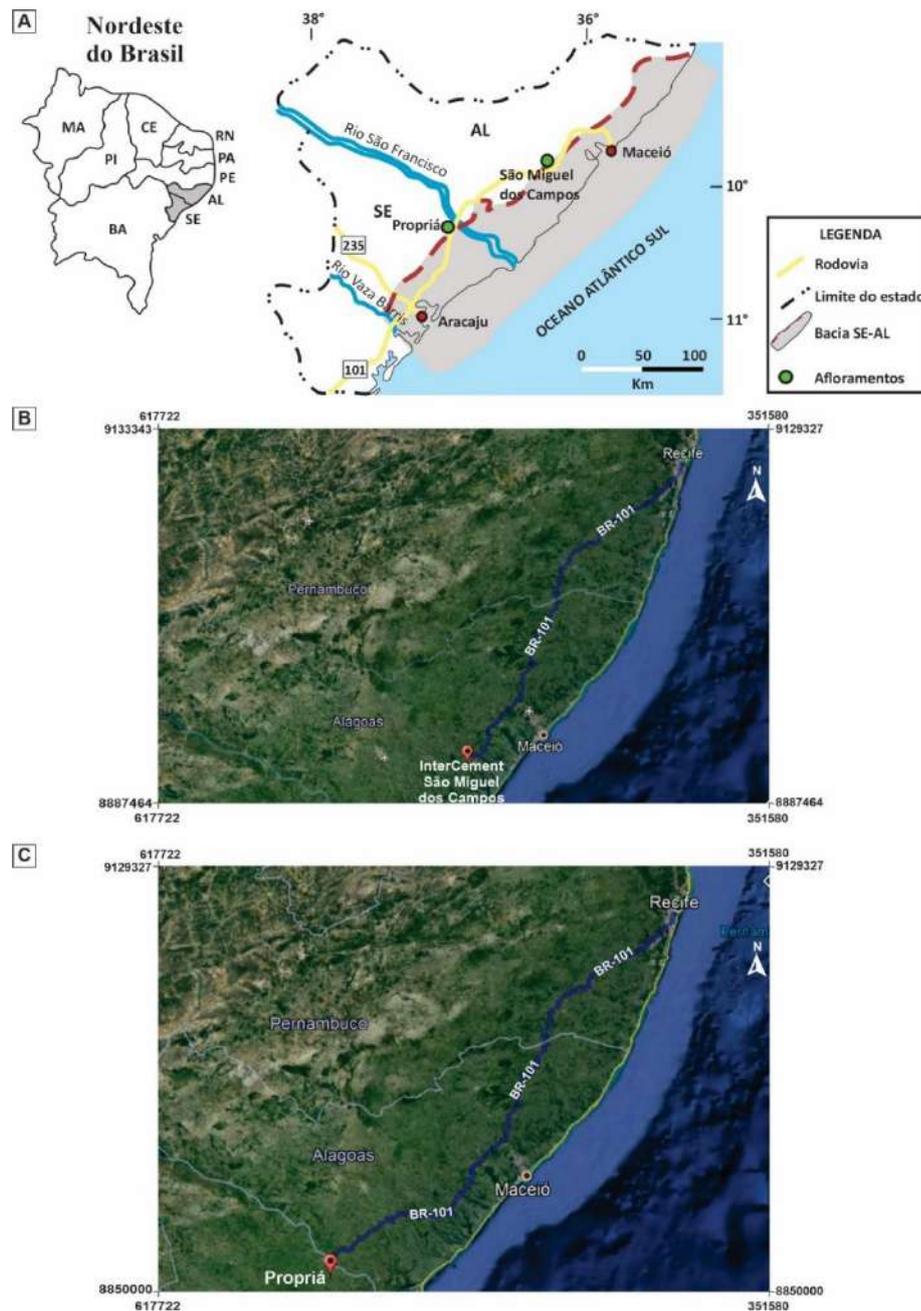
O outro acesso, se deu também pela BR-101 em Recife- PE, até chegar na cidade de Propriá- SE, que está localizada logo após a divisa entre Alagoas e Sergipe, à 402Km de distância de Recife. O afloramento fica na rodovia BR-101, logo após a divisa supracitada (Figura 1C).

Tabela 1 – Tabela dos afloramentos da Formação Morro do Chaves estudados neste trabalho.

LOCALIZAÇÃO	COORDENADAS (UTM) (Longitude)	COORDENADAS (UTM) (Latitude)
Pedreira Atol (Intercement Brasil) – Alagoas Rodovia BR-101 – Propriá – Sergipe	812192 738509	8920100 8870004

Fonte: A autora (2022).

Figura 1 – Mapa de Localização da área de estudo: A) Região Nordeste do Brasil com destaque par aos estados Alagoas e Sergipe, ilustrando a localização dos afloramentos estudados. B) Percurso entre Recife- PE e o afloramento na Pedreira Atol (Intercement Brasil) localizada em São Miguel dos Campos- AL; C) Percurso entre Recife- PE e o afloramento localizado na rodovia BR-101, na cidade de Propriá- SE.



Fonte: Google Earth.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente estudo foi realizado, de forma geral, a partir de levantamento bibliográfico, etapas de campo, trabalhos de gabinete e análises de laboratório.

### 2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Esta etapa é de extrema importância em qualquer trabalho científico, ocorrendo desde etapa inicial e se estendendo durante todo o período deste estudo. Aqui são feitos levantamentos e compilação de todas as informações contidas em pesquisas anteriores referente a área e objeto de estudo. Além disso, pesquisa sobre rochas carbonáticas, principalmente calcários de ambiente lacustre e calcários coquinoídeos, litologia abordada neste trabalho e, vários outros trabalhos que abordam a Formação Morro do Chaves e unidades semelhantes a esta.

### 2.2 ETAPAS DE CAMPO

Foi realizada uma etapa de campo para o estado de Alagoas, com o objetivo de estudar detalhadamente o afloramento onde ocorrem as rochas carbonáticas, com melhores exposições de feições sedimentológicas. Foram confeccionados perfis sedimentológicos em afloramento localizado na Pedreira Atol, da empresa Intercement Brasil, na escala 1:20, onde ocorre a maior exposição das rochas sedimentares da Formação Morro do Chaves e, também, em um afloramento localizado em Propriá- Sergipe, na rodovia BR-101, na escala 1:100. Além disso, também foi realizada a coleta de amostras, ao longo de um perfil vertical. As amostras coletadas na Pedreira Atol são nomeadas de acordo com cada bancada da pedreira, aqui denominadas informalmente de Bancada 00, 01, 02, 03 e 04. Sendo o grupo FA-00 referente à bancada 00; FA-01, bancada 01; FA-02, bancada 02; FA-03, bancada 03; FA-04, bancada 04. E, no segundo afloramento, em Propriá, as amostras são denominadas com a sigla “P” e suas respectivas numerações. Essas amostras foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas e para realização das análises geoquímicas.

## 2.3 TRABALHOS DE GABINETE E LABORATÓRIO

Em laboratório, após confecção das lâminas delgadas, foram feitas descrições petrográficas, por microscopia óptica, onde foi possível descrever feições texturais e composicionais, além de identificar tipos de porosidade e feições diagenéticas das rochas. Além disso, foi feita análise utilizando a técnica de Catodoluminescência, como método para auxiliar à petrografia e, ainda, a utilização da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), visto que esta análise é capaz de produzir imagens de alta ampliação e boa resolução e assim é possível detectar feições que seriam imperceptíveis com o microscópio óptico convencional.

No laboratório de preparação de amostras, as amostras foram preparadas para análises geoquímicas, ou seja, foram britadas (britador de mandíbula), quarteadas e pulverizadas no moinho de disco, e em seguida foram enviadas aos laboratórios para serem analisadas. Para ambos afloramentos foram realizadas análises química multielementares por Fluorescência de Raio-X e análise mineralógica por Difractometria de Raios-X e, apenas nas amostras referentes ao afloramento na Pedreira Atol, foram realizadas análises isotópicas de carbono e oxigênio.

### 2.3.1 Petrografia

A petrografia é uma ferramenta especialmente importante, pois permite a identificação de grãos constituintes, a classificação detalhada das rochas, a interpretação de ambientes de deposição e a determinação da história muitas vezes complexa de alteração pós-deposicional (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

Foram feitas descrições petrográficas de um total de 33 lâminas delgadas, por microscopia óptica no Laboratório de Geoquímica Aplicada ao Petróleo – LAGAP (LITPEG) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), sendo 26 de amostras na Pedreira Atol e 7 de amostras no afloramento em Propriá, onde foi possível identificar os minerais presentes, classificar essas rochas, descrever feições texturais e composicionais, além de identificar tipos de porosidade e feições diagenéticas. A partir desses dados, as rochas foram classificadas conforme as classificações de Grabau (1904), Dunhan (1962) e Embry e Klován (1971). E por fim, foram feitas fotografias para mostrar as principais feições encontradas.

### 2.3.2 Catodoluminescência (CL)

A catodoluminescência (CL) foi utilizada como método complementar à petrografia convencional visto que realça feições que não são perceptíveis na microscopia óptica de luz transmitida como, por exemplo, a presença de fraturas e dos materiais que estão preenchendo-as, a evolução da porosidade das rochas e, principalmente, pelo fato de auxiliar no estudo dos processos diagenéticos possibilitando o reconhecimento das diferentes gerações de cimento que é, de longe, a maior aplicação da imagem de CL em rochas carbonáticas.

As respostas de catodoluminescência são normalmente descritas como brilhantemente luminescentes, luminescentes ou não-luminescentes. Em geral, a incorporação de  $Mn^{2+}$  no retículo cristalino da calcita estimula a luminescência e incorporação de  $Fe^{2+}$  reduz ou apaga a luminescência (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003).

As análises foram realizadas em um equipamento Cambridge Image Technology Ltd. (CITL) modelo CL8200, acoplado à um microscópio óptico, do Laboratório de Catodoluminescência/Petrografia no LITPEG, na UFPE.

### 2.3.3 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura é utilizada em várias áreas do conhecimento, incluindo a mineralogia. O uso desta técnica vem se tornando mais frequente por fornecer informações de detalhe, com maior capacidade de ampliação, obtendo aumentos de até 300.000 vezes.

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é útil não só para o exame de texturas de sedimentos como também pode ser usado para identificação de minerais e análises químicas semi-quantitativas. Neste trabalho foi dada ênfase, principalmente, à identificação de elementos químicos pela microanálise química elementar pontual já que esta técnica se encontra extremamente correlacionada com a microscopia eletrônica de varredura, para determinar a composição química dos carbonatos e de alguns grãos não-carbonáticos e assim determinar a presença de alguns minerais que deixaram uma incerteza em análise petrográfica convencional. Dois espectrômetros podem ser empregados para a detecção dos raios x característicos, ambos permitindo a realização de microanálises qualitativas e quantitativas. São eles o espectrômetro de dispersão de comprimento de onda (WDS), no qual cristais analisadores e difração são empregados para a discriminação dos raios X segundo o comprimento de onda da radiação

(monocromador), e o espectrômetro de dispersão de energia (EDS), com discriminação de todo o espectro de energia através de um detector de estado sólido de Si (Li) ou Ge. Os detectores baseados na medida de energia são os mais usados, cuja grande vantagem é a rapidez na avaliação dos elementos. Portanto, neste trabalho, foi utilizada esta técnica por EDS.

As mesmas lâminas petrográficas utilizadas na microscopia óptica, foram usadas para análises em MEV. As análises foram realizadas no Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LITPEG) utilizando o Microscópio Eletrônico de Varredura de bancada, o Phenom XL da Thermo Scientific. Além das lâminas, foram analisados pequenos pedaços de algumas amostras, que precisaram ser fixados em um suporte metálico (stub) utilizando-se uma fita dupla-face de carbono.

#### **2.3.4 Fluorescência de Raios-x**

Em geoquímica, os elementos são classificados de acordo com a sua abundância na crosta terrestre em (Bonin, 1995; Jackson, 1997; Hancock & Skinner, 2000): elementos maiores, quando a sua concentração é superior a 1,0 % (> 10000 ppm); elementos menores, quando a sua concentração está compreendida entre 1,0 e 0,1 %; elementos traços, quando a sua concentração é inferior a 0,1 % (< 1000 ppm).

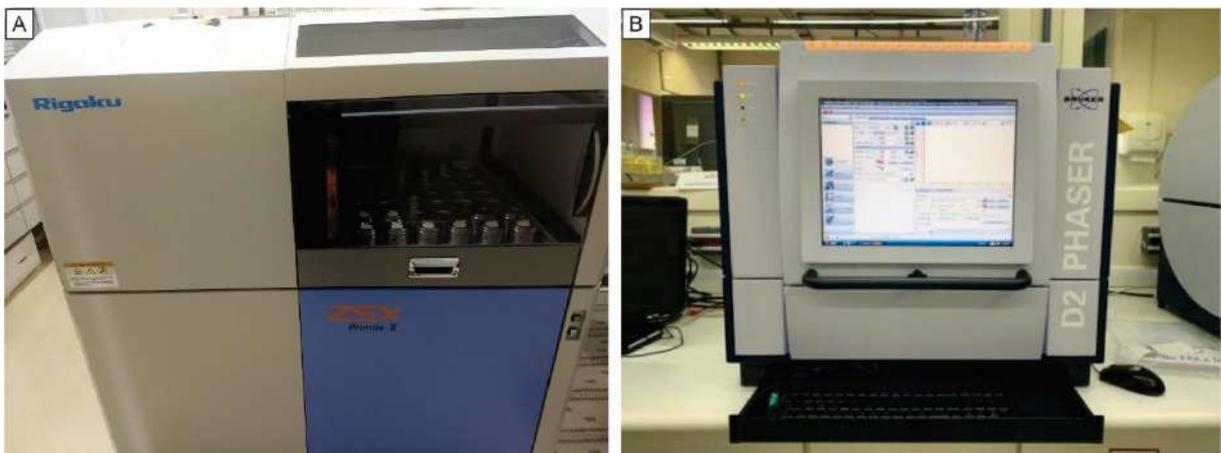
A finalidade desta etapa é o estudo de química de rocha total dessas rochas carbonáticas já que esta técnica permite uma rápida avaliação multielementar quantitativa dos elementos maiores e menores em forma de óxidos ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total),  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) e elementos traços (Sr e Rb) e ainda, a perda ao fogo (PF).

Para esta etapa, foram utilizadas 69 amostras britadas utilizando um britador de mandíbula e posteriormente pulverizadas no moinho de disco com uma granulometria abaixo de 200 mesh. Destas amostras, 58 são do afloramento na Pedreira Atol e 11 do afloramento em Propriá. Estes procedimentos foram realizados no Laboratório de Preparação de Amostras (LPA) do NEG-LABISE, na UFPE.

As análises, em rocha total, foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do NEG-LABISE, na Universidade Federal de Pernambuco. Inicialmente, as amostras foram colocadas dentro de um béquer e levadas à estufa para secar a 100°C por, no mínimo, 2 horas. Posteriormente, 1g de cada amostra foi levada a uma mufla, a 1000°C, por 2 horas, para determinação de perda ao fogo. Outra porção de cada amostra foi pesada, adicionando

tetraborato de lítio (TBL) e fluoreto de lítio (LiF) e em seguida foram feitas pérolas fundidas utilizando iodeto de lítio como fundente. As pérolas foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raios X Rigaku modelo ZSX Primus II (Figura 2A), equipado com tubo de Rh e 7 cristais analisadores, pelo método de curvas de calibração, que foram construídas com materiais de referências internacionais. Os resultados desta análise foram obtidos em peso % (elementos maiores) e ppm (elementos traços).

Figura 2 – Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X Rigaku modelo ZSX Primus II; B) Difratorômetro de Raios-X da marca D2 PHASER da Bruker AXS.



Fonte: A) A autora (2022); B) Imagem cedida pelo Laboratório de Exploração e Produção de Petróleo (LENEP).

### 2.3.5 Difratorometria de Raios-X

A técnica analítica de Difratorometria de Raios X (DRX) foi utilizada para identificação da composição mineralógica total das amostras, principalmente no que diz respeito aos argilominerais, já que estes estão abaixo do poder de resolução dos microscópios ópticos.

A difração de raios-X é a técnica mais indicada nas determinações das fases cristalinas, pois na maior parte dos cristais os átomos se ordenam em planos cristalinos, separados entre si, por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos raios X. Além disso, apresenta vantagens quando comparadas à outras técnicas, devido a simplicidade e rapidez no método de preparação de amostra, confiabilidade nos resultados já que o perfil de difração é característico para cada fase cristalina e, por fim, a análise quantitativa das fases minerais presentes nas amostras analisadas.

Esta técnica consiste no bombardeamento por radiação em uma amostra e detecção de fótons difratados. Quando o feixe de radiação definido difrata em um cristal desconhecido, a medida do ângulo de difração do raio resultante reflete a estrutura cristalina, possibilitando assim a identificação da composição mineralógica da amostra.

Para esta etapa, foram selecionadas 10 amostras de calcários, sendo 6 delas coletadas no afloramento na Pedreira Atol (São Miguel dos Campos-AL) e 4 no afloramento da Rodovia BR-101 (Propriá-SE). Estas amostras também foram britadas utilizando um britador de mandíbula e posteriormente pulverizadas no moinho de disco com uma granulometria abaixo de 200 mesh. Estes procedimentos foram realizados no Laboratório de Preparação de Amostras do NEG-LABISE, na UFPE.

Para estas análises foi utilizado aproximadamente 1 grama do pó fino da amostra que, inicialmente, foi uniformizado e quarteado, para que não houvesse predomínio de algum mineral em detrimento de outro, devido a diferença de densidade.

O equipamento utilizado foi o difratômetro de raios-X modelo D2 PHASER da marca Bruker AXS (Figura 2B) do Laboratório de Exploração e Produção de Petróleo (LENEP) localizado na Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro (UENF), em Macaé-RJ.

Para obtenção dos difratogramas gerados a partir das análises, foi utilizado o software da Bruker, cujas configurações estão listadas na tabela 2.

Tabela 2 – Configurações do software da Bruker para análise das fases minerais por DRX.

Tipo de Radiação	CuK $\alpha$ (1,54184 Å)
Rotações	15/min
Intervalo de Coleta de Dados do 2 $\theta$	5 à 70°
Incremento	0,02°
Tempo por Incremento	2,0 s
Passos	3204
Tempo de Coleta de Dados	6900 s

Fonte: Laboratório de Exploração e Produção de Petróleo (LENEP).

### 2.3.6 Isótopos Estáveis

A geoquímica de isótopos estáveis preocupa-se com variações das composições isotópicas de elementos leves resultantes de fracionamento químico em vez de processos

nucleares. Os sistemas isotópicos tradicionais aplicam-se aos elementos H, C, N, O, S (Sharp, 2017), porém existem outros não tradicionais que também são estudados, como é o caso do Li, B, Si, Cl, Mg, Ca, Cr, Fe, Cu, Zn, Se e Mo (Johnson *et al.*, 2004; Teng *et al.*, 2017; Sharp, 2017). Os isótopos a serem analisados neste estudo foram os isótopos estáveis Carbono (C) e Oxigênio (O) por serem uma ferramenta de grande relevância para reconstruir a história deposicional e paleogeográfica de paleoambientes (Cerling & Hay, 1986; Rodrigues e Fauth, 2013).

Cada elemento químico é definido pelo número de prótons (Z) presente no núcleo de seu átomo. O número de nêutrons (N) presente dentro do núcleo pode variar, dessa forma alterando a massa atômica (A) de determinado elemento ( $A = N + Z$ ). Os isótopos são definidos como átomos de um mesmo elemento químico, mas com número de nêutrons diferentes, e consequentemente, com diferentes números de massa (Allegre, 2009).

As análises dos isótopos estáveis (carbono e oxigênio) foram realizadas apenas nas amostras do afloramento na Pedreira Atol, em São Miguel dos Campos (AL). Foram utilizadas 58 amostras que, assim como para a Fluorescência de Raio-X, também foram transformadas em pó (rocha total) para serem analisadas posteriormente.

Análises isotópicas de C e O foram realizadas em carbonatos utilizando o Espectrômetro de Massa do Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco.

Para extração do gás CO<sub>2</sub> foram utilizados 20mg de pó de cada amostra. O pó de amostra foi atacado com ácido ortofosfórico a 25°C para liberar CO<sub>2</sub>. O gás CO<sub>2</sub> obtido foi analisado para isótopos de C e O em espectrômetro de massa Thermofinnigan Delta V Advantage. Os resultados obtidos estão expressos na notação  $\delta$  em permil (‰) relativo ao padrão em VPDB e V-SMOW, com precisão melhor que  $\pm 0,1\%$ . Os dados isotópicos de carbono e oxigênio foram calibrados com padrões internacionais (Vienna Pee Dee Belemnite).

Isótopos de carbono são normalmente referenciados contra o padrão Pee Dee Belemnite (PDB), que é o valor medido de uma concha de Belemnita da Formação Pee Dee, em Carolina do Sul, Estados Unidos. Isótopos de oxigênio podem ser tanto referenciados ao PDB quanto ao Standard Mean Ocean Water (SMOW). A aplicação do prefixo V a essas siglas (V-PDB, V-SMOW) significa que o valor utilizado para a razão isotópica é aquele determinado pela International Atomic Energy Agency (IAEA), em Viena, Áustria (Werner & Brand (2001). A

diferença entre a composição isotópica da amostra analisada, em relação ao padrão é representado pela sigla V-PDB e o valor dado em partes por mil (‰).

As análises de isótopos estáveis em rochas carbonáticas consistem no valor das diferenças nas razões isotópicas  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  da amostra referentes a amostra padrão. As variações nas relações isotópicas estáveis estão tipicamente na faixa de partes por mil (‰) e, portanto, são geralmente relatadas na notação  $\delta$ , relativa ao padrão VPDB (Allegre, 2009).

Os isótopos de carbono são átomos de carbono (C) com o mesmo número atômico, mas com números de massas diferentes, ou seja, têm o mesmo número de prótons e elétrons, mas apresentam número de nêutrons diferente. Sendo o  $^{12}\text{C}$  mais abundante (98,89%), a composição isotópica de carbono é representada pela notação delta ( $\delta$ ) seguida pelo isótopo menos abundante (mais pesado)  $\delta^{13}\text{C}$  e representa a razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  da amostra analisada em relação a um padrão (Allegre, 2009).

O oxigênio (O) se apresenta na natureza na forma de três isótopos estáveis,  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ , sendo o  $^{16}\text{O}$  o mais abundante (99,76%). Assim como o carbono, o oxigênio tem sua composição isotópica representada pela notação delta seguida do isótopo mais pesado  $\delta^{18}\text{O}$  e corresponde a razão entre o isótopo mais pesado e o isótopo mais leve  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , em relação a um padrão, como foi demonstrado para o carbono (Allegre, 2009).

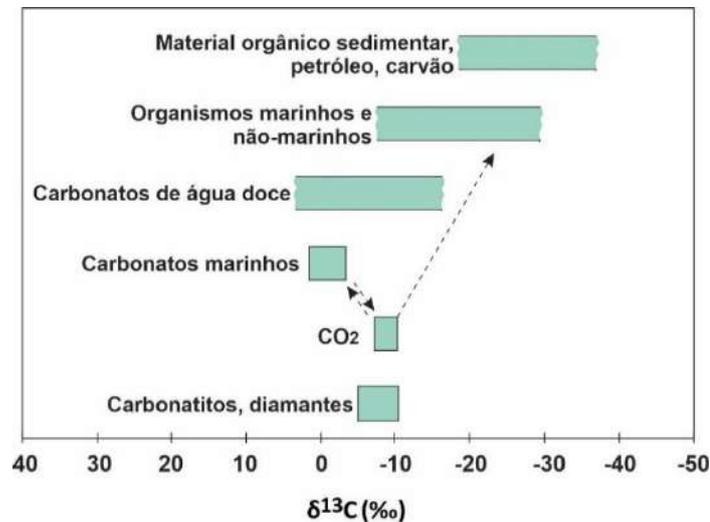
Os valores de  $\delta$  medidos podem ser: a) positivos, quando a amostra é mais rica em isótopos mais pesados ( $^{13}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}$ ) que na amostra padrão; b) zero, quando a amostra apresenta uma composição igual ao padrão; c) negativos, quando a amostra está enriquecida em isótopos mais leves ( $^{12}\text{C}$  e  $^{16}\text{O}$ ) que na amostra padrão (Allegre, 2009).

Em relação aos diferentes tipos de rochas sedimentares carbonáticas formadas em diferentes tipos de ambientes e em diversas condições, podem existir variações no conteúdo de  $^{13}\text{C}$ , e conseqüentemente diferenças no teor de  $\delta^{13}\text{C}$  onde Hoefs (2018) propôs intervalos que mostram valores específicos para os diversos tipos de reservatórios carbonáticos, demonstrados na Figura 3.

Os carbonatos terrestres têm baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  porque se formam em equilíbrio com a água meteórica. Calcários de água doce incorporam uma combinação de carbono inorgânico dissolvido e  $\text{CO}_2$  atmosférico. Se o carbono inorgânico dissolvido vier da dissolução de carbonatos marinhos, o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  será próximo de zero. Por outro lado, o carbono inorgânico dissolvido obtido pela oxidação da matéria orgânica levará a valores  $\delta^{13}\text{C}$  fortemente

negativos de carbonatos precipitados. Em geral, os calcários de água doce têm valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ , dependendo da contribuição do carbono orgânico (Sharp, 2017).

Figura 3 – Valores  $\delta^{13}\text{C}$  de importantes reservatórios geológicos.



Fonte: Modificado de Hoefs (2018).

A composição isotópica de carbono e oxigênio é utilizada para distinguir entre lagos abertos e fechados (Talbot, 1990). As razões isotópicas de oxigênio nas fases diagenéticas iniciais refletem a composição isotópica das águas nas quais os sedimentos do hospedeiro foram depositados. A composição isotópica de carbono dos carbonatos diagenéticos é determinada pela natureza dos processos microbiológicos dominantes envolvidos na diagênese da matéria orgânica durante os estágios iniciais do soterramento (Talbot e Kelts, 1990).

### 2.3.7 Micropaleontologia

O estudo dos ostracodes foi realizado com o objetivo de calibrar a idade dos depósitos da Formação Morro do Chaves de acordo com o arcabouço bioestratigráfico baseado em ostracodes. Além disso, o estudo micropaleontológico permite a realização de inferências paleoambientais para a seção analisada, com base nas preferências paleoecológicas das associações identificadas.

Para o desenvolvimento do estudo micropaleontológico foram utilizadas 8 amostras de rochas potencialmente fossilíferas (folhelhos, argilitos e calcários) coletadas nos dois afloramentos estudados nesta tese, representando a Formação Morro do Chaves. Sendo 4

amostras coletadas no afloramento da Pedreira Atol e 4 amostras coletadas no afloramento da Rodovia BR-101, em Propriá-SE.

As amostras foram encaminhadas ao Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LMA) da UFPE para preparação e recuperação dos microfósseis calcários. A preparação seguiu os procedimentos padrões, com algumas adaptações que são descritas abaixo:

1) A primeira etapa é a identificação e pesagem de 50 a 100g de sedimento para cada amostra que são colocadas dentro de um béquer. 2) Quando necessário, a amostra passa por trituração mecânica com auxílio de pistilo e almofariz para fragmentação da rocha em frações menores, para facilitar o ataque químico/lavagem em água e separação dos microfósseis da matriz. 3) As amostras são submetidas ao ataque químico, onde são cobertas com peróxido de hidrogênio como reagente químico por aproximadamente 24 horas. Entretanto, nas amostras analisadas, não foi necessário o ataque químico e o material ficou imerso em água pelo mesmo período de tempo para, assim, ocorrer a separação dos microfósseis da matriz rochosa. 4) Lavagem das amostras utilizando água corrente e peneiras de malha com aberturas de  $> 500 \mu\text{m}$ ,  $> 250 \mu\text{m}$ ,  $> 180 \mu\text{m}$  e  $> 62 \mu\text{m}$ . 5). Os resíduos retidos nas peneiras foram colocados em recipientes e, em seguida, foram levados à estufa a  $60^\circ\text{C}$  por 24 horas, para secagem.

6) As frações de  $500 \mu\text{m}$ ,  $250 \mu\text{m}$  e  $180 \mu\text{m}$  são analisadas em estereomicroscópio Zeiss Stemi-305 e os espécimes de ostracodes são retirados e transferidos para lâminas micropaleontológicas. Após o reconhecimento prévio dos morfotipos, os espécimes com melhor preservação foram selecionados para aquisição de imagens no MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) Phenom XL, no Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LMA-UFPE). A identificação taxonômica foi realizada com base em dados disponíveis na literatura especializada.

Abreviações: VD = vista direita; VE = vista esquerda.

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A Formação Morro do Chaves é composta predominantemente por rochas carbonáticas. Portanto, por serem o principal objeto de estudo nesta tese, neste capítulo será feita uma síntese destacando os principais componentes e tipos de classificação destas rochas.

#### 3.1 ROCHAS CARBONÁTICAS

Rochas carbonáticas são todas aquelas formadas por mais de 50% de minerais carbonáticos, ou seja, aqueles que apresentam o íon carbonáticos  $\text{CO}_3^{2-}$  (Tucker e Wright, 1990). Podem ter origem química ou inorgânica quando são formadas pela precipitação química inorgânica de íons, bioquímica quando secretados por organismos como os corais e as algas e, bioclástica quando são formadas por conchas de organismos mortos.

##### 3.1.1 Constituintes das rochas carbonáticas

As rochas carbonáticas são compostas por constituintes que diferem estruturalmente, texturalmente e quimicamente. De maneira geral, são constituídas por três componentes principais: grãos carbonáticos ou aloquímicos (esqueletais e não-esqueletais), matriz e cimento (Tucker, 2001).

As rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves são compostas por grãos carbonáticos esqueletais, também denominados de bioclastos e, às vezes, por grãos não-carbonáticos que ocorrem como minerais acessórios. Portanto, neste tópico será apresentado uma breve revisão sobre os grãos esqueletais, grãos não-carbonáticos, matriz e cimento.

##### **Grãos Carbonáticos**

Grãos esqueletais ou bioclastos (Tucker, 2001; Scholle e Ulmer-Scholle, 2003)

São os principais constituintes das rochas carbonáticas e englobam todos os fósseis de estruturas carbonáticas de organismos ou os fragmentos destas estruturas.

Para o reconhecimento dos bioclastos em lâminas petrográficas utilizam-se os seguintes critérios: forma do organismo, microestrutura do grão, mineralogia do grão e associação dos organismos (contexto deposicional e temporal).

Entre os principais organismos que formam os bioclastos, de acordo com Tucker (2001) e Scholle e Ulmer-Scholle (2003), estão:

- Moluscos (gastropodes, bivalvíos, cefalópodes, escafópodes)
- Braquiópodes
- Foraminíferos (planctônicos e bentônicos)
- Artrópodes (ostracodes, crustáceos, trilobitas)
- Corais
- Equinodermas (crinóides e equinoides)
- Briozoários
- Esponjas
- Algas rodofíceas (vermelhas), clorofíceas (verdes) e crisofíceas (cocólitos) e cianobactérias

Entre todos esses organismos, os que foram encontrados neste trabalho são os moluscos bivalvíos e os ostracodes, que serão abordados a seguir.

### **Moluscos Bivalvíos (Pelecípodes)**

Os moluscos bivalvíos pertencem à Classe Pelecypoda, às vezes classificada como Classe Bivalvia, do Filo Mollusca. Estes organismos também podem ser chamados de bivalves (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

A grande maioria dos moluscos bivalvíos habita ambientes marinhos rasos, mas representantes são encontrados em quase todos os ambientes aquosos, desde água doce (do Devoniano Central em diante), passando por regiões costeiras salobras e hipersalinas até áreas de águas profundas (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

Os esqueletos de bivalvíos variam em composição em níveis familiares e inferiores. A maioria é puramente aragonita, alguns têm calcita e aragonita intercalados e alguns são completamente calcíticos (Figura 4). A calcita tem menos de 1% mol de Mg (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

Nesta pesquisa, as rochas carbonáticas estudadas apresentam moluscos bivalvíos em seu arcabouço e uma das coisas a serem observadas estão relacionadas à composição e estrutura de suas conchas. Portanto, foi tomada como base uma representação esquemática (Figura 3) de

algumas das diferentes composições e estruturas de conchas bivalvíos e alguns dos possíveis padrões de preservação ou perda de tecido durante a diagênese (Tucker, 1981; Scholle e Ulmer-Scholle, 2003). Onde diz-se que, em geral, as camadas calcíticas primárias permanecem bem preservadas ao longo da história do grão, enquanto que as camadas aragoníticas são bem preservadas apenas em depósitos modernos ou relativamente jovens ou em situações especiais em que a alteração diagenética é inibida. Em circunstâncias normais, a aragonita é dissolvida e os vazios resultantes podem ser preenchidos com calcita espática (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

Figura 4 – Variações na estrutura e preservação da concha de moluscos bivalvíos.



Fonte: Scholle e Ulmer-Scholle, 2003.

### Artrópodes: Ostracodes

Os ostracodes são pequenos crustáceos pertencentes à Classe Ostracoda do Filo Arthropoda (Horne *et al.*, 2002; Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

O ostracode tem seu corpo envolvido por uma carapaça bivalve de aspecto geral subovalado a reniforme (Milhomem, *et al.*, 2001). A maioria dos ostracodes adultos tem entre 0,5 a 2 mm de comprimento, no entanto, algumas formas intersticiais são tão pequenas quanto 0,2 mm e, algumas espécies de água doce crescem até 8,0mm (Horne *et al.*, 2002). Estes

organismos são caracterizados como microfósseis e são organismos aquáticos que podem viver em águas doces, salobras e marinhas (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

As carapaças de estracodes são compostas de quitina e calcita, alguns são inteiramente compostos de quitina. A calcita varia tipicamente de baixa a alta concentração de Mg (1-5mol% de Mg), no entanto já foram relatados conteúdos de Mg tão altos quanto 10mol% (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

Os ostracodes também estão presentes nas rochas aqui estudadas. Possuem carapaças pequenas, geralmente finas e curvadas que podem parecer moluscos bivalvíos, mas geralmente são menores que a maioria das conchas de bivalvíos. Esses microfósseis não apresentam linha de crescimento em suas valvas, ajudando assim, a distinguir ostracodes grandes dos bivalvíos.

### *Grãos Não-Carbonáticos*

Uma grande variedade de grãos não-carbonáticos pode ser encontrada como componentes de rochas carbonáticas. Em alguns casos, estes grãos são partículas isoladas e muito subordinadas, já em outros exemplos, podem ser importantes elementos formadores de rochas. A maioria desses minerais também pode ser encontrados como precipitados diagenéticos em rochas carbonáticas. O reconhecimento de grãos não-carbonáticos em rochas carbonáticas é importante para a interpretação dos ambientes deposicionais e para a classificação adequada de rochas de composição mista (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

Os minerais não-carbonáticos em calcários incluem: quartzo, feldspato, argilominerais, pirita, hematita, chert, fosfatos de origem diagenética, minerais evaporíticos, em particular gipsita e anidrita também podem estar associados.

### **Matriz**

A matriz microcristalina, também denominada lama carbonática ou micrita, é um dos constituintes mais comuns e abundantes em rochas carbonáticas. O termo micrita é uma tradução para o português do termo introduzido na literatura de carbonatos por Folk (1962), que definiu em inglês *micrite* como uma abreviatura de *microcrystalline calcite*. Uma das definições tradicionais considera o termo matriz ou lama carbonática todo material carbonático constituído de cristais menores que 4 $\mu$ m (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

## **Cimento**

Um dos constituintes mais frequentes nas rochas carbonáticas é o cimento. A cimentação ocorre quando os fluidos nos poros estão supersaturados com a fase cimentante. O cimento é sempre o preenchimento de algum espaço poroso existente na rocha. Nas rochas carbonáticas, o cimento espático, constituído originalmente de aragonita ou calcita, é o mais abundante, embora cimento de calcita microcristalina, anidrita, anquerita, sílica, entre outros, possa ocorrer. Cada um destes minerais precipita em ambiente diagenético específico e possui uma forma cristalina característica (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

### **3.1.2 Processos Diagenéticos em Rochas Carbonáticas**

A diagênese envolve uma variedade de processos físicos e químicos, entre eles os mais comuns e que ocorrem neste estudo são: cimentação, micritização, neomorfismo (recristalização), dissolução, compactação e substituição (Tucker e Wright, 1990).

Cimentação trata do preenchimento dos espaços porosos nos sedimentos, sejam eles primários ou secundários, através da precipitação química de minerais. Para que os minerais cimentantes precipitem nos poros de um sedimento ou rocha sedimentar é necessário que os fluidos intersticiais que ocupam estes poros estejam sobresaturados na espécie mineral correspondente, assim como que existam condições cinéticas adequadas para que seja viável o processo (Tucker e Wright, 1990; Tucker, 2001).

A micritização é um processo gerado a partir de ataques de microorganismos sobre a superfície das conchas, causando microperfurações e levando a desintegração do grão. Durante este processo formam-se microporos que são preenchidos por precipitados micríticos. Esse preenchimento pode ocorrer nas bordas dos grãos bioclásticos carbonáticos, formando uma borda escura em torno do grão, também denominado de envelopes de micrita, que circundam as conchas dos ostracodes e bivalvíos. Se a atividade dos microorganismos for mais intensa, os bioclastos serão parcial ou totalmente micritizados, podendo dar origem à peloides (Bathurst, 1966; Tucker e Wright, 1990).

Neomorfismo é um termo que foi introduzido por Folk (1965) para abranger processos de substituição e recristalização onde pode ter ocorrido uma mudança de mineralogia (Tucker & Wright 1990). Folk (1965) sugeriu o termo neomorfismo como um termo inclusivo que incorpora inversão e recristalização. A recristalização, estritamente, refere-se à mudanças na forma, tamanho do cristal, sem alteração na composição química ou mineralogia. A inversão é

um tipo mais complexo de recristalização em que um polimorfo de um mineral muda para outro polimorfo sem mudança na composição química, por exemplo, inversão de aragonita ( $\text{CaCO}_3$ ) em calcita ( $\text{CaCO}_3$ ). Ou seja, “neomorfismo” serve para todas as transformações diagenéticas entre um mineral e ele mesmo ou um polimorfo, sejam os novos cristais maiores ou menores, que simplesmente diferem na forma dos anteriores ou representam uma nova espécie mineral. Este é um termo essencial quando há incerteza sobre os minerais precursores.

A dissolução trata da lixiviação de minerais instáveis e sua principal feição é a geração de poros secundários. Esse processo depende principalmente do grau de saturação em  $\text{CaCO}_3$  dos minerais carbonáticos que formam os grãos e bioclastos. Em ambiente meteórico, as águas são acidificadas pelo  $\text{CO}_2$  atmosférico e do solo, tornando-se subsaturadas em  $\text{CaCO}_3$ . Esta subsaturação em  $\text{CaCO}_3$  leva à dissolução da calcita e aragonita (Moore, 1989; Tucker e Wright, 1990), o que dá origem a esses poros.

A compactação pode ser mecânica/física e química de acordo com Bathurst (1986). A compactação mecânica tem início logo após a deposição enquanto que a compactação química requer, na maior parte das vezes, várias centenas de metros de soterramento (Tucker e Wright, 1990). A compactação mecânica pode causar desagramento do sedimento e gerar uma orientação preferencial de bioclastos se comportando paralelamente à estratificação/fundo oceânico. Além disso, pode gerar fratura de grãos, quebra de cimento tipo franja e de envelope de micrita formados na diagênese inicial e, ainda, a deformação dúctil de grãos (Tucker e Wright, 1990). A compactação química, onde ocorre dissolução por pressão é um processo de soterramento muito importante, pois pode resultar na dissolução de grãos e sedimentos, e isso pode ser uma fonte significativa de  $\text{CaCO}_3$  para posterior cimentação. A compactação química pode causar contato suturado entre os grãos causado pela dissolução grão-grão, filmes/suturas de dissolução (*dissolution seams*) que são costuras lisas e onduladas (não-suturadas) de resíduo insolúvel (Wanless (1979) e estilólitos que são estruturas com aspecto suturado/serrilhado (Tucker e Wright, 1990).

A substituição é o processo no qual ocorre substituição de um mineral por outro de composição química diferente (Tucker, 1981). Geralmente o processo é denominado pelo nome do mineral que substitui, como por exemplo, dolomitização, silicificação, piritização, fosfatização entre outros.

A piritização, que é um tipo de substituição que ocorre nas rochas aqui estudadas, consiste na substituição de minerais pré-existentes devido à presença dos elementos enxofre e ferro no ambiente, que se combinam formando a pirita ( $\text{FeS}_2$ ) autigênica, que é o sulfeto de

ferro mais comum encontrado em carbonatos. A pirita pode ocorrer substituindo grãos esqueletais ou até mesmo pode ser precipitada no espaço poroso das rochas.

### **3.1.3 Classificação das Rochas Carbonáticas**

As rochas carbonáticas são classificadas, neste trabalho, de acordo com a classificação de Grabau (1904) e Dunhan (1962) e Embry e Klovan (1971).

A classificação de Grabau (1904) é baseada na granulação das rochas carbonáticas. Desta forma, a rocha pode ser dividida em três categorias: Calcilutito, quando apresentar grãos com tamanhos inferiores a 62  $\mu\text{m}$ ; Calcarenito, tamanho variando entre 62  $\mu\text{m}$  e 2 mm e; Calcirrudito acima de 2mm.

A classificação de Dunhan (1962) é baseada na textura deposicional dos sedimentos carbonáticos, com base no arranjo dos grãos e presença ou não de lama (matriz), considerando se os grãos se tocam (suportado pelos grãos) ou flutuam (suportado pela matriz). Neste caso, as rochas podem ser classificadas como mudstone, wackestone, packstone e grainstone. Além destes existem os termos adicionais que são fornecidos para estratos litificados organicamente (por exemplo, recifes e estromatólitos) e carbonatos recristalizados (Figura 5A).

A classificação de Embry e Klovan (1971) é uma ampliação da classificação de Dunham (1962), que também leva em consideração a textura deposicional e que abrange rochas com grãos de tamanho maior que 2 mm (floatstone e rudstone) e as rochas recifais (bafflestone, bindstone e framestone), visto na Figura 5B.

Figura 5 – A) Esquema mostrando a classificação de Dunhan (1962) de rochas carbonáticas de acordo com suas texturas deposicionais; B) Resumo diagramático das principais modificações fornecidas pelo esquema de Embry e Klovan (1971) para a classificação de Dunham (1962).

Textura deposicional reconhecível					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/ silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	<i>Crystalline</i>

Calcários Alóctones		Calcários Autóctones		
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>

Fonte: Terra *et al.* (2010).

### 3.1.4 Coquinas

Coquinas são rochas carbonáticas que consistem inteiramente, ou quase, em detritos esqueléticos selecionados mecanicamente. Mais comumente aplicado a restos de conchas mais ou menos cimentados (Pettijohn, 1957).

Bioacumulado também é um termo utilização para classificar rocha carbonática constituída por um tipo dominante de organismo, com tamanho areia ou maior e, praticamente, sem retrabalhamento *in situ*. Pode-se complementar a denominação incluindo um termo do principal organismo formador ostracodes, bivalvíos, gastrópodes, macroforaminíferos, etc, como por exemplo, bioacumulado de bivalvíos (Carozzi *et al.*, 1972; Terra *et al.*, 2010).

O termo coquina tem sido usado de forma abrangente nas bacias da margem continental brasileira para rochas ricas em bivalvíos e incluem três tipos de rochas carbonáticas: bioacumulado, quando as duas valvas estão preservadas, geralmente com matriz; packstone/rudstone com matriz, quando as valvas estão retrabalhadas e a rocha tem matriz; grainstone/rudstone sem matriz, quando as valvas estão retrabalhadas e não tem matriz (Terra *et al.*, 2010).

As coquinas constituem importantes depósitos sedimentares e podem ocorrer em ambientes de sedimentação lacustre, estuarino e marinho raso (Dal' Bó *et al.*, 2021). Essas rochas têm grande relevância por apresentarem potencial como rochas-reservatório de hidrocarbonetos. Além disso, existem grandes sucessões de coquinas no intervalo do pré-sal nas bacias de Campos (Formação Coqueiros) e Santos (Formação Itapema), ambas de idade barremiana-aptiana (Andar Jiquiá) que foram depositadas em um paleoambiente lacustre, na margem leste brasileira e, por isso, seu estudo tem aumentado consideravelmente no Brasil.

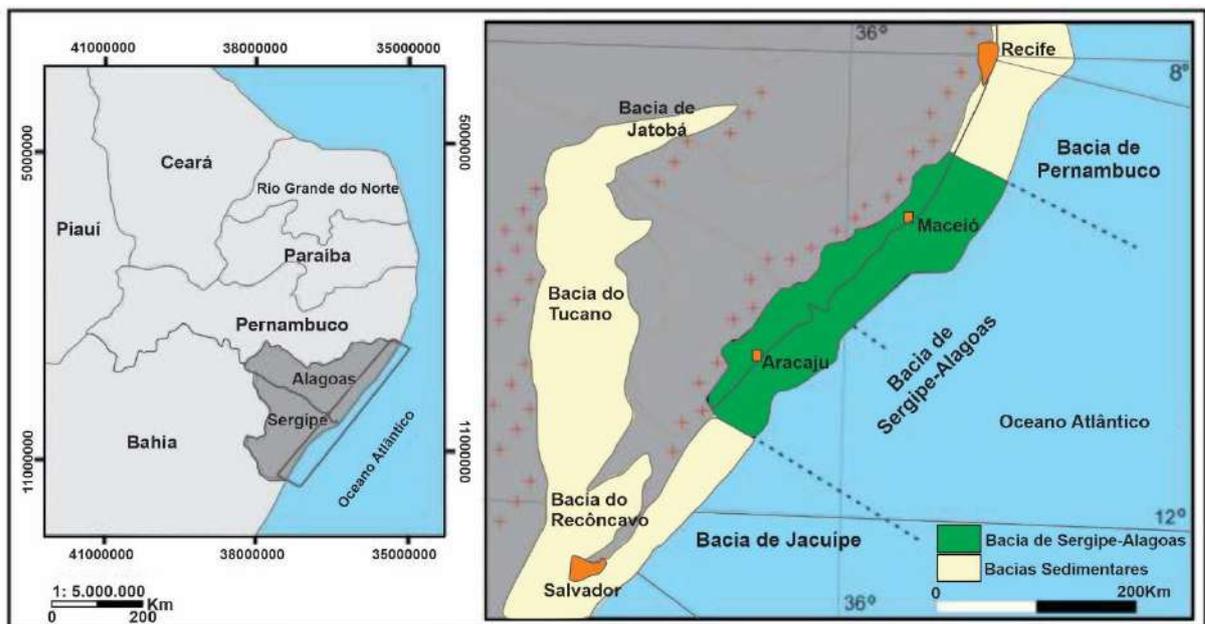
## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 4.1 BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

A Bacia de Sergipe-Alagoas está situada na margem continental da região nordeste do Brasil, abrangendo os estados de mesmo nome, apresentando área total de aproximadamente 45.000 km<sup>2</sup>, sendo 31.750 km<sup>2</sup> em sua porção submersa e 12.620 km<sup>2</sup> na porção terrestre (Saunders *et al.*, 2015), como pode ser observado na Figura 6.

Assim como as demais bacias sedimentares da costa leste brasileira, a Bacia de Sergipe-Alagoas tem sua evolução resultante do processo de ruptura do Gondwana a partir do final do Jurássico, dando origem ao Oceano Atlântico Sul. Os trabalhos de Lana (1985) e Feijó (1994) estabelece que a bacia é limitada a norte com a Bacia Pernambuco, no Alto de Maragogi, e a sudoeste com a Bacia de Jacuípe, com o sistema de falhas Vaza Barris. Para Campos Neto *et al.* (2007) o limite com a Bacia de Jacuípe é indiviso.

Figura 6 – Mapa ilustrando o Nordeste do Brasil, com destaque para a Bacia de Sergipe- Alagoas.



Fonte: Adaptado de Manso & Souza-Lima, 2012.

Geologicamente, a Bacia Sergipe-Alagoas está inserida na Província Borborema a qual corresponde a região Nordeste do Brasil com uma área de aproximadamente 450.000 km<sup>2</sup>. A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) está delimitada pelos crátons São Francisco, a sul, e São Luiz, a norte, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pelas bacias sedimentares costeiras. Corresponde a porção oeste de uma extensa faixa orogênica Brasileira- Pan-Africana, que se estende do Brasil até a parte noroeste da África, formada a partir da convergência e colisão entre os crátons Amazônico, Oeste Africano e São Francisco- Congo durante a formação de Gondwana a aproximadamente 600Ma (Jardim de Sá, 1984; Brito Neves e Cordani, 1991; Van Schmus *et al.*, 2008, entre outros).

A Província Borborema é constituída por um embasamento Paleoproterozoico composto por complexos gnáissicos migmatíticos incluindo pequenos núcleos arqueanos (Hackspacher *et al.*, 1991; Dantas *et al.*, 1998), faixas de dobramentos neoproterozoicas compostas por sequências supracrustais deformadas e metamorfizadas que circundam os complexos gnáissicos, além de intrusões graníticas neoproterozoicas (Brito Neves *et al.*; 2000; Guimarães *et al.*, 2004; Sial e Ferreira, 2016) e extensas zonas de cisalhamento de caráter transcorrente com direção predominantemente E-W e NE-SW (Jardim de Sá, 1994).

A subdivisão da Província Borborema é feita a partir das Zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos (Van Schmus *et al.*, 1995.; Brito Neves *et al.*, 2000; Van Schmus *et al.*, 2008), com trend E-W, que a dividem em três grandes domínios tectônicos: Domínio Tectônico Norte, Domínio Tectônico Central ou Domínio da Zona Transversal (Ebert, 1970; Jardim de Sá, 1994) e o Domínio Tectônico Sul. Posteriormente, Van Schmus *et al.* (2011) agruparam os principais domínios da Província Borborema em três subprovíncias: Norte, Transversal e Sul. A Subprovíncia Norte, a norte da Zona de Cisalhamento Patos. A Subprovíncia Transversal, localizada entre as Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco. E, a Subprovíncia Sul, que compreende a região a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco, onde a Bacia Sergipe-Alagoas está inserida. Além disso, a Subprovíncia Sul, inclui os domínios Pernambuco-Alagoas e Sergipano que correspondem ao embasamento da bacia em questão e, ainda, o domínio Riacho do Pontal.

De acordo com Feijó (1994) a bacia de Sergipe-Alagoas divide-se em duas sub-bacias devido a importantes diferenças estruturais e estratigráficas, a Sub-bacia Sergipe, a sul, e a Sub-bacia Alagoas, a norte, ambas separadas pelo alto de Japoatã-Penedo, ao longo do Rio São Francisco. No entanto, Campos Neto *et al.* (2007) trataram a Bacia de Sergipe-Alagoas como uma única bacia, justificando que o limite considerado por Feijó não caracteriza um divisor de

bacias e que este estaria restrito apenas à porção emersa e de águas rasas, faltando assim uma feição geológica em águas profundas que determinasse um limite significativo entre as bacias.

O embasamento da Sub-bacia de Sergipe é formado pelas rochas metamórficas proterozoicas de baixo grau metamórfico dos grupos Miaba e Vaza-Barris (Moraes Rego, 1933) e por metassedimentos do Grupo Estância (Silva *et al.*, 1978). O embasamento da Sub-bacia de Alagoas é constituído por rochas graníticas proterozoicas pertencentes ao Domínio Pernambuco-Alagoas.

Neste trabalho, a Bacia de Sergipe-Alagoas será tratada como uma única bacia sedimentar. As sequências deposicionais que preenchem a Bacia de Sergipe- Alagoas são correlacionáveis aos estágios evolutivos que ocorreram nas bacias da margem leste brasileira e que culminaram com a formação do Atlântico Sul (Ponte e Asmus, 1976). Portanto, Campos Neto *et al.* (2007) após revisão estratigrafia da bacia com maior detalhamento propuseram cinco supersequências: Paleozoica (sinéclise), Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte:

Supersequência Paleozoica – definida por sequências depositadas em condições intracratônicas (fase sinéclise) da bacia, e está representada pelas formações Batinga e Aracaré (Idade Permo-Carbonífera);

Supersequência Pré-Rifte – sequência Juro-Cretácea depositada na fase de estabilidade tectônica, representada pelas formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria;

Supersequência Rifte – ocorreu do Neoberriasiano até o Aptiano e corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia e está representada pelas formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba, Penedo, Rio Pitanga, Morro do Chaves, Coqueiro Seco, Poção e Maceió.

Supersequência Pós-Rifte – representada pela primeira incursão marinha, composta pela Formação Muribeca (Aptiano- Albiano);

Supersequência Drife – iniciou-se no Albiano, está representada pelas formações Riachuelo, Cotinguiba, Calumbi, Marituba e Mosqueiro. Além destas, os sedimentos costeiros de idade pleistocênica da Formação Barreiras.

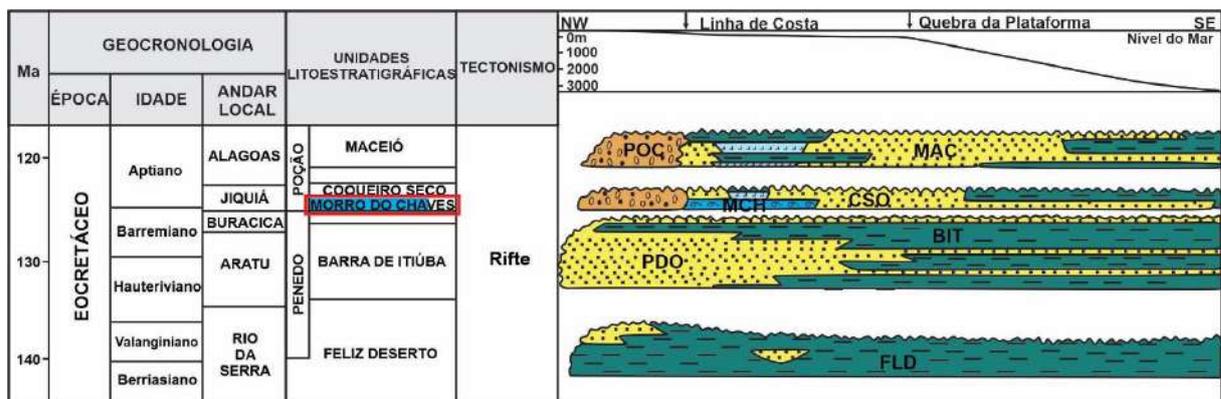
A partir disso, neste trabalho será dada ênfase apenas a Supersequência Rifte devido à unidade de estudo, a Formação Morro do Chaves, fazer parte deste estágio de evolução da Bacia-Sergipe Alagoas.

## 4.2 SUPERSEQUÊNCIA RIFTE

A fase rifte (Figura 7) corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, onde os sedimentos foram depositados, em ambiente continental e marinho restrito, estendendo-se do Neoberriasiano (Andar Rio da Serra - 142Ma) ao EoAptiano (Andar Alagoas Inferior – 116Ma), de acordo com Campos Neto *et al.* (2007).

No início do rifte que ocorreu no início do Berriasiano, foram depositados os sedimentos do sistema lacustre-deltaico da Formação Feliz Deserto. Mais tarde, compreendendo os andares Aratu, Buracica e Jiquiá, quando ocorreu o primeiro pulso tectônico do rifte, tem-se os sedimentos aluviais da Formação Rio Pitanga, os arenosos alúvio- fluvial da Formação Penedo, os lacustres da Formação Morro do Chaves e deltaicos-lacustres da Formação Barra de Itiúba. No segundo pulso de rifteamento, correspondendo às seções Jiquiá Superior e Alagoas Inferior, ocorreu a deposição do sistema alúvio- deltaico e lacustre da Formação Coqueiro Seco, alúvio-deltaicos das Formações Rio Pitanga e Poção e, por fim, no final deste evento tectônico os arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilitos da Formação Maceió em ambiente tipo sabkha.

Figura 7 – Carta estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas referente à Seção Rifte, estágio onde foi depositada a Formação Morro do Chaves. Abreviações: PCO = Formação Poção; MAC = Formação Maceió; MCH = Formação Morro do Chaves; CSO = Formação Coqueiro Seco; PDO = Formação Penedo; BIT = Formação Barra de Itiúba; FLD = Formação Feliz Deserto.



Fonte: Modificada de Campos Neto *et al.*, 2007.

## 4.3 ANDAR JIQUIÁ

Os andares locais das bacias interiores do Nordeste do Brasil foram estabelecidos a partir da identificação de ostracodes não-marinhos existentes nas Bacias Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas. O registro sedimentar da fase rifte abrange, na estratigrafia local, os andares Dom João (Neojurássico), Rio da Serra (Berriasiano–Eohauteriviano), Aratu (Hauteriviano–

Barremiano), Buracica (Barremiano) e Jiquiá (Barremiano–Aptiano) e, referente à fase pós-rifte, tem-se o Andar Alagoas (Aptiano; Schaller, 1969; Viana *et al.*, 1971).

O Andar Jiquiá é representado pela parte superior da Formação São Sebastião (Bacia do Recôncavo), pela porção superior do Grupo Massacarã (Bacia de Tucano) e pelas formações Coqueiro Seco e Morro do Chaves (Bacia Sergipe-Alagoas; Schaller, 1969; Arai *et al.*, 1989; Campos Neto *et al.*, 2007).

A bioestratigrafia da Bacia de Sergipe-Alagoas foi inicialmente definida com base em representantes de sua microfauna, no caso, foraminíferos ou ostracodes e, na macrofauna, macrofauna e flora, representada por pólen e esporos (Schaller, 1969).

O Andar Jiquiá que corresponde à idade barremiana-aptiana, na Bacia Sergipe-Alagoas, é indicado pela presença das espécies-guia de ostracodes não-marinhos das zonas *Limnocythere troelseni*, *Cyprideis? rugosa* e *Cypridea (Sebastianites) fida fida* (Moura e Praça, 1985; Moura 1988; Poropat & Colin 2012), como pode ser observado na Figura 8.

Figura 8 – Correlação das zonas ostracodes superiores nas bacias de Sergipe–Alagoas, Recôncavo–Tucano e Campos de Moura e Praça (1985) e Moura (1988) com base em estudos anteriores de Schaller (1969), Viana *et al.* (1971) e Poropat e Colin (2012).

CRONO-ESTRATIGRAFIA		BIOESTRATIGRAFIA (OSTRACODES)							
		BACIA SERGIPE-ALAGOAS (Schaller, 1969)		BACIA RECÔNCAVO-TUCANO (Viana et al.,1971)		BACIA DE CAMPOS (Moura,1988)		BACIA DE CAMPOS (Poropat e Colin, 2012)	
EOCRETÁCEO	ANDAR LOCAL								
	ALAGOAS	Zona “ <i>Cytheridea</i> ” spp.gr.201-218				Zona “ <i>Cytheridea</i> ” spp.gr.201-218		Zona <i>Pattersonnycpris</i> & <i>Kroemmelbeincypris</i>	
	JIQUIÁ	Zona <i>Limnocythere troelseni</i>	Zona <i>Petrobrasia diversicostata</i>		Zona <i>Limnocythere troelseni</i>		Zona <i>Ilyocypris troelseni</i>		
		Zona <i>Cyprideis? rugosa</i>	Subzona <i>Cypridea (Pseudocypridina) faveolata</i>	Subzona <i>Cypridea (Sebastianites?) devexa</i>	Subzona <i>Cypridea (Pseudocypridina) faveolata</i>	Subzona <i>Cypridea (Sebastianites?) devexa</i>	Subzona <i>Cypridea (Pseudocypridina) faveolata</i>	Subzona <i>Sebastianites devexa</i>	
		Zona <i>Cypridea (Sebastianites) fida fida</i>	Subzona <i>Theriosynoecum postangularis</i>		Subzona <i>Cypridea (Sebastianites?) devexa</i>	Subzona <i>Theriosynoecum postangularis</i>	Subzona <i>Petrobrasia diversicostata</i>	Subzona <i>Theriosynoecum postangularis</i>	

Fonte: Poropat e Colin (2012).

#### 4.4 FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES

As rochas da Formação Morro do Chaves são conhecidas desde Hartt (1870), localizadas nos afloramentos do morro do Chaves, nas proximidades da cidade de Propriá-SE. No entanto, Bender (1957) definiu como unidade litoestratigráfica independente, denominando de "Formação Muribeca", devido aos afloramentos que este autor escolheu como secção tipo, estarem localizados nos arredores de Muribeca, em Sergipe. Petri (1962), sugeriu a designação de "Morro do Chaves", em vez de "Muribeca", para a unidade em questão. Por fim, a Formação Morro do Chaves foi definida por Schaller (1969) como uma sequência de calcários, margas coquinoídes e dolomitos, contendo intercalações clásticas, que se encontra sobreposta à seção arenosa da Formação Penedo e subjacente aos sedimentos da Formação Coqueiro Seco.

Feijó (1994) rebaixou esta formação para membro da Formação Coqueiro Seco, entretanto, Campos Neto *et al.* (2007) retoma a denominação atribuída por Schaller (1969) devido a ocorrência desta unidade tanto no primeiro quanto no segundo pulso tectônico do rifte da bacia.

A Formação Morro do Chaves é de idade barremiana a aptiana (Andar local Jiquiá) e consiste em camadas de rochas carbonáticas constituídas de conchas de bivalvíos (coquinas) intercaladas com argilitos, arenitos e conglomerados (Campos Neto *et al.*, 2007), tendo contato inferior concordante com o Formação Penedo e, contato superior transicional com o Formação Coqueiro Seco.

A espessura da Formação Morro do Chaves varia de acordo com a localização, sendo as seções mais espessas associadas à blocos falhados, de acordo com Azambuja Filho (1998). Este mesmo autor mostra que esta unidade apresenta de 50 a 350m de espessura, porém de acordo com Campos Neto *et al.* (2007), pode atingir até 500m.

De acordo com Schaller (1969), os estratos da Formação Morro do Chaves comportam ostracodes não-marinhos das zonas 007 e 008 e, na área de Piaçabuçu-AL, também ostracodes das zonas RT-009 e RT-010/011. Ainda, de acordo com este autor, a Formação Morro do Chaves também tem a ocorrência de pólen da zona de intervalo diferencial P-480.

O afloramento na Pedreira Atol, em São Miguel dos Campos- Alagoas, foi datado como Aptiano com base em faunas distintas de ostracodes NRT-009.3 (Queiroz Neto, 2005), no

entanto, estudos mais recentes sobre palinomorfos indicam uma idade neobarremiana tardia (Antonioli *et al.*, 2009 apud Thompson *et al.*, 2015).

De acordo com Campos Neto *et al.* (2007), a deposição das coquinas de bivalvíos da Formação Morro do Chaves ocorreu nas porções rasas da Sub-bacia de Sergipe, durante os períodos de baixo aporte sedimentar.

Petri (1962) e Figueiredo (1981) interpretam os depósitos das coquinas como depósitos lacustres rasos de acordo com a falta de fósseis marinhos e a ocorrência de peixes lacustres e, ainda, ostracodes *Cypridea* e *Darwinula*. No entanto, descobertas recentes de possíveis fósseis marinhos têm sugerido alguma influência marinha na Formação Morro do Chaves (Thompson, 2013; Santos *et al.*, 2017).

Teixeira (2012) definiu que as fácies litológicas presentes na Formação Morro do Chaves foram depositadas em um lago de rifte onde havia uma margem de borda de falha com predomínio de sedimentação terrígena em leques deltaicos e uma margem flexural com predomínio de sedimentação carbonáticas em plataformas e praias bioclásticas. E, ainda, ao estudar a ecologia dos táxons de bivalves encontrados nas coquinas da Formação Morro do Chaves inferiu que os mesmos viveram em um ambiente continental com águas rasas e agitadas enterrados em sedimentos grossos.

Thompson (2013) fez uma revisão taxonômica da fauna molusca nas coquinas da Formação Morro do Chaves e identificou uma fauna marinha à salobra, dominada por bivalvíos, com gastrópodes subordinados e ostracodes da biozona 009. Os táxons bivalvíos identificados neste estudo incluem os *Clisocolus*, *?Izumicardia*, *Nicaniella*, *Astarte* (*?Leckhamptonia*), *?Opis*, *Remondia*, *Arcopagella*, *?Pollex*, *Eocallista*, *?Resatrix*, *Cyprimeria*, *Legumen*, *Corbula*, *Corbula* (*?Flexicorbula*), *Thracia* e vários gêneros bivalves não identificados. Os ostracodes não-marinhos são *Teriosynoecum* e *Cyprides*. Os gastrópodes dominantes são os neritídeo *Lissochilus*, e os *Zigopleurídeos* de forma subordinada. Esta identificação de uma fauna molusca salobra e marinha na Formação Morro do Chaves fez esse autor apoiar argumentos anteriores de que houve incursões marinhas episódicas no rifte durante o final do Barremiano.

Santos *et al.* (2017) identificaram bivalvíos fósseis, em uma camada da Formação Morro do Chaves, no mesmo afloramento aqui estudado, onde foram identificados representantes das famílias *Crassatellidae* (Infraclasse *Archiheterodonta*), *Veneridae* e *Tellinidae* (Infraclasse *Euheterodonta*), *Verticordiidae*, *Trapezidae* (Infraclasse *Euheterodonta*) e *Tellidae*, sendo todos

os fósseis identificados característicos de ambiente exclusivamente marinho, de hábitos infaunais.

Chinelatto *et al.* (2018) sugerem que as características tafonômicas das coquinas da Formação Morro do Chaves estão diretamente relacionadas à energia da água do meio ambiente, que foram predominantemente dominadas pela atividade das ondas e tempestades. Além disso, esses autores dizem que as diferentes condições de preservação e orientação das conchas e a presença de argila na matriz são pistas para diferenciar as coquinas geradas por ondas de tempo bom daquelas produzidas por ondas de tempestade.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 PEDREIRA ATOL – SÃO MIGUEL DOS CAMPOS (AL)

#### 5.1.1 Análise Sedimentológica

Neste capítulo serão tratados os aspectos em meso e macro escala dos afloramentos aqui estudados, a partir dos perfis sedimentológicos levantados, formando uma seção vertical composta.

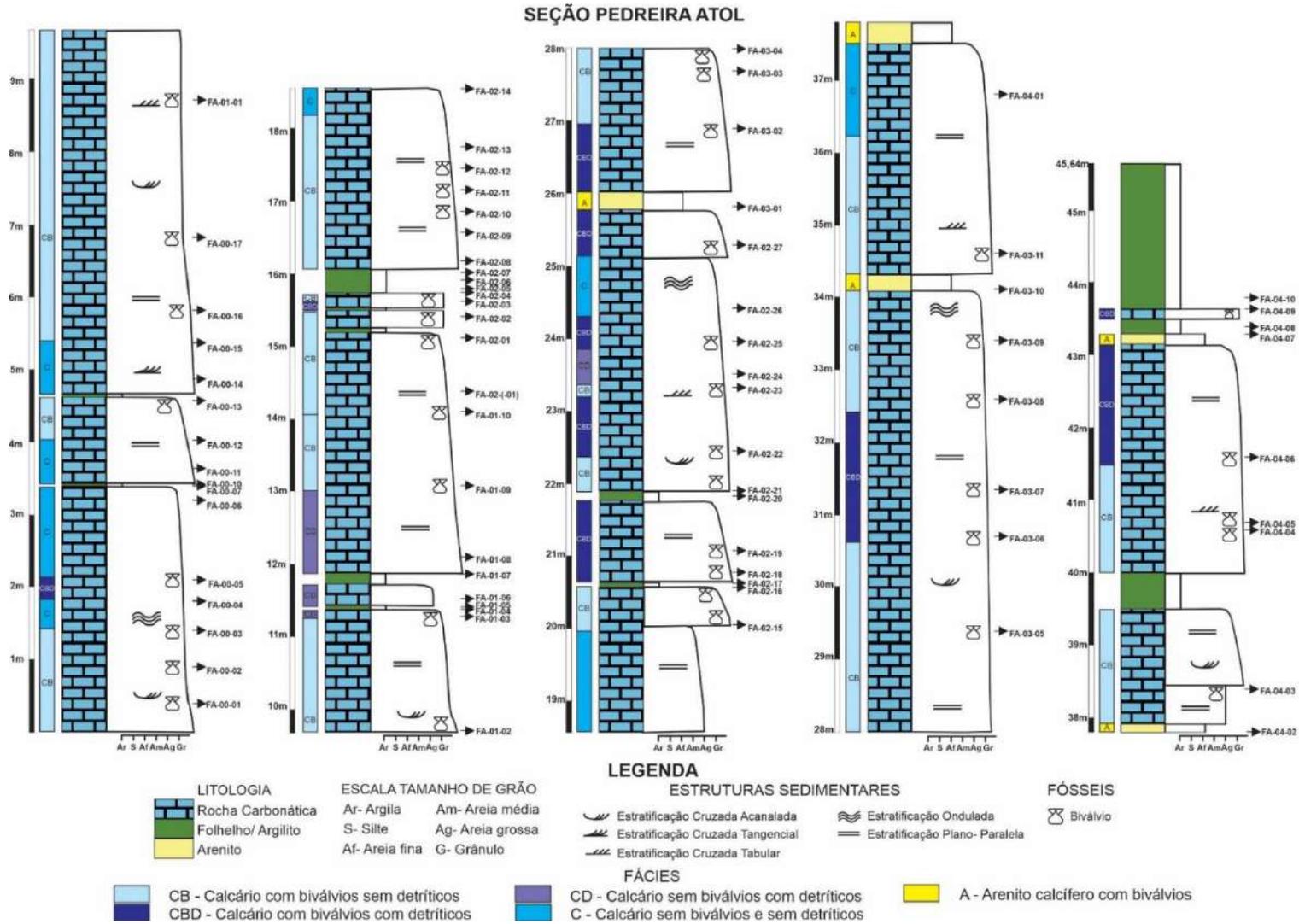
O afloramento na área da Pedreira Atol ocorre na direção N-S (Figura 9), onde foi feito um perfil sedimentológico vertical completo de aproximadamente 46m de altura (Figura 10). Foi possível notar que as rochas que afloram neste local são predominantemente as rochas carbonáticas, representadas pelos calcários bioclásticos (coquinas), compostos por conchas de bivalvíos, às vezes associados à grãos siliciclásticos e, as rochas siliciclásticas, onde foram observados os folhelhos, argilitos e arenito, sendo este último encontrando-se, localmente, com níveis conglomeráticos.

Figura 9 – Pedreira Atol, Fábrica de cimento Intercement Brasil (São Miguel dos Campos- Alagoas), com destaque para área onde foi realizado o estudo (retângulo vermelho).



Fonte: Google Earth.

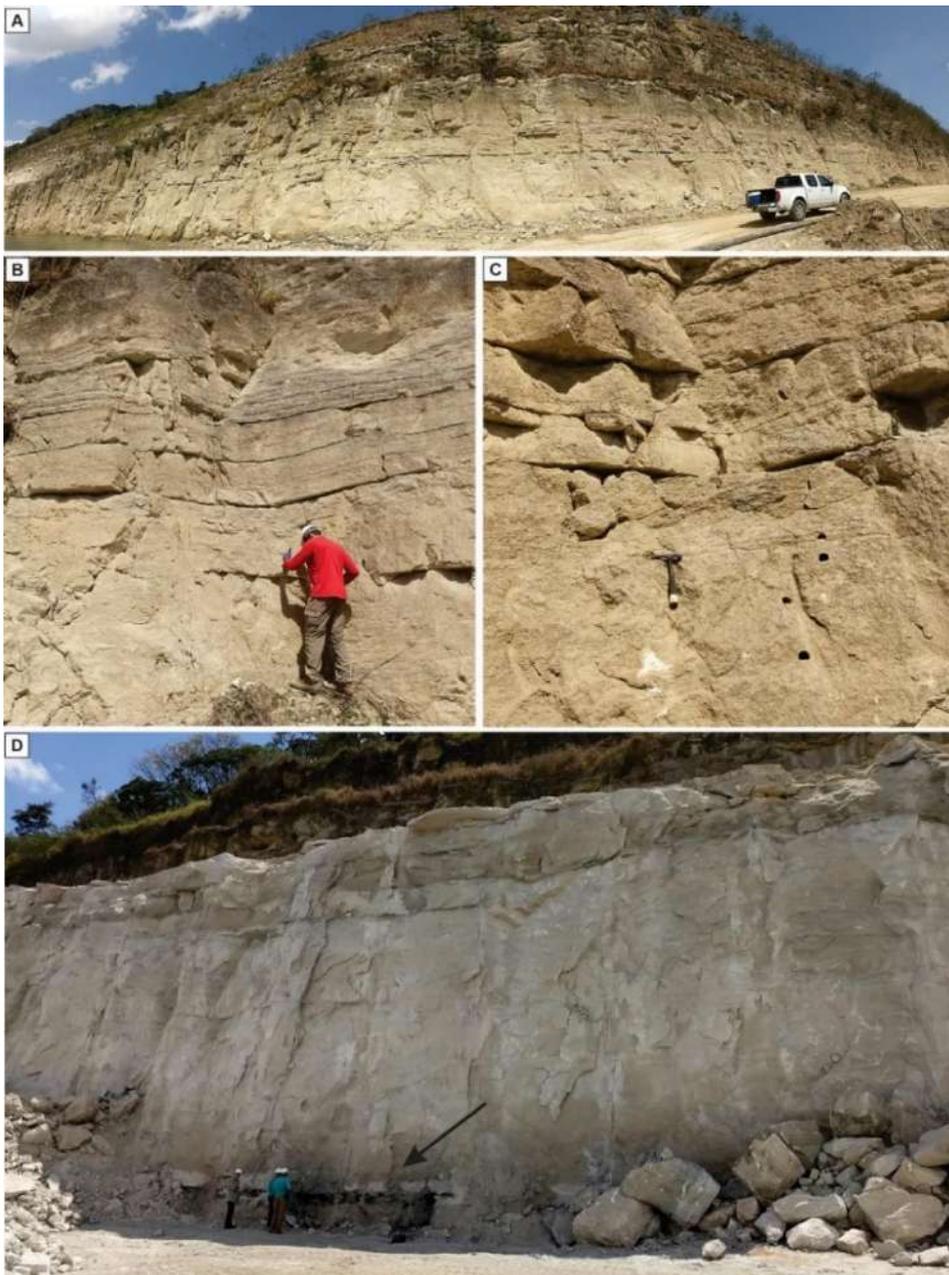
Figura 10 – Perfil sedimentológico completo e perfil faciológico representando o afloramento da Formação Morro do Chaves na área da Pedreira do Atol, São Miguel dos Campos-AL.



Fonte: A autora (2022).

Na Pedreira Atol, o perfil sedimentológico completo foi realizado em cinco etapas devido ao fato de existirem várias bancadas na pedreira, aqui denominadas informalmente de Bancada 00, 01, 02, 03 e 04 cuja alturas são 8,3m, 5,8m, 11,19m, 11m, 9,35m, respectivamente. Totalizando, desta forma, 45,64m de rochas aflorantes nesta área, que compõem à Formação Morro do Chaves (Figura 10 e 11).

Figura 11 – Aspecto de campo: A) Aspecto geral da Bancada 00 exibindo camadas de calcários (coquinas); B) Camadas de calcário horizontalizadas com fratura subvertical; C) Camada de calcirrudito com estratificação cruzada com terminação tangencial; D) Vista geral de parte da Bancada 02 mostrando um nível de folhelho negro (13cm) e argilito (19cm) indicado pela seta preta, intercalados entre camadas de calcário.

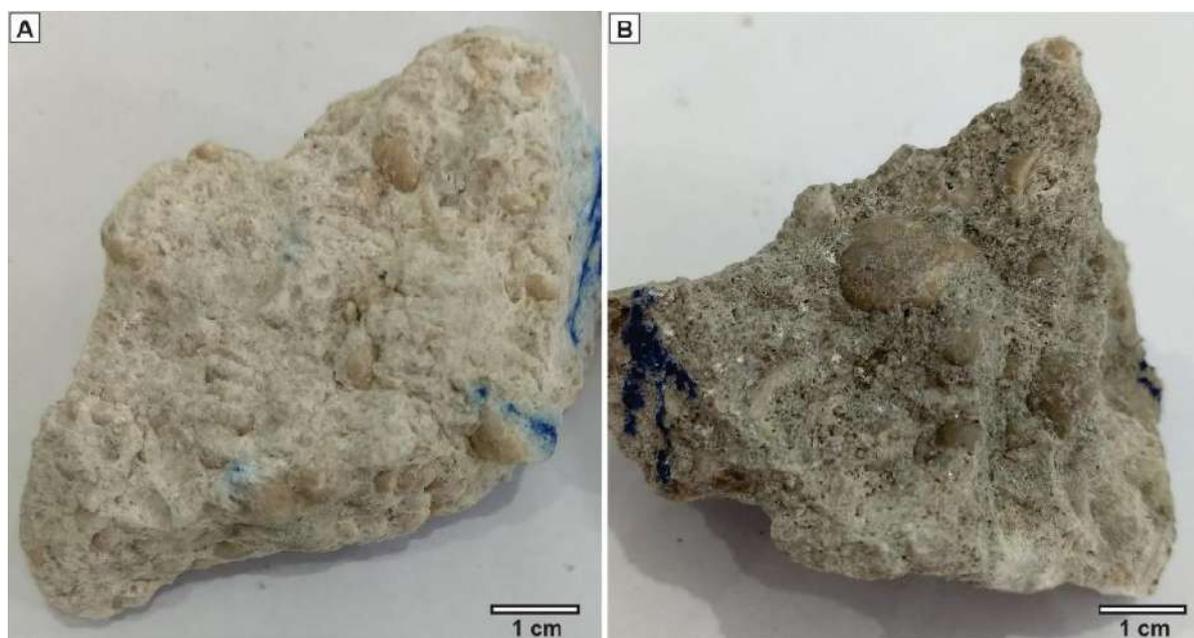


Fonte: A autora (2022).

As rochas carbonáticas foram classificadas macroscopicamente como calcarenitos e calcirruditos, de acordo com a classificação de Grabau (1904). À olho desarmado, é possível observar as conchas de bivalvíos em amostra de mão, onde frequentemente os moluscos encontram-se com valvas individuais/desarticuladas e por vezes, fragmentadas, mas também tem a ocorrência de valvas articuladas, mas são raras. Essas conchas não apresentam orientação preferencial, estão dispostas aleatoriamente. Foi observado que estes bioclastos apresentam tamanhos bastantes variados (Figura 12), desde 2mm a até 2cm de tamanho, sendo estas conchas maiores mais raras.

Os calcarenitos e calcirruditos ocorrem com estratificações cruzadas (acanalada, tangencial e tabular), onduladas e plano-paralelas, mas também ocorre de forma maciça (sem estrutura).

Figura 12 – Amostras com conchas de bivalvíos das rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves (Pedreira Atol- AL): A) conchas de tamanho variando de 3 a 8mm; B) Conchas variando de 0,5 a 1,5cm.



Fonte: A autora (2022).

Localmente, foram observados alguns calcários com níveis conglomeráticos com clastos variando de 0,5 a 2cm, sendo eles, quartzo e fragmento lítico, onde alguns apresentam-se oxidados.

As camadas de argilitos e folhelhos são pouco espessas, no geral, menor que 10 cm, mas foi possível encontrar camadas mais espessas na porção mais superior da Formação Morro do Chaves, com aproximadamente 50cm de folhelho verde (localizado na Bancada 04).

Foi observado, localmente na Bancada 02, logo acima de um nível de folhelho, havia um nível exibindo microcristais de pirita ( $\text{FeS}_2$ ), no calcário, exibindo sua típica coloração dourada e seu brilho metálico (Figura 13), sendo o sulfeto de ferro mais comum encontrado em rochas carbonáticas que indica um ambiente redutor.

Figura 13 – A) Nível de argilito verde entre as camadas de calcário observado na Bancada 02, ilustrado na porção inferior da imagem, com um nível de piritas (indicadas pelas setas pretas).

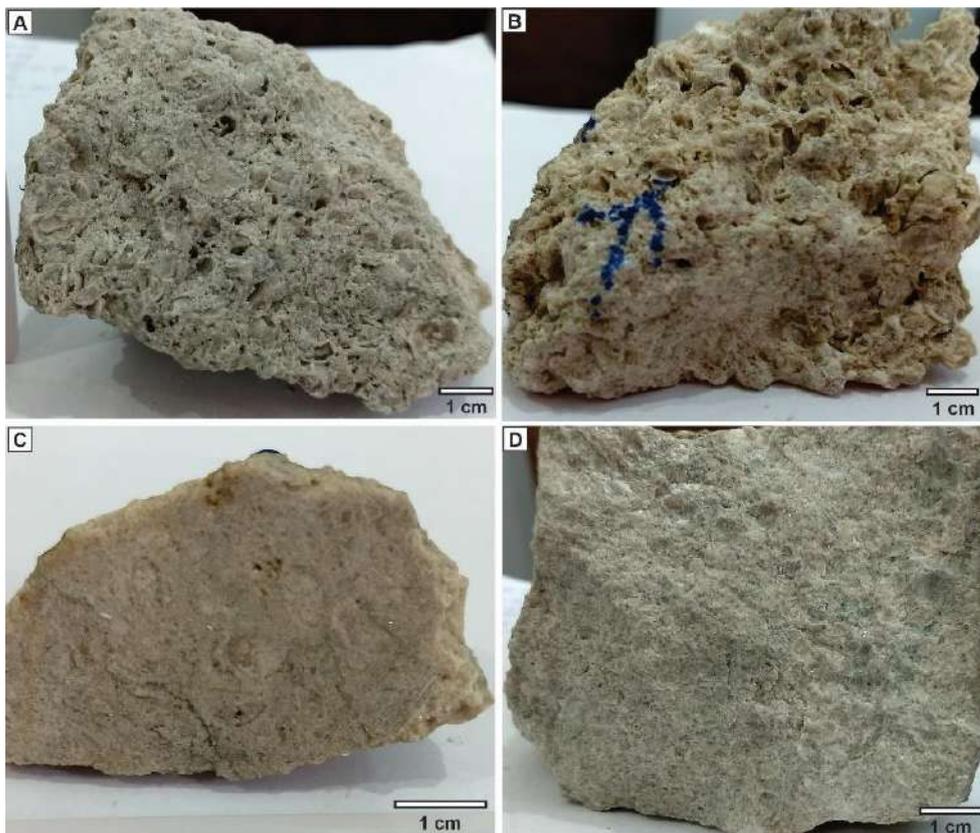


Fonte: A autora (2022).

No que diz respeito à porosidade, é possível observar, macroscopicamente, que alguns dos calcários bioclásticos apresentam porosidades móldica e vugular (Figuras 14A e 14B). No entanto, algumas não apresentam porosidade visível nesta escala, por estarem completamente cimentadas (Figuras 14C e 14D). Esta característica será melhor observada no capítulo de análise petrográfica dessas rochas.

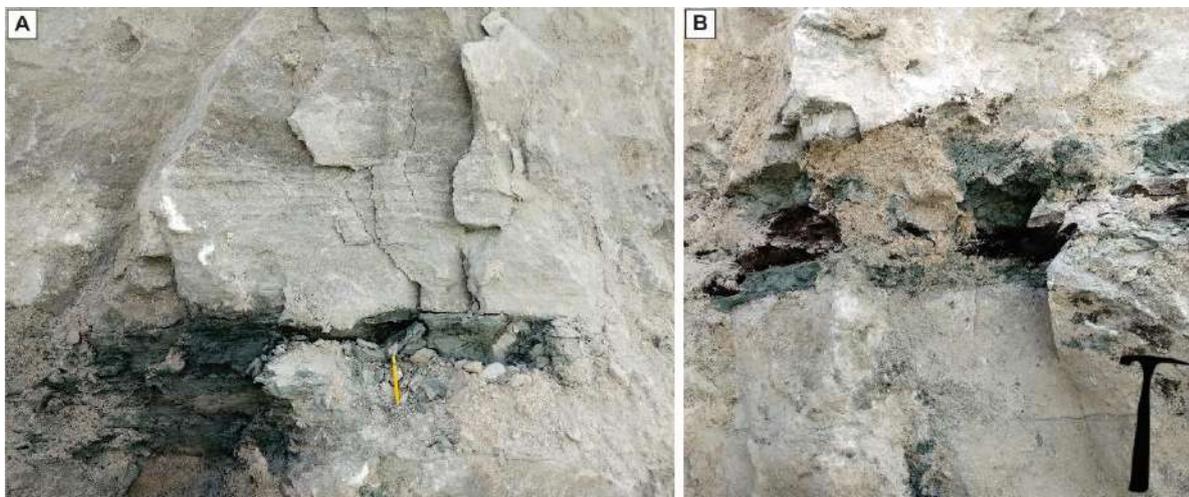
Os argilitos apresentam coloração verde enquanto que os folhelhos são geralmente pretos e apresentando fissilidade (Figura 15A e 15B). Foi também observado folhelho verde rico em muscovita.

Figura 14 – Amostras das rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves: A) e B) Porosidades móldicas e vugular C) e D) Sem porosidade visível, obliteradas por cimentação.



Fonte: A autora (2022).

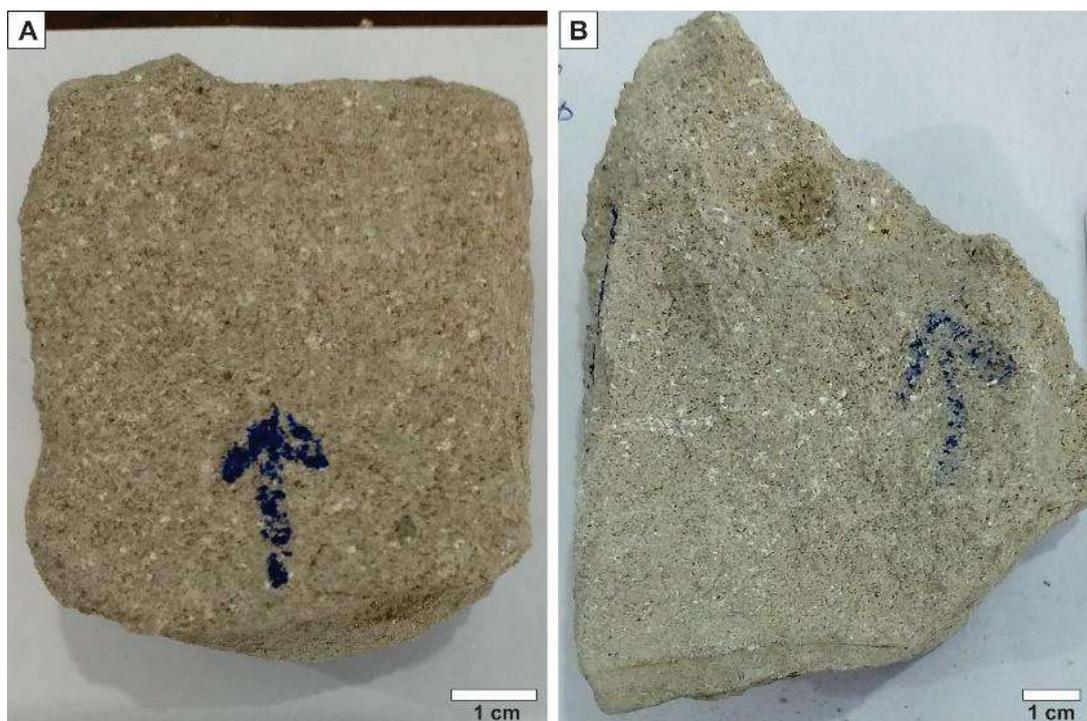
Figura 15 – A) Nível de argilito verde entre as camadas de calcário (Bancada 02); B) Nível de folhelho preto entre os argilitos (Bancada 02).



Fonte: A autora (2022).

Os arenitos apresentam coloração rósea a esbranquiçada e têm pequena ocorrência nesta sucessão de rochas sedimentares, como observado no perfil sedimentológico (Figura 10). No geral, são arenitos finos, mas também foram observados arenitos médios (Figura 16). Por vezes, se encontram com nível conglomerático com clastos de quartzo e/ou fragmentos de rochas ígneas e metamórficas. Alguns apresentam moldes de conchas em seu arcabouço. Também apresentam um cimento carbonático, comprovada pela efervescência ao adicionar o ácido clorídrico.

Figura 16 – Amostras de arenitos maciços da Formação Morro do Chaves (Pedreira Atol- AL).



Fonte: A autora (2022).

### 5.1.2 Análise Petrográfica

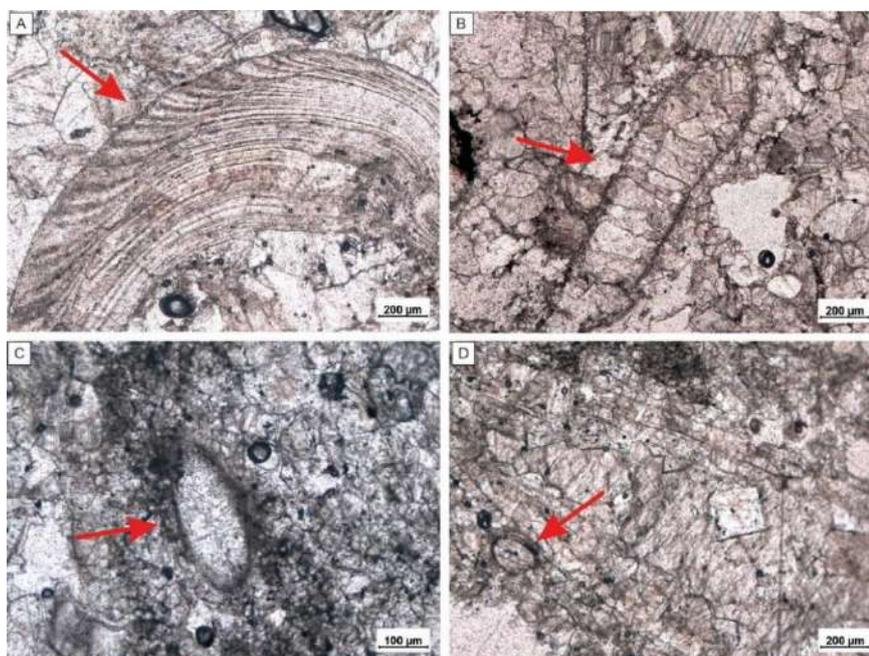
A partir da análise petrográfica foi possível classificar as rochas de acordo com a classificação de Dunhan (1962), as quais foram classificadas como packstones e grainstones. E, ainda, de acordo com a classificação de Embry e Klovan (1971), foram classificadas como rudstones, por apresentarem, também, componentes bioclásticos maiores que 2 mm.

As rochas da Formação Morro do Chaves, que foram analisadas aqui, são predominantemente rochas carbonáticas (coquinas), porém também foram analisadas rochas siliciclásticas, classificadas como arenitos calcíferos.

As rochas carbonáticas apresentam grandes quantidades de grãos bioclásticos em seu arcabouço, sendo representados pela grande ocorrência de conchas de moluscos bivalvíos, porém foi possível observar alguns ostracodes localmente, de forma restrita (Figura 17).

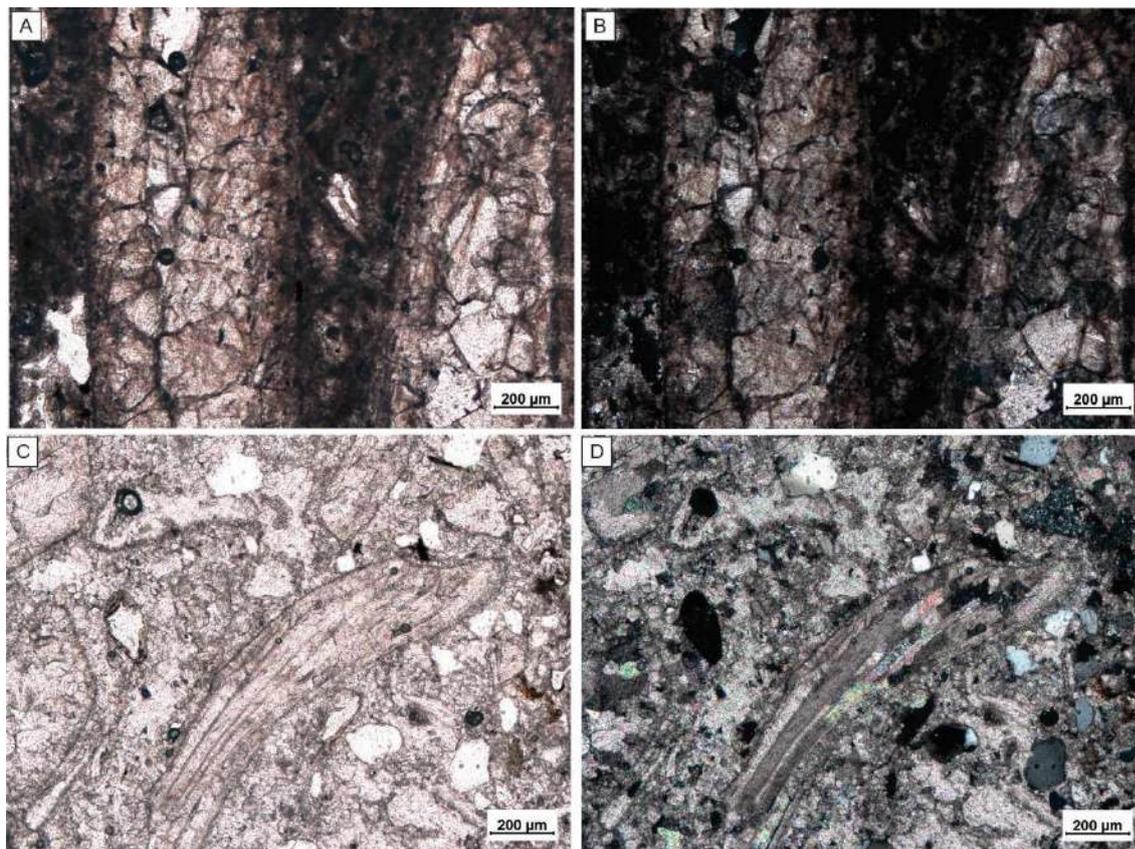
Essas rochas possuem, no geral, pouca presença de matriz micrítica que se comporta como uma massa marrom nos espaços entre os grãos bioclásticos (Figuras 18A e 18B) e apresentam o predomínio de cimento carbonático em relação ao conteúdo de matriz micrítica (Figuras 18C e 18D).

Figura 17 – Fotomicrografias: A e B) Conchas de moluscos bivalvíos indicadas pelas setas vermelhas (ncois paralelos); C e D) Ostracodes indicados pelas setas vermelhas (ncois paralelos).



Fonte: A autora (2022).

Figura 18 – Fotomicrografias: A) Matriz micrítica entre conchas de molusco bivalvío cimentadas por calcita espática blocosa (nicois paralelos); B) Nicois cruzados; C) Cimentação carbonática preenchendo espaço entre bioclastos (nicois paralelos); D) Nicois cruzados.



Fonte: A autora (2022).

Alguns desses calcários, ainda, apresentam grãos detríticos, como por exemplo, quartzo, feldspatos e fragmentos de rochas (Figura 19). Os grãos de quartzo predominam nessas rochas, são principalmente subarredondados a subangulosos e, na maioria das vezes, monocristalinos, mas os policristalinos também ocorrem, em menor proporção. Os feldspatos são menos frequentes e ocorrem como K-feldspato, microclina e plagioclásio.

Baseado na presença de conchas de bioclastos bivalvíos e de grãos siliciclásticos este estudo permitiu definir cinco fácies, sendo quatro carbonáticas e uma siliciclástica, são elas: calcário com bivalvíos sem detríticos (CB), calcário com bivalvíos com detríticos (CBD), calcário sem bivalvíos e sem detríticos (C), calcário sem bivalvíos com detríticos (CD) e arenito calcífero com bivalvíos (A) (Tabela 3).

Tabela 3 – Tabela de fácies das rochas estudadas no afloramento da Pedreira Atol (AL).

<b>Fácies</b>	<b>Descrição</b>
CB	Calcário com bivalvíos sem detríticos
CBD	Calcário com bivalvíos com detríticos
C	Calcário sem bivalvíos e sem detríticos
CD	Calcário sem bivalvíos com detríticos
A	Arenito calcífero com bivalvíos

Fonte: A autora (2022).

Pode-se notar que as conchas dos bivalvíos estão tanto fragmentadas quanto inteiras e, majoritariamente ocorrem desarticuladas e separadas uma das outras, cujo grau de retrabalhamento é bastante variável.

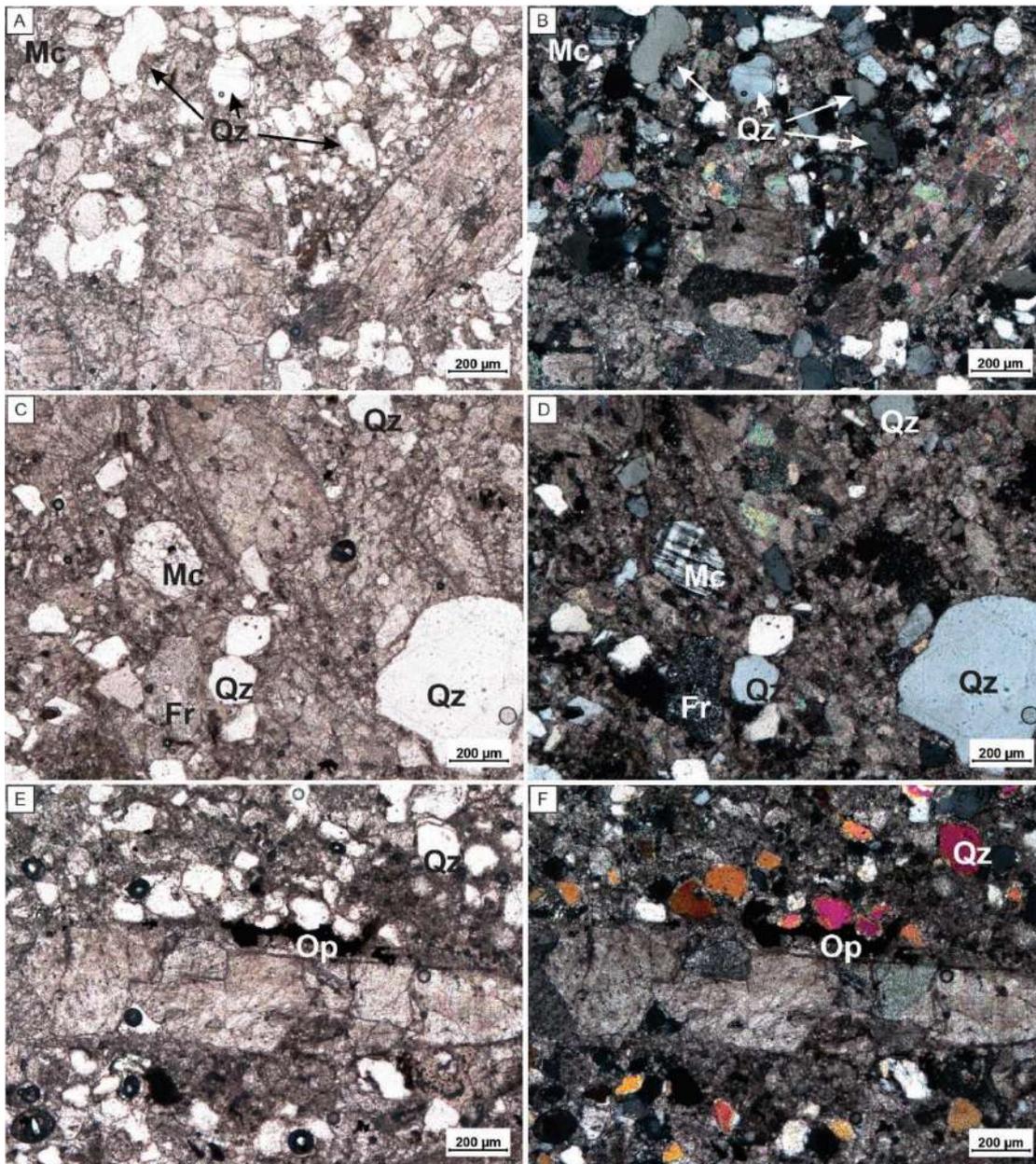
Em relação à orientação relativa das conchas em seções transversais, foi possível notar que não têm uma orientação preferencial em relação ao plano de acamamentos das rochas, ou seja, os bioclastos possuem uma orientação altamente variável, onde suas convexidades/concavidades ocorrem de formas aleatórias/caóticas.

Em relação ao empacotamento, foram observados os três graus de organização da biotrama (Dal' Bó *et al.*, 2021): 1) empacotamento denso (biotrama densamente empacotada sustentada por bioclastos), onde é comum o contato entre os bioclastos; 2) empacotamento frouxo (biotrama sustentada pela matriz), onde os contatos pontuais entre os bioclastos se tornam mais escassos pela diminuição relativa da quantidade de bioclastos e; 3) empacotamento disperso (biotrama dispersa), onde a proporção relativa de conchas ou fragmentos de conchas possui distribuição inferior a 10% em volume. No entanto, o que mais ocorre aqui é o empacotamento frouxo (Figuras 18 e 19).

### **Arenitos Calcíferos**

Além dos calcários bioclásticos, também foram analisadas lâminas petrográficas de arenitos, onde também estavam presentes as conchas de moluscos bivalvíos em seu arcabouço, porém em pouca proporção. Esses arenitos são compostos predominantemente por grãos de quartzo, mas também se observou alguns grãos de feldspatos (feldspato potássico, plagioclásio e microclina), minerais opacos, muscovita (raro) e fragmentos líticos (Figura 20).

Figura 19 – Fotomicrografias: A) Conchas de moluscos bivalvíos recristalizadas com presença de grãos de quartzo (nicois paralelos); B) Nicois cruzados; C) Grãos de quartzo, microclina e fragmento de rocha (nicois paralelos); D) Nicois cruzados; E) Grãos de quartzo, mineral opaco (nicois paralelos); F) Nicois cruzados. Qz= Quartzo, Mc= Microclina, Fr= Fragmento de rocha, Op= Opaco.

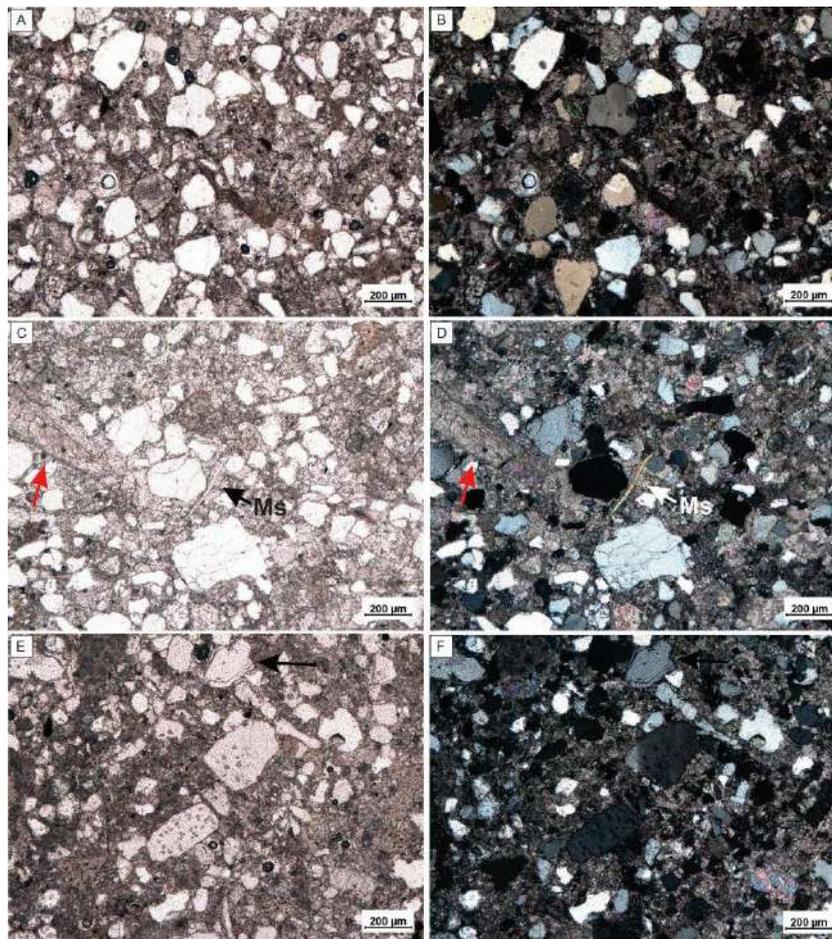


Fonte: A autora (2022).

Foi observado que os grãos de quartzo ocorrem como quartzo monocristalino, às vezes, com extinção ondulante. No geral, são grãos sub-angulosos a angulosos. Também foi notada a presença de sobrecrescimento de quartzo em alguns grãos, sendo melhor destacado devido a presença de cutan de argila formada na borda de alguns grãos antes desse crescimento secundário.

Quando presentes, os bioclastos não exibem suas linhas de crescimento, ou seja, suas conchas passaram por dissolução e posteriormente, foram cimentadas (processo discutido no próximo tópico). Esses arenitos são cimentados por material carbonático e, portanto, sendo denominado de arenito calcífero (Figura 20).

Figura 20 – Fotomicrografias: Arenito calcífero com cimentação carbonática preenchendo espaço entre os grãos: A) Grãos de quartzo (nicois paralelos); B) Nicois cruzados; C) Grãos de quartzo fraturados, lamela de muscovita e concha de bivívio indicada pela seta vermelha (nicois paralelos); D) Nicois cruzados; E) Grão de quartzo com cutan de argila indicado pela seta (nicois paralelos); F) Nicois cruzados. Ms= Muscovita.



Fonte: A autora (2022).

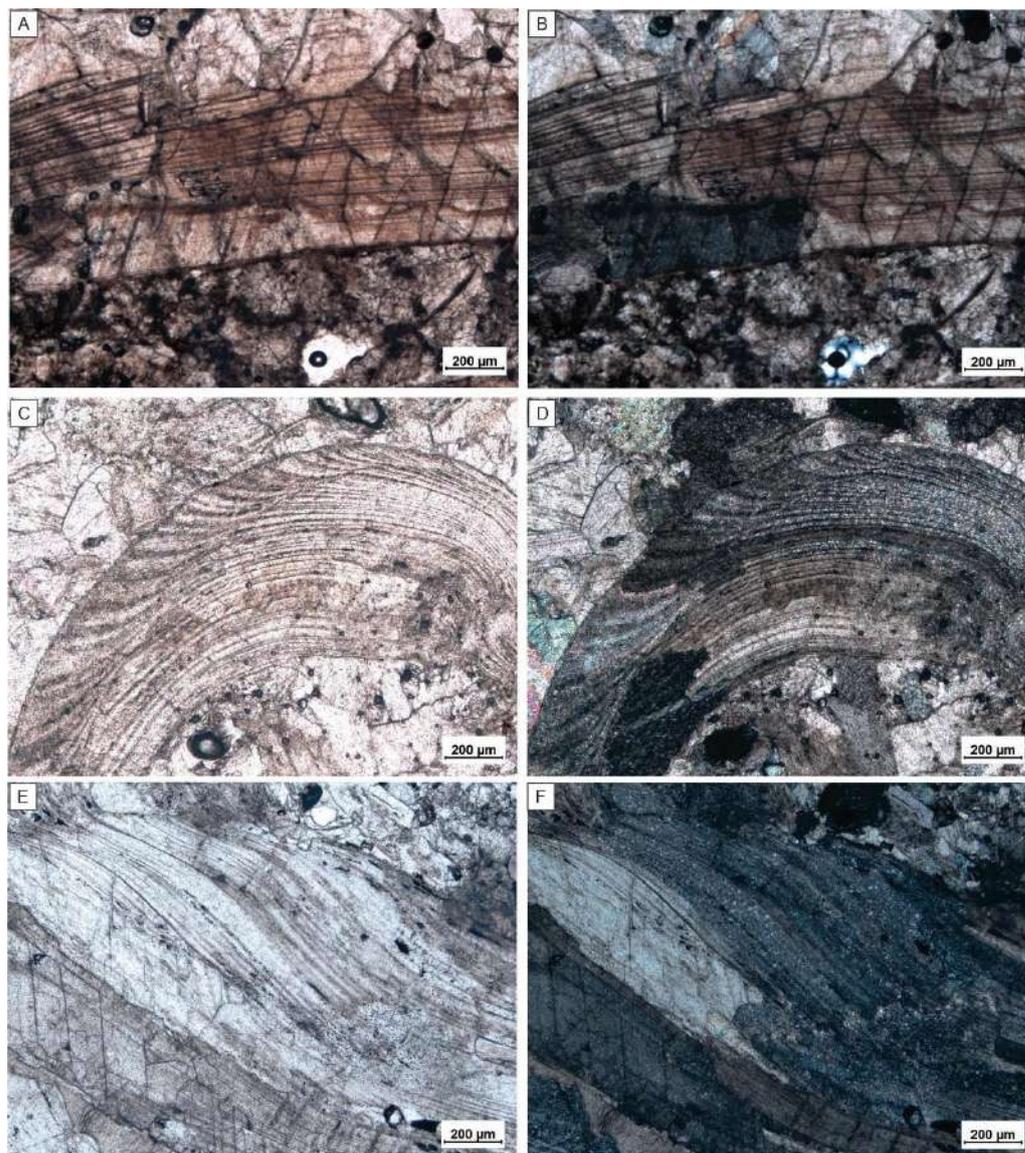
Através das análises macroscópicas discutidas no tópico anterior e da determinação de fácies a partir das análises microscópicas aqui tratadas, foi possível criar um perfil faciológico que pôde ser associado ao perfil sedimentológico, ilustrado na Figura 10. É possível notar que o perfil faciológico não exhibe os argilitos e folhelhos, pois não são os objetos principais deste estudo.

### 5.1.3 Processos Diagenéticos

A diagênese envolve uma variedade de processos físicos e químicos que ocorrem após a deposição dos sedimentos, entre eles os mais comuns e que ocorrem neste estudo são: neomorfismo (recristalização), dissolução, cimentação e compactação. Além destes, também ocorre micritização e piritização.

O processo de neomorfismo é caracterizado por algumas conchas de bivalvíos que ainda apresentam suas feições primárias (linhas de crescimento) preservadas (Figura 21).

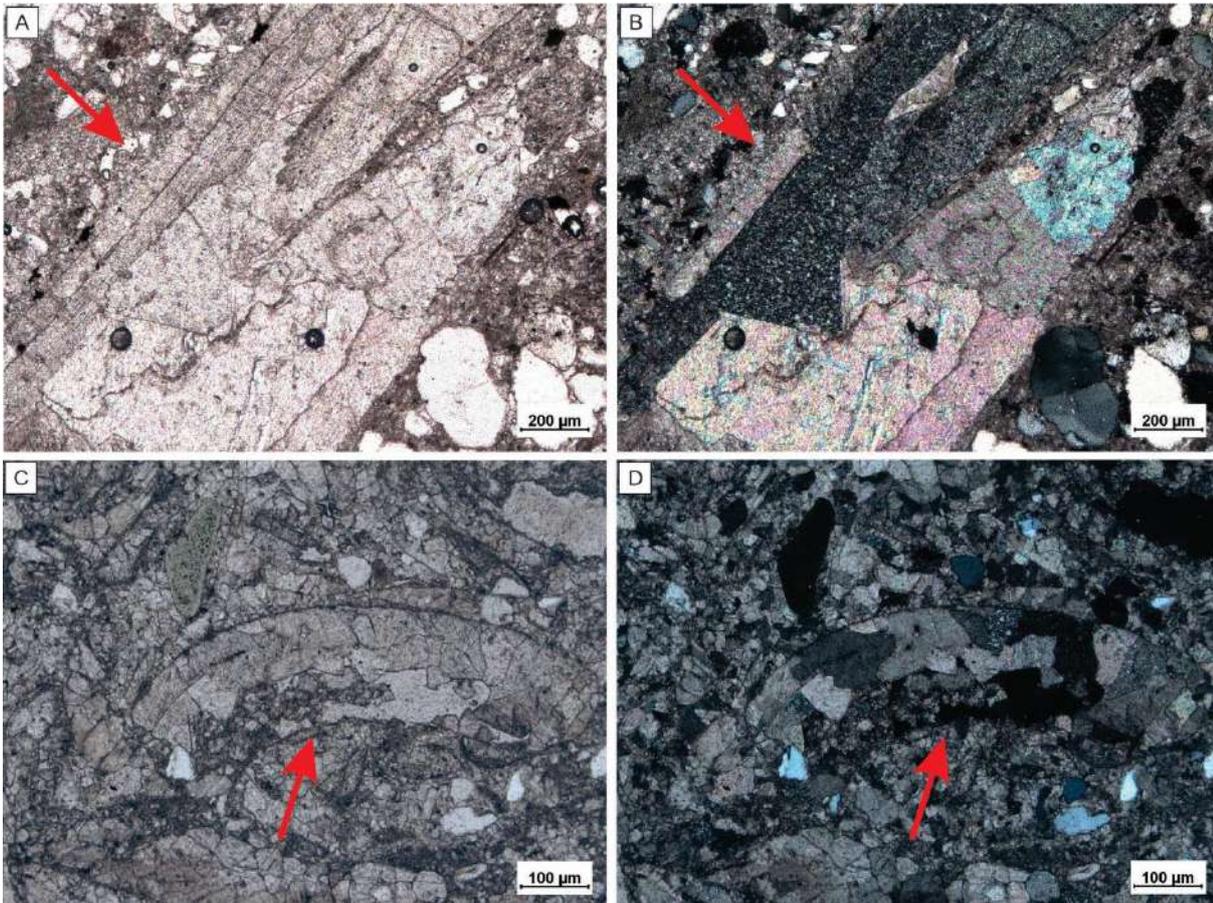
Figura 21 – Fotomicrografias: A, C e E) Concha de molusco bivalvio neomorfizada/recristalizada exibindo linha de crescimento (nicois paralelos); B, D e F) Concha de molusco bivalvio neomorfizada/recristalizada exibindo linha de crescimento (nicois cruzados).



Fonte: A autora (2022).

O processo de cimentação é observado na maioria das conchas de moluscos bivalvíos. Essas conchas passaram primeiramente por processo de dissolução, onde ficou apenas seu molde (porosidade móldica) e esses moldes foram posteriormente cimentados por calcita espática blocosa havendo alteração completa da estrutura interna dessas conchas (Figura 22).

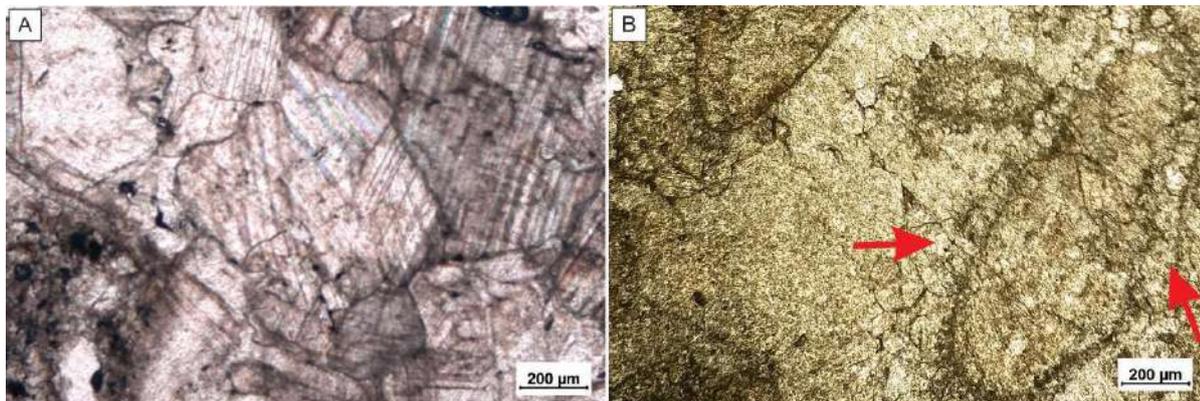
Figura 22 – Fotomicrografias: A e C) Conchas de molusco bivalvío cimentadas por calcita espática blocosa indicadas pelas setas vermelhas (nicóis paralelos); B e D) Conchas de molusco bivalvío cimentadas por calcita espática blocosa indicadas pelas setas vermelhas (nicóis cruzados).



Fonte: A autora (2022).

Além de ocorrer cimentação carbonática preenchendo moldes de conchas, como citado anteriormente, outro indício de cimentação é a presença de cimento de calcita no espaço poroso entre os grãos bioclásticos e/ou detríticos, também associado à precipitação carbonática (Figura 23A) como calcita espática blocosa e poiquilotópica. Além disso foi observada também cimentação de calcita do tipo franja isópaca (Figura 23B). Desta forma, a calcita é o único material cimentante dessas rochas.

Figura 23 – Fotomicrografias: A) Cimento de calcita exibindo maclas bem desenvolvidas (nicois paralelos); B) Cimento do tipo franja de calcita ao redor do bioclasto indicado pelas setas vermelhas (nicois paralelos).



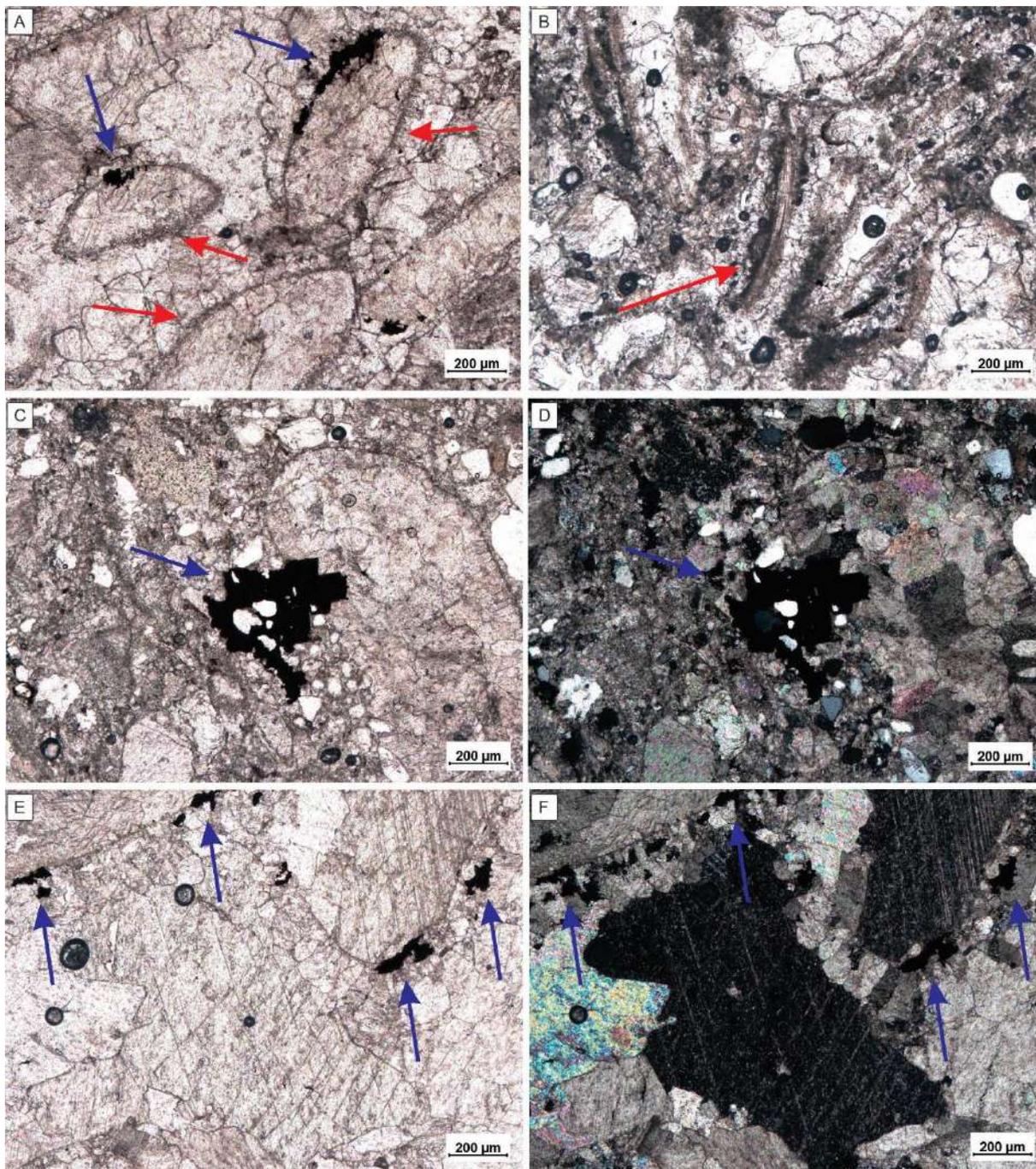
Fonte: A autora (2022).

Além da matriz micrítica entre os bioclastos, ocorre também o processo de micritização, processo no qual as microperfurações existentes nas bordas dos grãos bioclásticos, que foram causadas por organismos endolíticos, são preenchidas por micrita. Este evento, pouco observado nas lâminas petrográficas aqui estudadas, forma uma borda escura, também denominado de envelopes de micrita, que circundam as conchas dos ostracodes e bivalvíos e podem até substituir parcialmente estes bioclastos (Figuras 24A e 24B).

Estas rochas carbonáticas também passaram por processo de piritização, que deu origem a pirita ( $\text{FeS}_2$ ) autigênica, que ocorre com hábito framboidal e como pirita microcristalina, ambos tendo sua ocorrência de forma disseminada preenchendo alguns espaços porosos e, às vezes, substituindo material carbonático (Figuras 24A, 24C e 24E).

Outro processo diagenético presente nessas rochas é a compactação, sendo possível observar feições de compactação mecânica evidenciadas pela presença bioclastos fragmentados e fraturados (Figuras 25A, 25B e 25C). Feição típica de compactação química também foram observadas, localmente, onde existem contatos côncavo-convexo e suturado entre bioclastos (Figura 25D).

Figura 24 – A) Conchas de bivalvíos micritizadas (setas vermelhas) e presença de pirita (setas azuis); B) Fragmento de concha de bivalvío micritizado (seta vermelha). C) Concha de bivalvío e pirita preenchendo espaço poroso e englobando grãos de quartzo (seta azul) (nicois paralelos); D) Imagem C à nicois cruzados; E) Pirita preenchendo espaços vazios (setas azuis) à nicois paralelos; F) Imagem E à nicois cruzados.

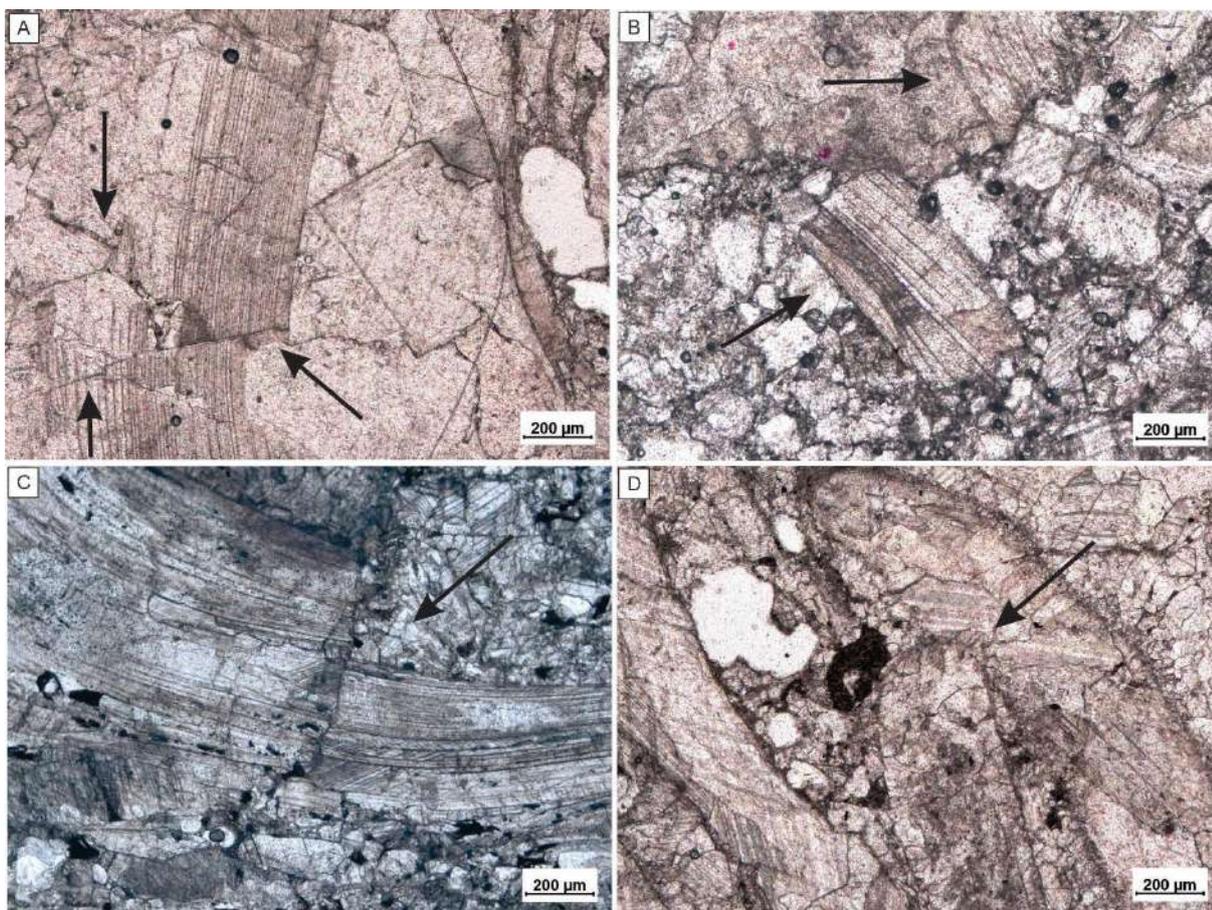


Fonte: A autora (2022).

No que diz respeito à porosidade, é possível notar que estas coquinas apresentam poucos poros devido ao alto grau de cimentação que ocorre nessas rochas. Quando presente, é possível

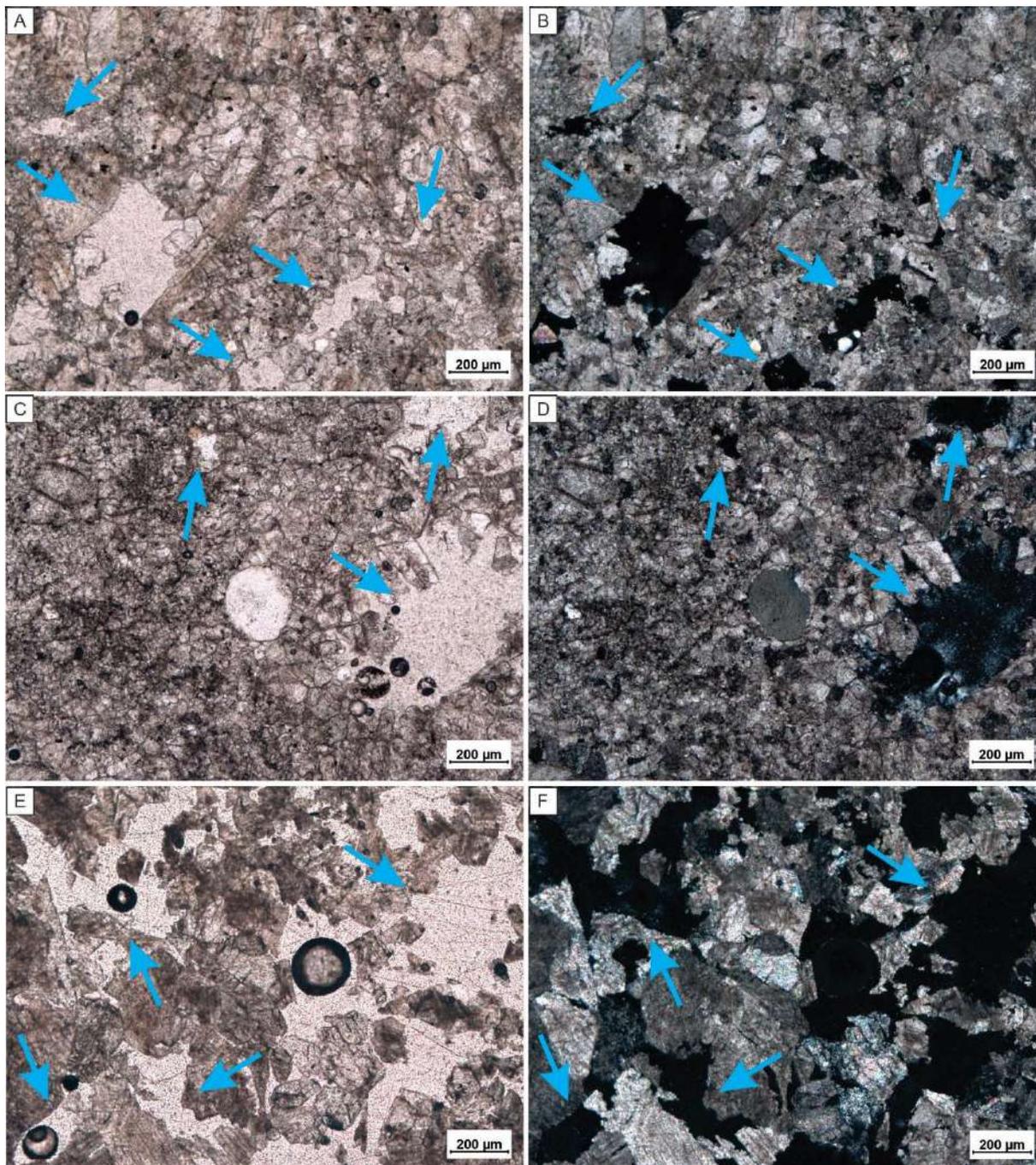
notar que a porosidade é secundária e está sempre associada à processos de dissolução, dando origem a porosidade intercrystalina (porosidade secundária formada a partir da dissolução do cimento) e vugular (porosidade secundária formada a partir da dissolução; Figura 26). Ainda foi possível observar porosidade móldica (porosidade secundária formada a partir da dissolução da estrutura interna das conchas), na Figura 27, porém em menor frequência, visto que os moldes das conchas que foram dissolvidas também foram cimentados posteriormente, obliterando estes poros.

Figura 25 – Fotomicrografias: A) Concha de bivalvío neomofizada fraturada (setas pretas); B) Fragmentos de bioclasto deslocados indicados pelas setas pretas; C) Bioclasto fraturado e descolado pela fratura de cisalhamento; D) Contato côncavo-convexo entre grãos bioclásticos devido à compactação química.



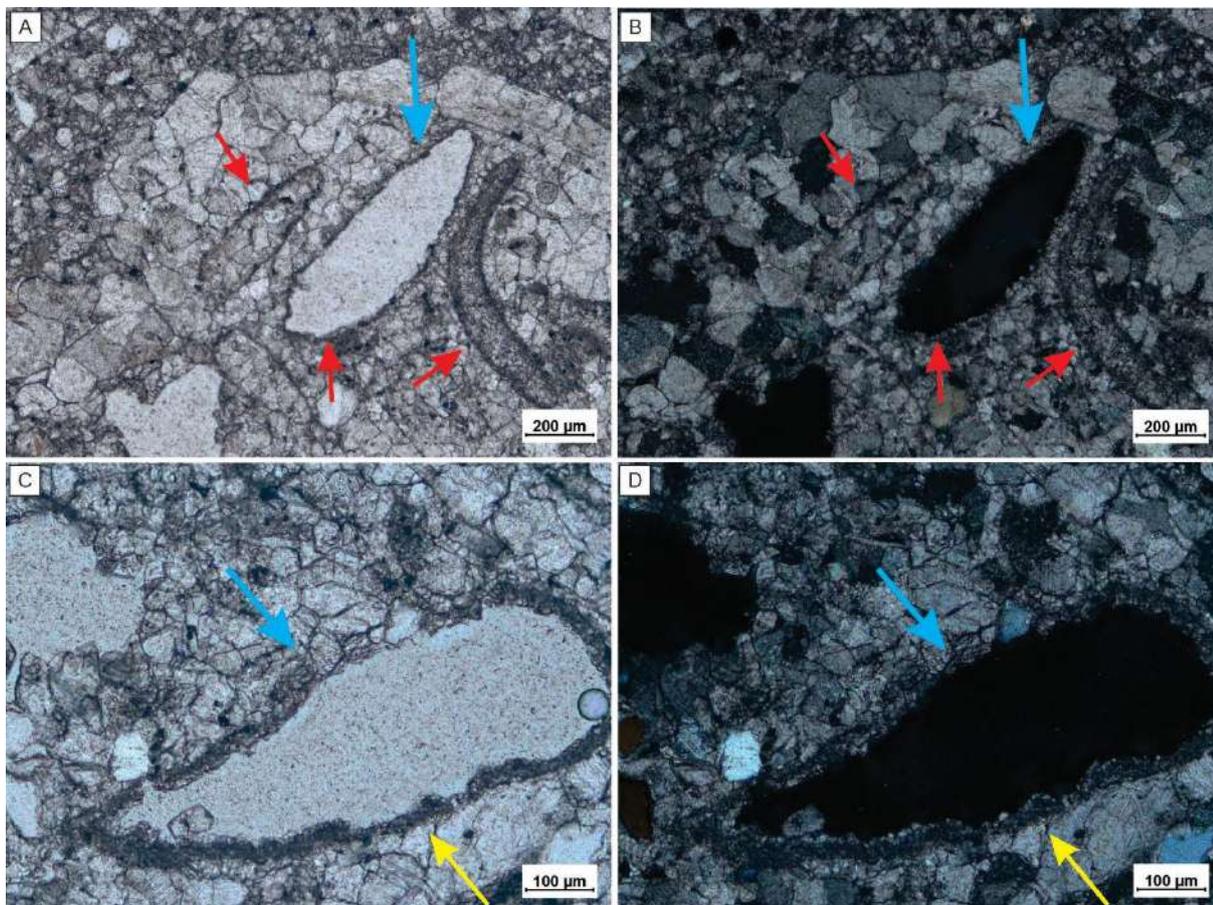
Fonte: A autora (2022).

Figura 26 – Fotomicrografias: A, C e E) Porosidades intercrystalina e vugular (setas azuis) geradas pela dissolução de cimento (nicóis paralelos); B, D e F) Porosidades intercrystalina e vugular geradas pela dissolução de cimento (nicóis cruzados).



Fonte: A autora (2022).

Figura 27 – Fotomicrografias: A) Conchas de bivalvíos com extremidades arredondadas e circundadas por delgados envelopes de micrita (setas vermelhas) e porosidade móldica (seta azul) com envelope de micrita preservado à nicois paralelos; B) Figura “A” a nicois cruzados; C) Cimentação de calcita do tipo franja isópaca de calcita preservada (seta amarela) e porosidade móldica (seta azul) à nicois paralelos; D) Figura “C” a nicois cruzados.



Fonte: A autora (2022).

#### 5.1.4 Catodoluminescência (CL)

A partir da análise por catodoluminescência alguns detalhes foram revelados com mais clareza, onde foi possível notar diferentes padrões de luminescência emitidos a partir da calcita.

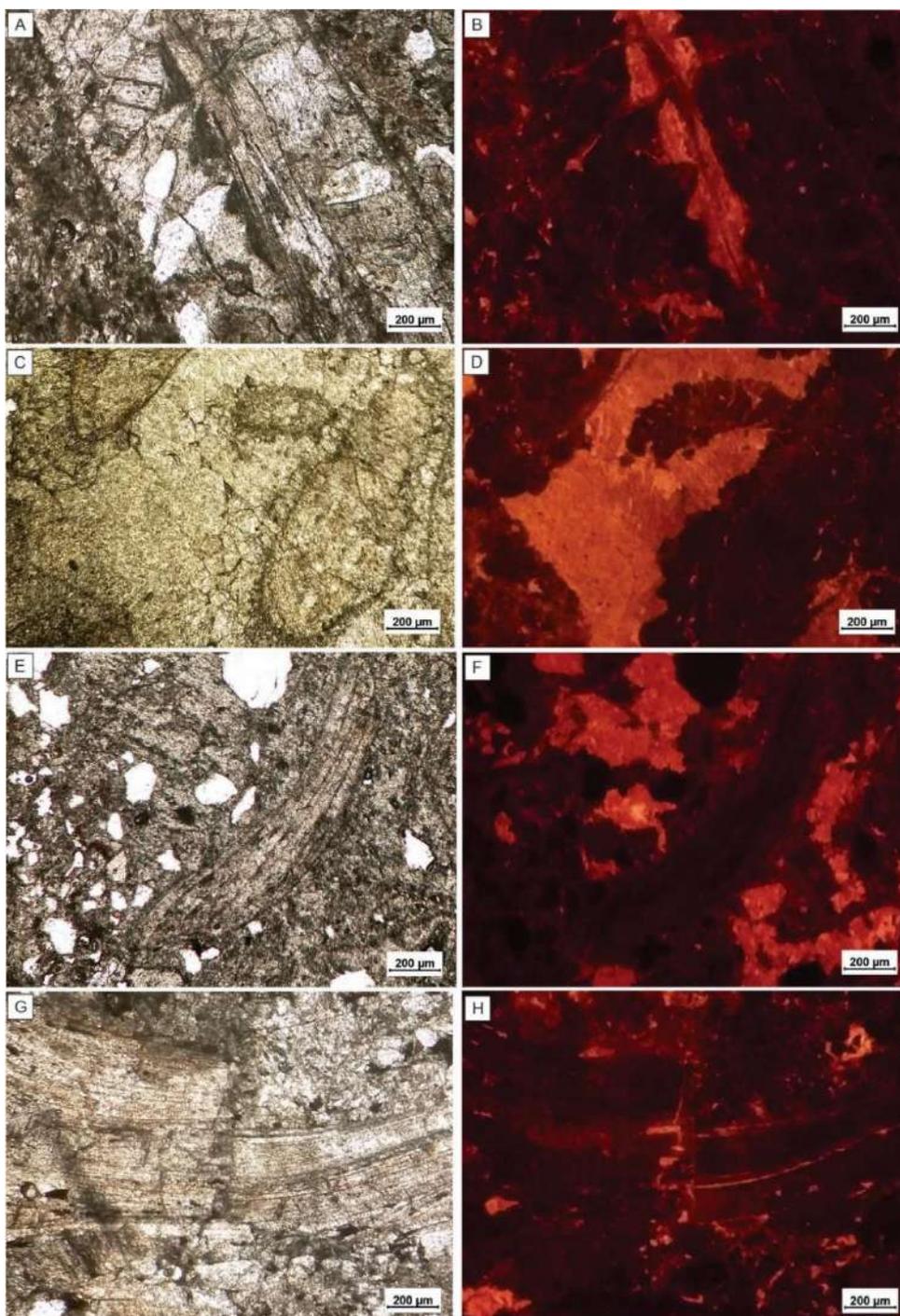
A coloração vermelha escura não-luminescente representa uma primeira geração de cimento que ocorre geralmente preenchendo o interior das conchas dos bivalvíos, enquanto a coloração vermelha clara luminescente brilhante representa uma segunda geração de cimento, que geralmente ocorre preenchendo espaço entre os grãos e, às vezes, em algumas porções no interior dos bivalvíos.

É notável que todas as conchas de bivalvíos, tanto as neomorfizadas quanto as cimentadas, mostram-se sem luminescência (Figura 28). Porém, essas conchas de bivalvíos também podem apresentar mais de uma geração de cimento em seu preenchimento, como mostrado na Figura 28B onde é possível observar que a concha de bivalvío neomorfizada apresenta uma baixa luminescência nas extremidades com porções de calcita micrítica de alta luminescência e, no centro (zona de fraqueza), onde houve dissolução e posteriormente precipitação de cimento de calcita espática blocosa de moderada a alta luminescência.

Os cimentos de calcita poiquilotópica e calcita blocosa tardios apresentam alta luminescência (Figura 28B, 28D e 28F).

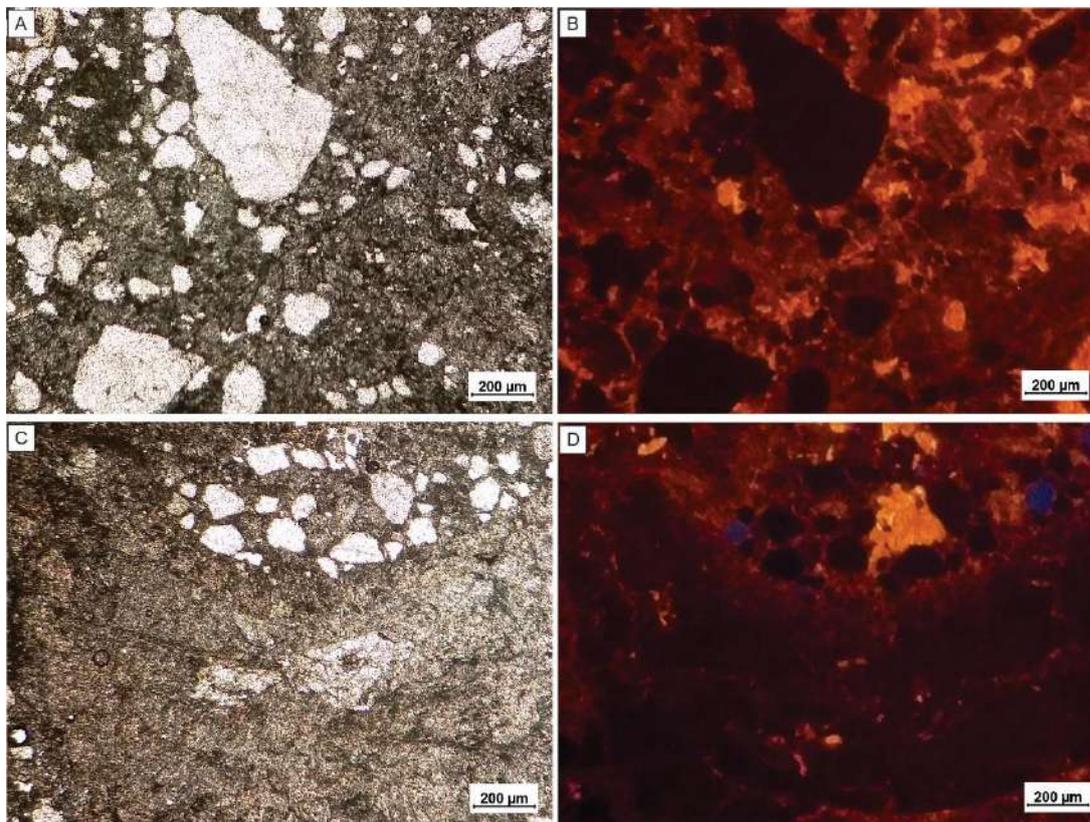
Nos arenitos calcíferos, é possível determinar sob catodoluminescência que a matriz é carbonática e apresenta coloração variável, sendo vermelha clara de alta luminescência e vermelha escura de baixa luminescência, como observado na Figura 29. Diferente do material carbonático, todo o material siliciclástico apresentam-se sem luminescência, onde a grande maioria dos minerais, onde predominam os grãos de quartzo, apresentam uma cor preta (não-luminescente) e, às vezes, alguns grãos de quartzo mostram-se na cor azul (Figura 29).

Figura 28 – Fotomicrografias: A) Concha de bivalvío preenchido por cimento de calcita e calcita micrítica (porções de cor marrom no centro da concha) à nicois paralelos; B) Imagem (A) sob catodoluminescência (CL), cimento de calcita não-luminescente e calcita micrítica com alta luminescência; C) Conchas de bivalvíos com franja isópaca de calcita e cimento de calcita poiquilotópica (nicois paralelos); D) Imagem (C) sob CL, conchas de bivalvíos e franja de calcita não-luminescentes e calcita poiquilotópica com alta luminescência; E) Concha de bivalvío, cimento de calcita poiquilotópica e grãos detríticos (nicois pararealos); F) Imagem (E) sob CL, concha de bivalvío não-luminescente, calcita poiquilotópica com alta luminescência e grãos detríticos também sem luminescência; G) Concha de bivalvío fraturada (nicois paralelos); H) Imagem (G) sob CL mostrando a fratura parcialmente preenchida por calcita de segunda geração luminescente.



Fonte: A autora (2022).

Figura 29 – Fotomicrografias: A) Grãos de quartzo e cimento carbonático microcristalino em arenito calcífero; B) Imagem (A) sob CL mostrando duas gerações de cimento, uma sem luminescência e outra com alta luminescência e grãos de quartzo sem luminescência; C) Concha de bivalvío e grãos de quartzo em arenito calcífero; D) Imagem (C) sob CL com concha de bivalvío sem luminescência e grãos de quartzo sem luminescência e alguns luminescentes na cor azul.



Fonte: A autora (2022).

### 5.1.5 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

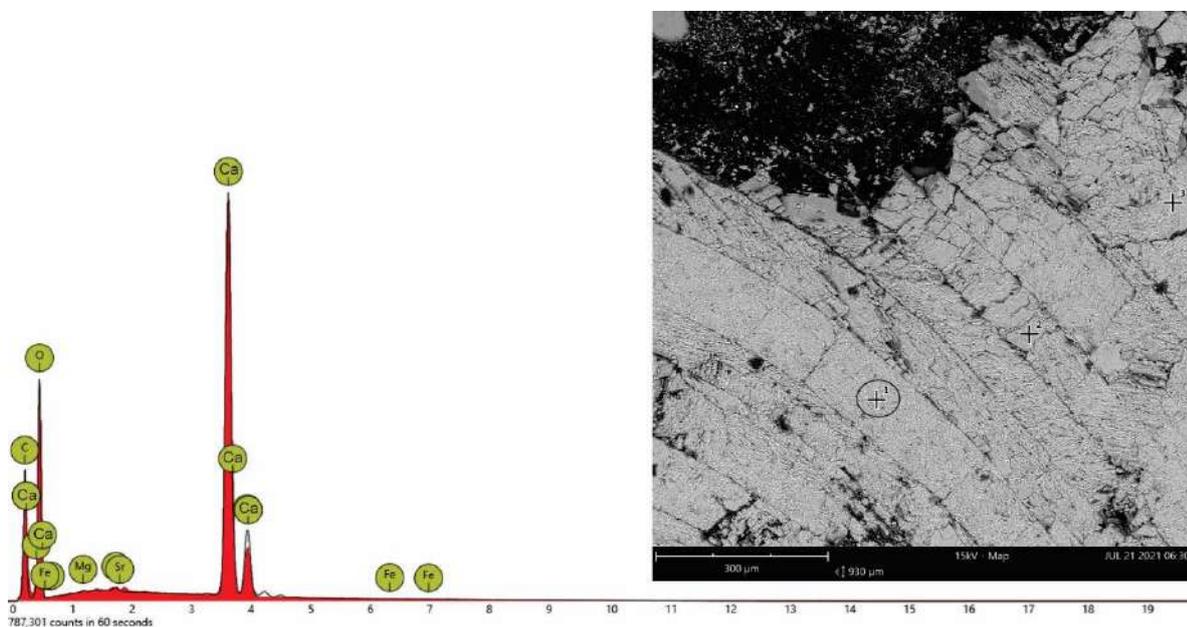
As análises realizadas no MEV foram utilizadas para confirmar a ocorrência de alguns minerais presentes nas rochas aqui estudadas, por meio da análise química pontual por EDS (espectrômetro de dispersão de energia) complementando as análises realizadas por microscopia óptica, obtendo-se também fotomicrografias de maior resolução. Onde é mostrado picos proeminentes dos principais elementos químicos que compõem determinado mineral analisado.

As análises foram feitas em cristais de calcita tanto dos que compõem as conchas dos bivalvíos e dos ostracodes quanto dos cimentos carbonáticos presentes em todas essas rochas (Figuras 30, 31, 32 e 33). Também foram realizadas análises em minerais opacos (Figuras 34 e 35).

Nas amostras estudadas foi observado o predomínio de cálcio em todas as frações carbonáticas das rochas, mostrando que a composição tanto das conchas de bivalvíos e ostracodes quanto dos cimentos carbonáticos é calcítica.

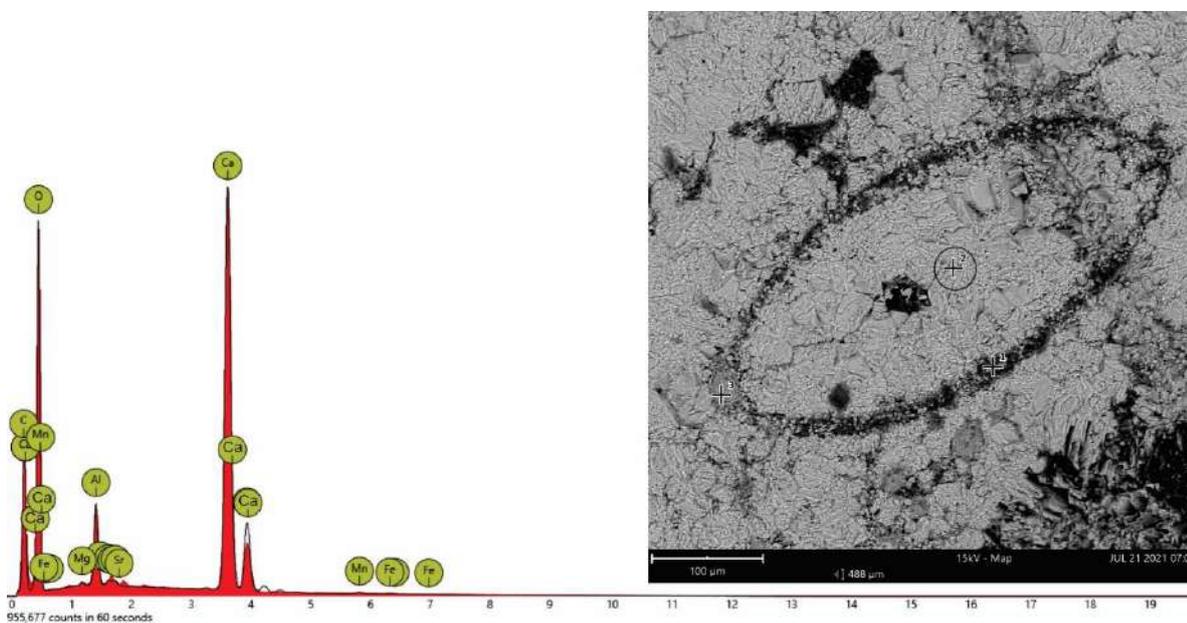
Além das análises químicas pontuais por EDS, foi possível obter imagem tridimensional de algumas amostras, onde foi notada a forma romboédrica de cristais de calcita e alguns tipos de porosidade, como por exemplo, porosidades vugular, intercrystalina e do tipo fratura (Figura 36).

Figura 30 – Análise realizada em concha de bivalvívio: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob MEV. Local da análise: ponto circulado.



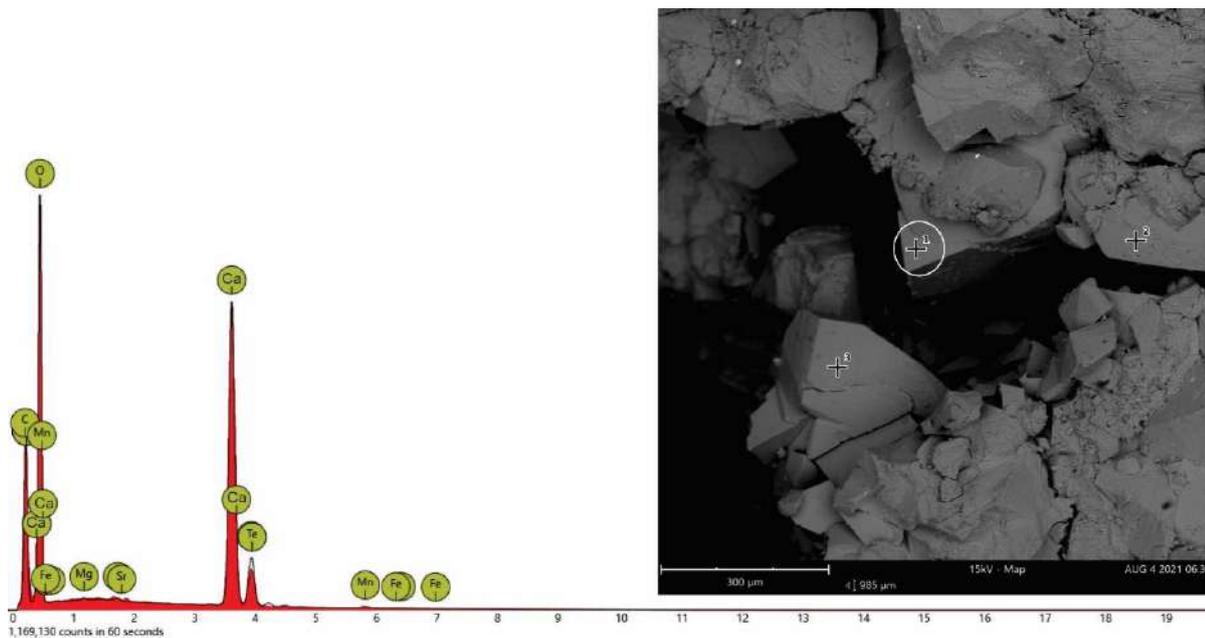
Fonte: A autora (2022).

Figura 31 – Análise realizada em ostracode: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado.



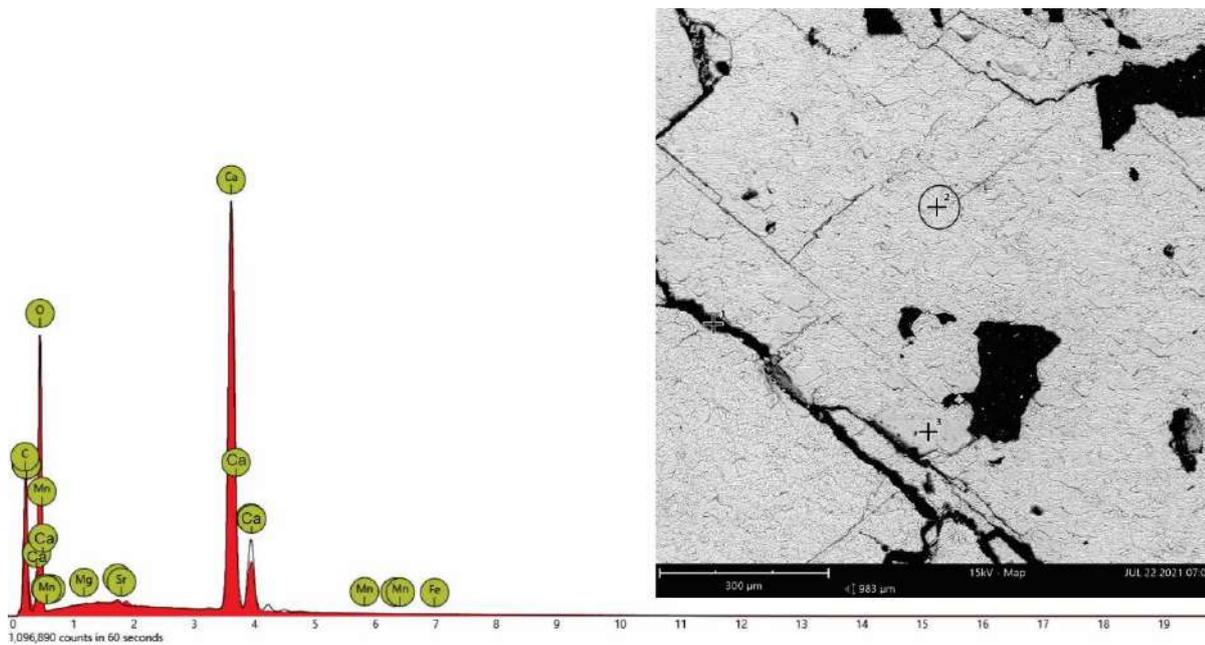
Fonte: A autora (2022).

Figura 32 – Análise realizada em cristal de calcita precipitado no espaço poroso: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados e fotomicrografia sob o MEV com porosidades observada na rocha. Local da análise: ponto circulado.



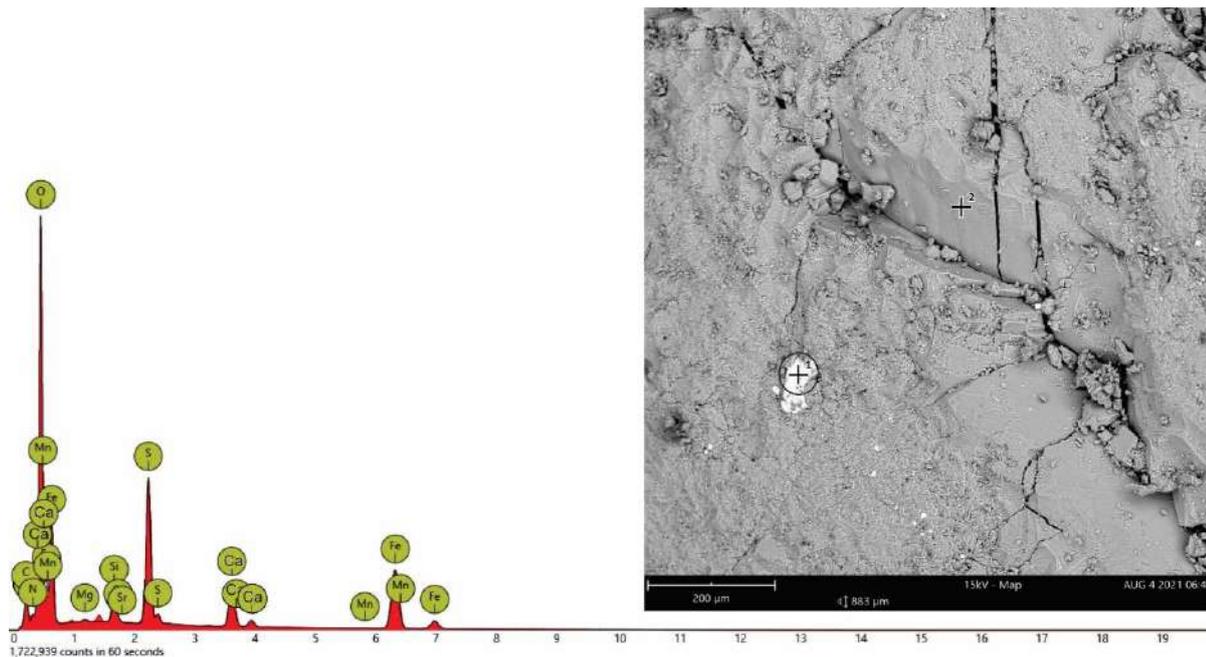
Fonte: A autora (2022).

Figura 33 – Análise realizada em cimento de calcita: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados e fotomicrografia sob o MEV exibindo planos de clivagem da calcita e algumas fraturas. Local da análise: ponto circulado.



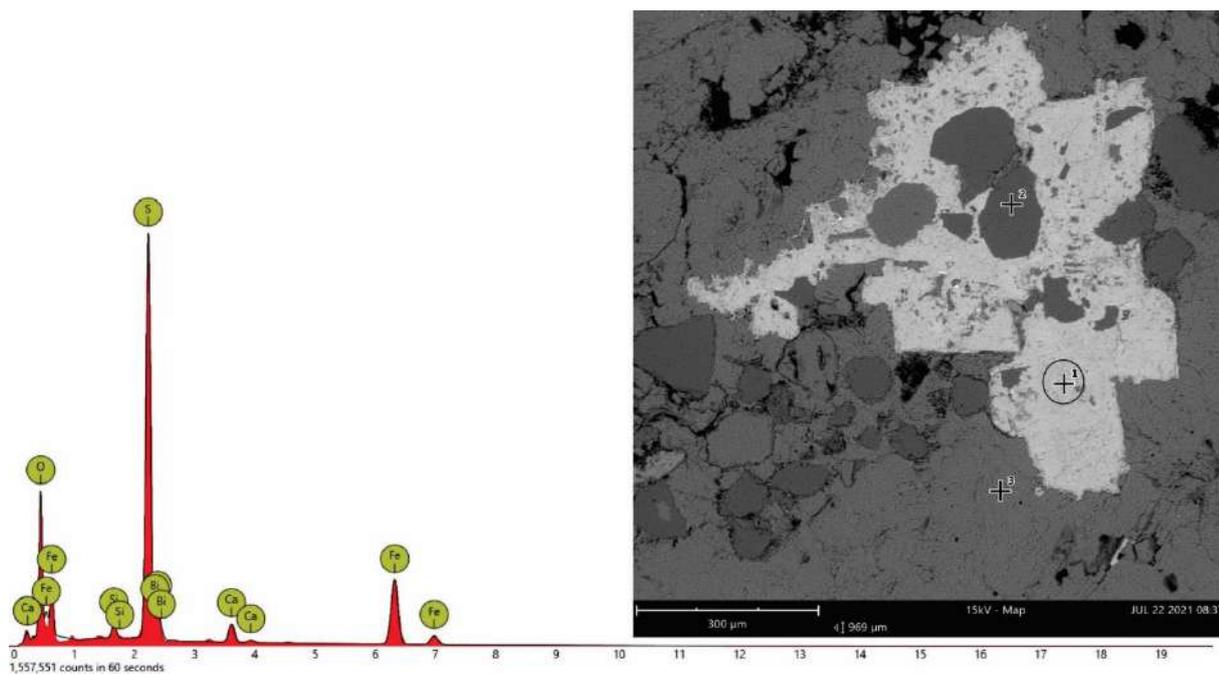
Fonte: A autora (2022).

Figura 34 – Análise realizada em cristal de pirita: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado.



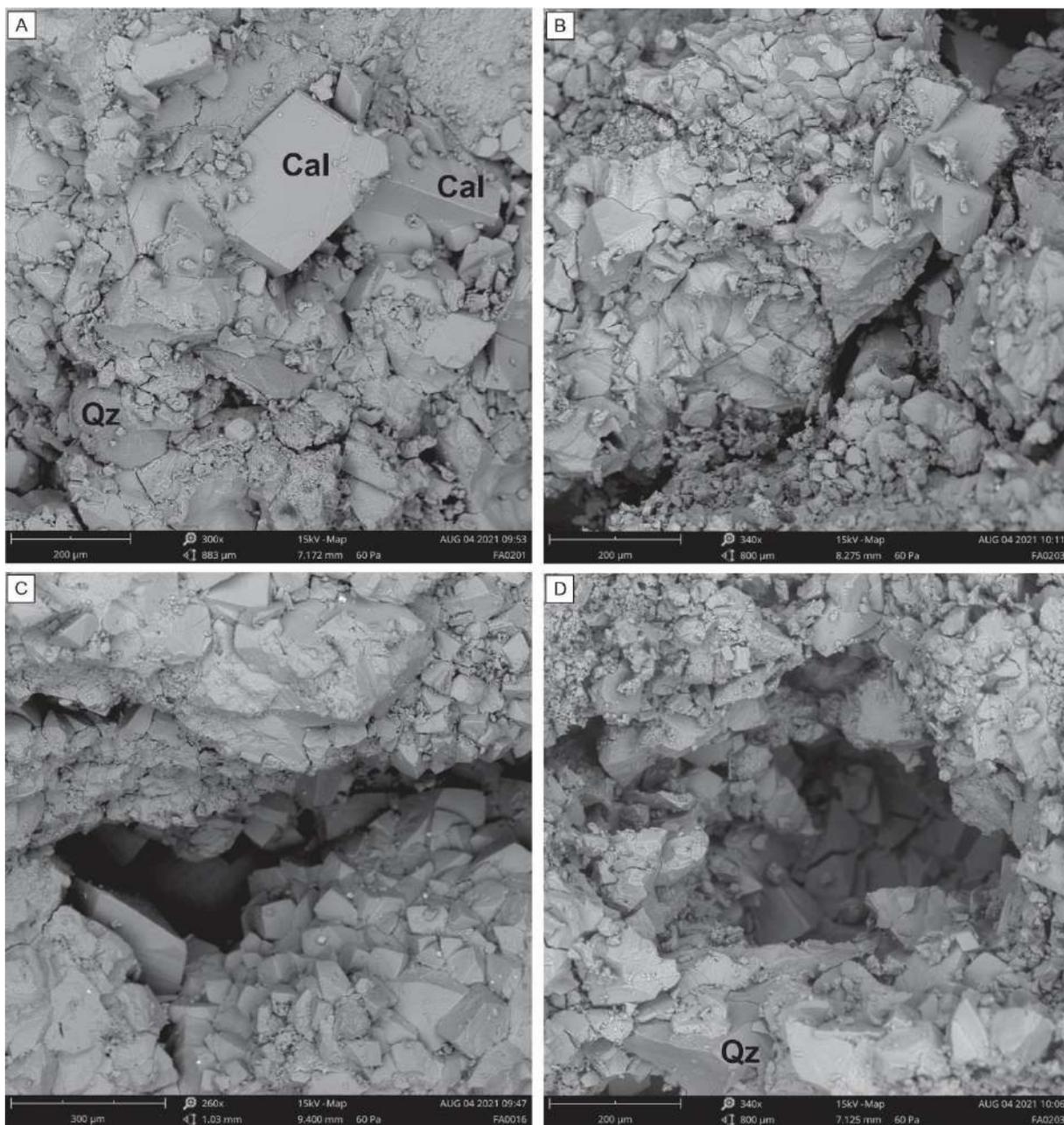
Fonte: A autora (2022).

Figura 35 – Análise realizada em cristal de pirita: espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado.



Fonte: A autora (2022).

Figura 36 – Fotomicrografias em três dimensões sob o MEV: A) Cristais de calcita romboédrica e grão de quartzo arredondado; B) Porosidades intercrystalina e do tipo fratura; C e D) Porosidades do tipo vugular. Cal= Calcita; Qz= Quartzo.



Fonte: A autora (2022).

### 5.1.6 Geoquímica Multielementar

Os resultados mostrados neste capítulo são referentes às análises geoquímicas das 58 amostras que foram coletadas na Pedreira Atol, representando os carbonatos e os arenitos calcíferos da Formação Morro do Chaves.

Os resultados das análises dos elementos maiores e menores são apresentados sob a forma de óxidos como SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> com valores em % peso e, os traços, Sr e Rb, dados em ppm (Tabela 4). A partir dos dados foi criada uma matriz de correlação (Tabela 5) que apresenta os resultados das correlações (coeficiente de Pearson) entre os elementos maiores, perda ao fogo (PF) e as razões utilizadas neste trabalho.

#### 5.1.6.1 Geoquímica dos Elementos Maiores e Menores

A seguir, os resultados obtidos para os elementos maiores e menores são discutidos e interpretados em detalhe, caso a caso. Os dados de geoquímica elementar estão abordados de acordo com as cinco fácies definidas no capítulo anterior (análise petrográfica), sendo elas: calcário com bivalvíos sem detríticos (CB), calcário com bivalvíos com detríticos (CBD), calcário sem bivalvíos e sem detríticos (C), calcário sem bivalvíos com detríticos (CD) e arenito calcífero com bivalvíos (A).

##### 5.1.6.1.1 Sílica (SiO<sub>2</sub>)

O conteúdo de SiO<sub>2</sub> varia entre abaixo do limite de detecção (LOD < 0,001%) a 44,57% (Tabela 4). É possível observar nos diagramas da Figura 37, que as rochas das fácies com material detrítico são as que possuem maiores concentrações dos elementos químicos de assinatura detrítica.

A concentração de SiO<sub>2</sub> exibe uma forte correlação inversa com o CaO (r= -1,0) nos calcários, indicando uma diminuição gradual no conteúdo de quartzo detrítico e subsequente enriquecimento em calcita, denotando o antagonismo do processo de deposição sedimentar, clástico e químico.

Os diagramas de variação entre  $\text{SiO}_2$  e outros óxidos são mostrados na Figura 37. No diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , os calcários e arenitos estudados exibem correlação positiva ( $r=0,9$ ), assim como  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{TiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , com  $r=0,8$  e  $r=0,9$ , respectivamente (Tabela 5). Portanto, estes elementos podem ser interpretados como a assinatura dos componentes detríticos como, por exemplo, os feldspatos presentes em algumas dessas rochas. Ainda na Figura 37, é possível notar que  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{P}_2\text{O}_5$ , de forma geral, não mostra correlação ( $r=0,2$ ), porém algumas amostras onde estes dois elementos se correlacionam positivamente, são referentes às amostras que possuem material detrítico em seu arcabouço, podendo se interpretar que o fósforo nestas amostras é de origem detrítica.

#### 5.1.6.1.2 Alumina ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ )

Os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são de quantidades traços a maior proporção, entre abaixo do limite de detecção ( $\text{LOD} < 0,001\%$ ) e 2,44% (Tabela 4).

Os diagramas de variações entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e outros óxidos são mostrados na Figura 38, onde mostra que ocorre correlação positiva entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  cujos os coeficientes de correlação são  $r=0,9$ ,  $r=1,0$  e  $r=0,9$ , respectivamente (Tabela 5). Isto indica que estes elementos são de origem terrígena ou que estão associados à argilominerais presentes nestes calcários. A relação  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  não apresenta um coeficiente de correlação alto, sendo  $r=0,5$ , porém na maioria das amostras esses valores covariam, como pode ser visto na figura 38B.

$\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{CaO}$  mostra uma forte correlação negativa ( $r= -0,9$ ), refletindo o caráter oposto da origem de ambos.

#### 5.1.6.1.3 Ferro Total ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )

No presente estudo, os valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  variam de 0,07 a 1,00% (Tabela 4).

Neste trabalho, apesar dos coeficientes de correlação serem baixos entre  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e alguns outros elementos (Tabela 5), de acordo com as curvas quimioestratigráficas dos elementos químicos, onde a de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  está covariando paralelamente com as de  $\text{Si}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  (Figura 42), sendo assim, pode-se dizer que o Fe, assim como estes elementos, está também associado ao material detrítico.

Tabela 4 – Concentrações dos elementos maiores, menores e traços obtidas por Fluorescência de Raios-X das amostras na área da Pedreira Atol (AL). CB= calcário com bivalvíos sem detritos; CBD= calcário com bivalvíos com detritos; C= calcário sem bivalvíos e sem detritos; CD= calcário sem bivalvíos com detritos; A= arenito calcífero com bivalvíos; PF= Perda ao fogo. Concentrações dos óxidos e PF são dadas em porcentagem e dos elementos Rb e Sr, são dadas em ppm.

Amostra	Altura(m)	Fácies	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Rb	Sr
FA-00-01	0,40	CB	0,99	0,01	0,30	0,19	0,05	0,27	55,90	<0,001	0,13	0,05	41,98	6	2383
FA-00-02	0,90	CB	0,95	0,02	0,32	0,19	0,06	0,29	55,83	<0,001	0,14	0,08	41,93	5	1258
FA-00-03	1,40	CB	2,23	0,03	0,60	0,23	0,06	0,32	54,48	<0,001	0,26	0,08	41,26	8	2022
FA-00-04	1,80	C	<0,001	<0,001	0,09	0,13	0,06	0,30	56,91	<0,001	0,01	0,13	43,08	4	2022
FA-00-05	2,10	CBD	0,88	0,01	0,25	0,14	0,06	0,32	55,37	<0,001	0,12	0,11	42,37	5	2127
FA-00-06	3,20	C	<0,001	<0,001	<0,001	0,09	0,11	0,31	58,03	<0,001	<0,001	0,09	42,99	3	1426
FA-00-11	3,63	C	2,68	<0,001	0,11	0,19	0,18	0,36	54,79	<0,001	0,06	0,05	41,51	5	904
FA-00-12	4,03	C	0,81	<0,001	0,25	0,25	0,15	0,36	56,02	<0,001	0,10	0,02	42,54	6	1227
FA-00-13	4,63	CB	2,80	0,01	0,70	0,32	0,11	0,34	53,83	<0,001	0,27	0,07	41,25	9	1897
FA-00-15	5,35	C	3,18	0,02	0,69	0,28	0,15	0,33	53,46	<0,001	0,29	0,13	41,17	10	1358
FA-00-16	5,80	CB	<0,001	<0,001	0,11	0,17	0,14	0,27	56,96	<0,001	0,02	0,09	42,70	3	1542
FA-00-17	6,80	CB	<0,001	<0,001	<0,001	0,07	0,07	0,23	57,93	<0,001	<0,001	0,07	43,41	2	2203
FA-01-01	8,70	CB	<0,001	<0,001	0,15	0,13	0,07	0,28	57,57	<0,001	0,04	0,22	43,14	5	1787
FA-01-02	9,70	CB	<0,001	<0,001	<0,001	0,10	0,07	0,24	57,55	<0,001	<0,001	0,08	43,47	2	2089
FA-01-03	11,30	CB	<0,001	<0,001	0,01	0,12	0,07	0,24	57,75	<0,001	<0,001	0,10	43,58	3	1777
FA-01-04	11,40	CD	27,19	0,10	1,89	0,42	0,06	0,41	35,73	<0,001	0,82	0,65	33,93	25	1413
FA-01-08	12,10	CD	11,52	0,02	0,57	0,26	0,08	0,31	48,36	<0,001	0,20	0,18	38,15	7	1925
FA-01-09	13,10	CB	<0,001	<0,001	0,07	0,12	0,05	0,24	56,85	<0,001	0,05	0,02	43,52	3	2055
FA-01-10	14,10	CB	<0,001	<0,001	<0,001	0,11	0,07	0,22	57,71	<0,001	<0,001	< LOD	43,89	1	3241
FA-02 (-01)	14,40	CD	20,19	0,02	0,69	0,21	0,06	0,27	42,78	<0,001	0,28	0,27	34,96	8	1795
FA-02-01	15,10	CB	0,69	<0,001	0,05	0,37	0,10	0,29	56,04	<0,001	<0,001	0,03	42,53	2	1558
FA-02-02	15,48	CB	8,27	0,04	0,86	0,31	0,06	0,40	50,02	<0,001	0,36	0,06	39,83	10	1428
FA-02-03	15,70	CBD	7,54	<0,001	0,24	0,17	0,07	0,30	51,94	<0,001	0,09	0,05	40,38	3	1619
FA-02-04	15,82	CB	1,75	<0,001	0,17	1,00	0,19	0,32	54,90	<0,001	0,06	0,17	40,89	4	852
FA-02-10	16,89	CB	1,09	0,01	0,31	0,34	0,11	0,26	55,32	<0,001	0,08	0,19	42,49	5	2554
FA-02-11	17,29	CB	0,32	<0,001	0,19	0,25	0,09	0,24	55,86	<0,001	0,04	0,11	42,68	3	2432
FA-02-12	17,44	CB	1,35	0,01	0,18	0,17	0,10	0,22	55,40	<0,001	0,03	0,10	42,15	4	2514
FA-02-14	18,54	C	<0,001	<0,001	<0,001	0,11	0,06	0,21	56,66	<0,001	<0,001	0,09	43,42	2	2721
FA-02-15	20,04	CB	9,18	0,04	0,92	0,30	0,14	0,34	48,86	<0,001	0,31	0,20	38,79	9	1597
FA-02-16	20,56	CB	13,43	0,06	1,22	0,40	0,11	0,39	45,52	<0,001	0,44	0,25	37,31	13	1223
FA-02-18	20,74	CBD	30,86	0,14	2,44	0,71	0,12	0,52	33,78	<0,001	0,85	0,65	28,46	30	1068
FA-02-19	21,04	CBD	2,49	0,02	0,50	0,23	0,08	0,32	54,15	<0,001	0,14	0,58	41,33	6	1765
FA-02-21	21,86	CB	2,84	0,01	0,34	0,93	0,07	0,35	53,82	<0,001	0,09	0,35	40,71	5	1117
FA-02-22	22,41	CBD	10,00	0,02	0,62	0,22	0,08	0,35	48,60	<0,001	0,22	0,57	38,20	8	1372
FA-02-23	23,29	CB	7,66	0,03	0,53	0,20	0,08	0,36	50,90	<0,001	0,17	0,19	39,82	8	1148
FA-02-24	23,49	CD	19,40	0,06	1,28	0,37	0,09	0,42	41,99	<0,001	0,43	0,24	36,17	14	1550
FA-02-25	23,93	CBD	19,13	0,03	0,95	0,24	0,12	0,34	42,28	<0,001	0,37	0,21	35,56	11	1211
FA-02-26	24,39	C	17,31	0,04	0,92	0,27	0,13	0,36	43,59	<0,001	0,29	0,24	38,81	9	1609
FA-02-27	25,29	CBD	6,76	<0,001	0,22	0,12	0,05	0,27	51,12	<0,001	0,05	0,14	40,53	4	2452
FA-03-01	25,79	A	44,57	0,10	2,11	0,51	0,07	0,33	25,99	<0,001	0,64	0,28	23,41	22	838
FA-03-02	26,89	CBD	<0,001	<0,001	<0,001	0,10	0,05	0,22	57,62	<0,001	<0,001	0,07	39,95	2	2018
FA-03-03	27,69	CB	4,66	0,03	0,95	0,30	0,11	0,33	52,00	<0,001	0,15	0,72	39,91	8	1244
FA-03-04	27,99	CB	4,83	<0,001	0,26	0,11	0,08	0,23	52,97	<0,001	0,05	0,07	40,93	5	1740
FA-03-05	29,39	CB	8,00	0,02	0,55	0,21	0,07	0,26	49,73	<0,001	0,14	0,29	39,17	5	1448
FA-03-06	30,69	CBD	14,28	0,07	1,54	0,41	0,12	0,38	44,86	<0,001	0,37	0,26	35,75	12	955
FA-03-07	31,34	CBD	37,78	0,07	2,16	0,25	0,06	0,30	30,32	<0,001	0,60	0,17	26,34	20	1313
FA-03-08	32,59	CB	3,03	<0,001	0,22	0,14	0,06	0,27	54,89	<0,001	0,05	0,34	40,52	4	1634
FA-03-09	33,39	CB	1,28	<0,001	0,09	0,13	0,09	0,27	56,34	<0,001	<0,001	0,10	41,96	3	1692
FA-03-10	34,09	A	31,19	0,07	1,87	0,31	0,06	0,40	34,51	<0,001	0,56	0,79	28,61	20	1246
FA-03-11	34,59	CB	3,83	0,02	0,33	0,13	0,03	0,28	52,89	<0,001	0,05	1,78	39,15	4	1394
FA-04-01	36,79	C	1,51	<0,001	0,06	0,11	0,05	0,25	56,00	<0,001	<0,001	0,24	42,40	3	2097
FA-04-02	37,79	A	33,83	0,06	1,68	0,55	0,06	0,33	33,12	<0,001	0,52	0,15	28,91	19	1566
FA-04-03	39,39	CB	13,04	0,05	1,01	0,38	0,06	0,38	46,37	<0,001	0,30	0,52	37,17	10	1636
FA-04-04	40,59	CB	2,51	0,01	0,27	0,24	0,08	0,43	54,46	<0,001	0,03	0,15	41,80	4	1745
FA-04-05	40,69	CB	2,48	0,01	0,43	0,24	0,08	0,39	54,30	<0,001	0,04	0,08	41,79	4	1767
FA-04-06	41,59	CBD	2,00	0,01	0,28	0,20	0,10	0,36	54,19	<0,001	0,02	0,13	42,23	3	2240
FA-04-07	43,29	A	22,28	0,09	1,74	0,56	0,11	0,37	39,45	<0,001	0,55	0,16	33,34	15	842
FA-04-09	43,64	CBD	25,52	0,05	1,99	0,64	0,14	0,36	37,04	<0,001	0,52	0,20	31,57	15	1055

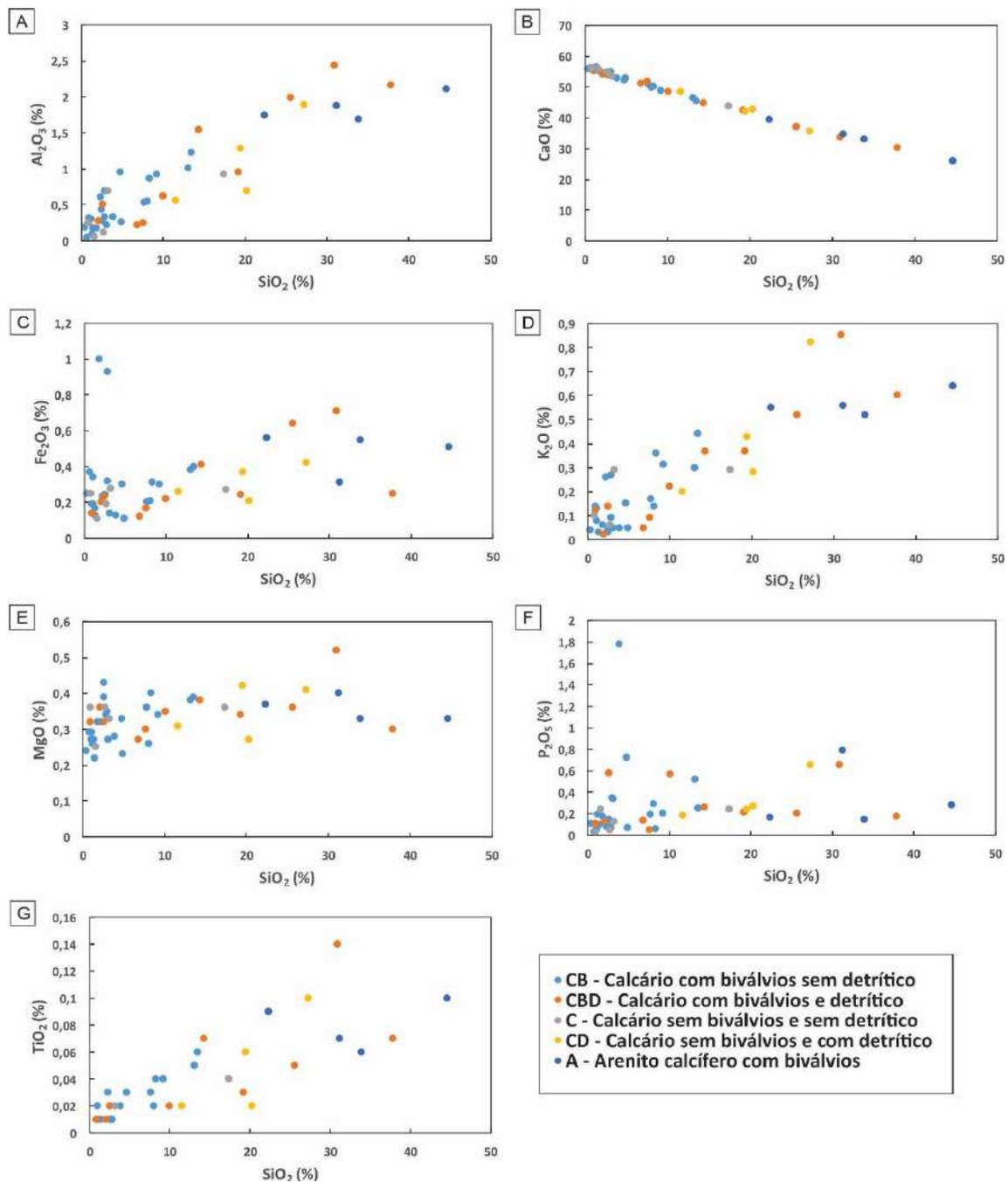
Fonte: A autora (2022).

Tabela 5 – Matriz de correlação com os coeficientes de Pearson (r) dos elementos maiores, menores e traços, perda ao fogo (PF), razões elementares e valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras na área da Pedreira Atol (AL).

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Rb	Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	Sr/Ca	Rb/Sr	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
SiO <sub>2</sub>	1																			
TiO <sub>2</sub>	0,8	1																		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,9	0,9	1																	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,4	0,5	0,5	1																
MnO	-0,1	0,1	0,1	0,4	1															
MgO	0,4	0,6	0,6	0,5	0,3	1														
CaO	-1,0	-0,8	-0,9	-0,5	0,0	-0,5	1													
K <sub>2</sub> O	0,9	0,9	1,0	0,5	0,0	0,6	-0,9	1												
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,2	0,3	0,1	-0,2	0,2	-0,3	0,2	1											
PF	-1,0	-0,8	-0,9	-0,5	0,0	-0,5	1,0	-0,9	-0,3	1										
Rb	0,9	0,9	1,0	0,5	0,1	0,7	-0,9	1,0	0,3	-0,9	1									
Sr	-0,5	-0,6	-0,5	-0,6	-0,4	-0,6	0,5	-0,5	-0,3	0,5	-0,5	1								
Mn/Sr	0,1	0,4	0,2	0,6	0,9	0,4	-0,2	0,1	-0,1	-0,2	0,2	-0,7	1							
Fe/Sr	0,4	0,6	0,5	1,0	0,4	0,5	-0,5	0,4	0,1	-0,5	0,5	-0,6	0,7	1						
Mg/Ca	0,9	0,9	0,9	0,6	0,2	0,8	-0,9	0,9	0,3	-0,9	0,9	-0,6	0,3	0,5	1					
Sr/Ca	0,2	-0,1	0,1	-0,3	-0,5	-0,4	0,0	0,1	-0,1	0,0	0,0	0,8	-0,7	-0,5	-0,1	1				
Rb/Sr	0,9	0,9	0,9	0,6	0,2	0,6	-0,9	0,9	0,3	-0,9	1,0	-0,6	0,4	0,6	0,9	-0,2	1			
$\delta^{13}\text{C}$	0,2	0,1	0,2	0,2	0,0	0,3	-0,3	0,2	0,2	-0,2	0,3	-0,1	0,0	0,1	0,3	0,0	0,3	1		
$\delta^{18}\text{O}$	0,2	0,2	0,2	0,1	-0,3	0,2	-0,3	0,2	0,3	-0,2	0,3	0,0	-0,3	0,0	0,3	0,2	0,2	0,8	1	

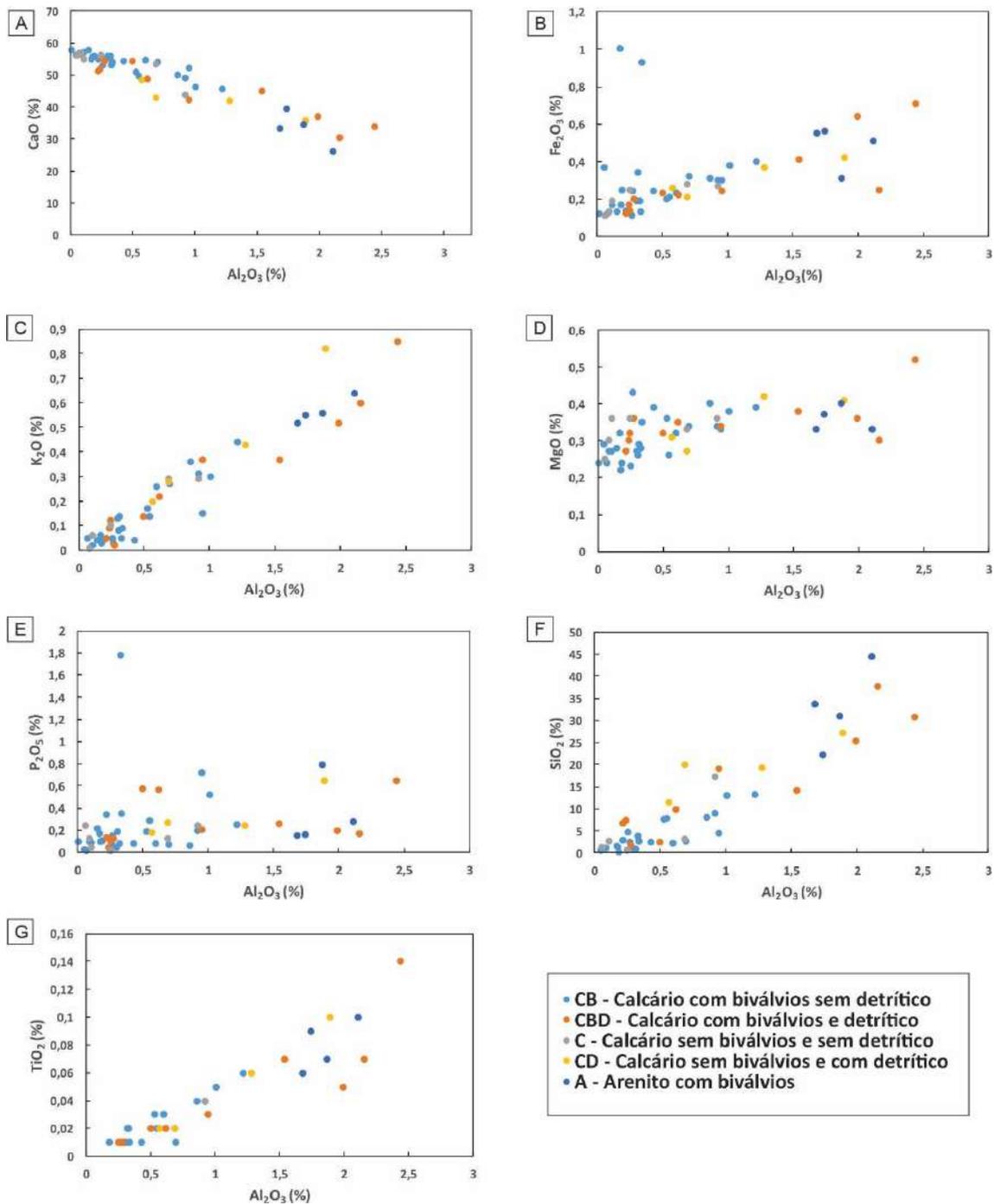
Fonte: A autora (2022).

Figura 37 – Diagramas de dispersão de  $\text{SiO}_2$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados da área da Pedreira Atol (AL).



Fonte: A autora (2022).

Figura 38 – Diagramas de dispersão de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados da área da Pedreira Atol (AL).



Fonte: A autora (2022).

#### 5.1.6.1.4 Manganês ( $\text{MnO}$ )

Os valores obtidos de  $\text{MnO}$  são baixos e variam de 0,03 a 0,19 % (Tabela 4).

#### 5.1.6.1.5 Magnésio (MgO)

O conteúdo de MgO varia de 0,21 a 0,52% (Tabela 4).

Foi observado que a curva quimioestratigráfica de MgO está covariando com as curvas quimioestratigráficas dos elementos provenientes da fração detrítica (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>3</sub>O<sub>2</sub>) (Figura 42), portanto, é possível inferir que o magnésio está presente, provavelmente, como elemento traço em algum mineral da fase detrítica, ou até mesmo em possíveis argilominerais.

#### 5.1.6.1.6 Cálcio (CaO)

O teor de CaO varia de 25,99 a 58,03% nas rochas estudadas (Tabela 4).

As relações de CaO com outros óxidos são mostradas nos diagramas da Figura 39. CaO mostra uma forte correlação inversa principalmente com SiO<sub>2</sub> ( $r = -1,0$ ), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = -0,9$ ), K<sub>2</sub>O ( $r = -0,9$ ) e TiO<sub>2</sub> ( $r = -0,8$ ) como pode ser observado na matriz de correlação apresentada na Tabela 5, refletindo o caráter oposto da origem destes elementos químicos, sendo o Ca proveniente da origem química e os demais, dos componentes detríticos.

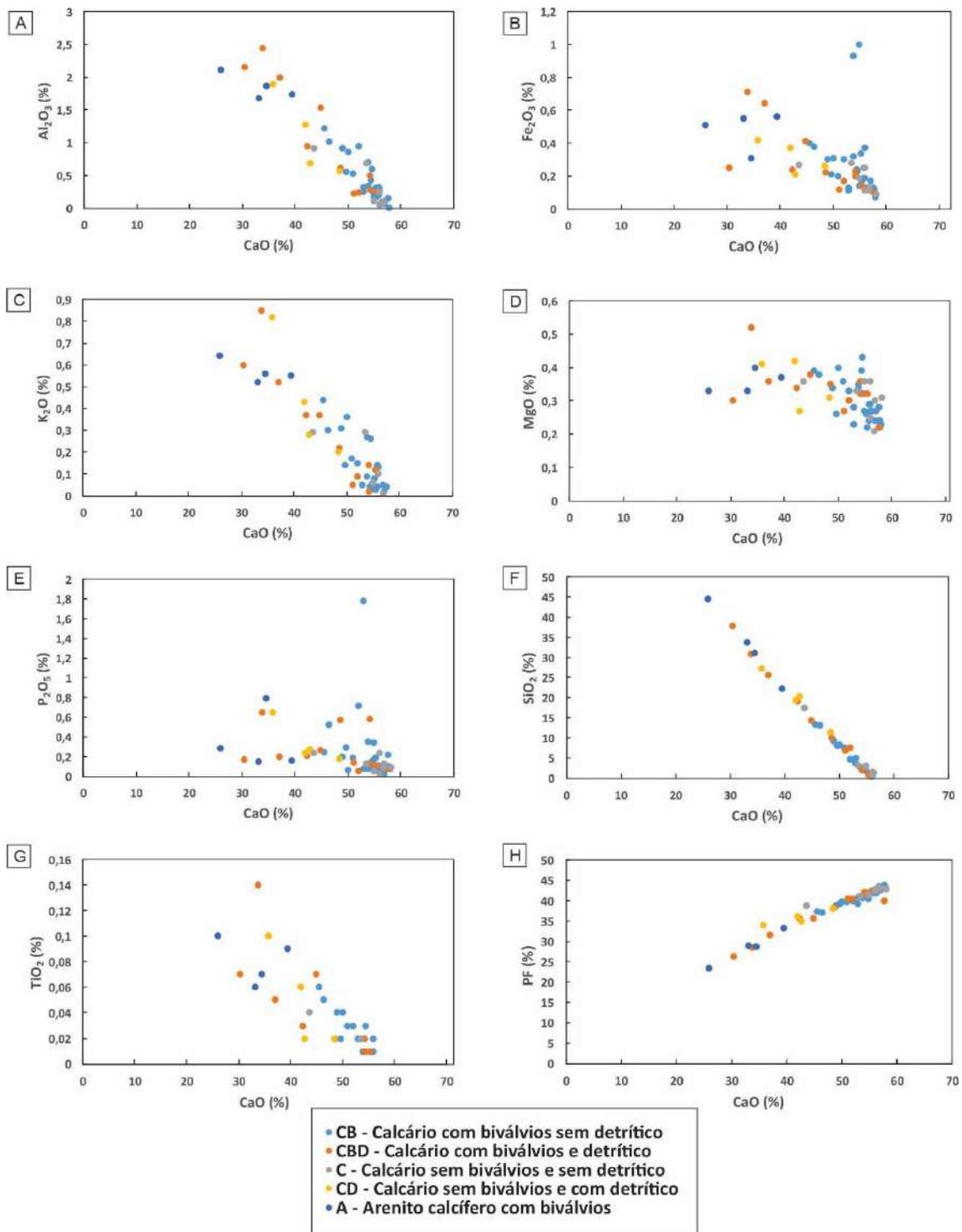
As relações de CaO com outros óxidos como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = -0,5$ ) e MgO ( $r = -0,5$ ) possuem uma fraca correlação negativa.

CaO *versus* P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ( $r = -0,3$ ) não exhibe nenhuma tendência para os calcários estudados. Isto indica que a contribuição de fosfato é devido a ambas, precipitação química e aporte detrítico, de forma equitativa.

#### 5.1.6.1.7 Sódio (Na<sub>2</sub>O)

Nestes calcários, o conteúdo de Na<sub>2</sub>O não foi detectado nas análises (Tabela 4), estando todas as amostras com concentrações abaixo do limite de detecção do método (LOD < 0,001%).

Figura 39 – Diagramas de dispersão de CaO versus outros óxidos maiores dos calcários estudados da área da Pedreira Atol (AL).



Fonte: A autora (2022).

#### 5.1.6.1.8 Potássio ( $K_2O$ )

Os valores de  $K_2O$  encontram-se entre abaixo do limite de detecção (LOD < 0,001%) e 0,85% (Tabela 4).

Nesta pesquisa, foi observada a correlação positiva forte entre  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  ( $r=0,9$ ) (Figura 37; Tabela 5) e  $K_2O$  vs.  $Al_2O_3$  ( $r=1,0$ ) (Figura 38; Tabela 5) que indica que nestes calcários, estes constituintes químicos, estão associados aos compostos detríticos, como feldspatos e provalmente argilominerais.

#### 5.1.6.1.9 Fosfato ( $P_2O_5$ )

Os calcários estudados aqui, apresentam baixo conteúdo de  $P_2O_5$ , cujo teores variam entre abaixo do limite de detecção (LOD < 0,001%) a 1,78% (Tabela 4).

Na Tabela 5, é possível notar que  $P_2O_5$  apresenta coeficiente de Pearson baixo para todas as correlações elementares, sendo assim o fósforo não mostra correlação com nenhum outro elemento.

#### 5.1.6.1.10 Perda ao Fogo (PF)

É possível notar que os valores referentes à perda ao fogo variam de 23,41 a 43,83% nestas rochas, sendo os valores mais baixos associados às rochas com maior conteúdo de  $SiO_2$  e os mais altos são referentes à alta concentração de  $CaO$  (Tabela 4).

Foi observado que existe uma forte correlação positiva entre  $CaO$  e perda ao fogo, com  $r= 0,9$ , devido ao fato de que a PF é contribuída principalmente pelo conteúdo de minerais carbonáticos, neste caso, a calcita (Figura 39H). No entanto, a perda ao fogo possui correlação negativas com todos os outros elementos provenientes da fração detrítica dessas rochas, como o  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  e  $K_2O$ , onde  $r= -1,0$ ,  $r=-0,8$ ,  $r=-0,9$  e  $r=-0,9$ , respectivamente, como pode ser visto na Tabela 5.

### 5.1.6.2 Geoquímica dos Elementos Traços

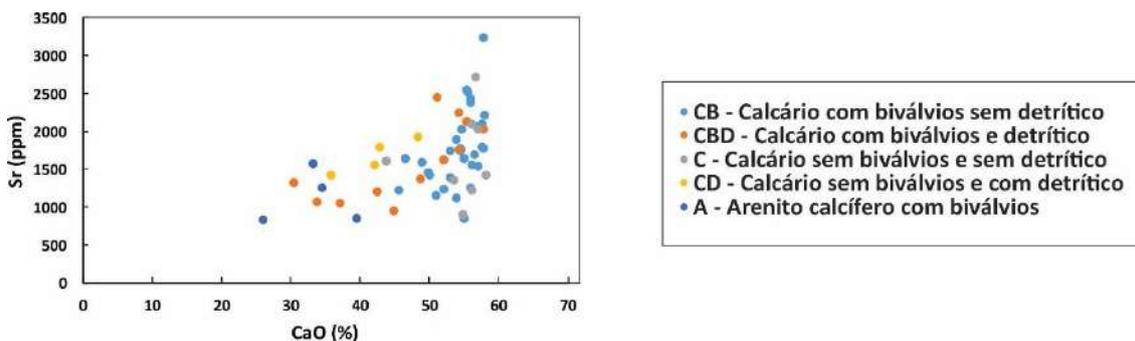
#### 5.1.6.2.1 Estrôncio (Sr)

As concentrações de Sr nas amostras analisadas variam de 838 a 3.241ppm (Tabela 4).

O coeficiente de correlação entre Sr e CaO das amostras analisadas é  $r= 0,5$  (Tabela 5), mostrando estes elementos, apesar de terem uma afinidade geoquímica, não apresentam uma boa correlação em algumas amostras analisadas. No entanto é possível notar que, no geral, as amostras que apresentam uma menor concentração de CaO, também possuem valores levemente mais baixos de Sr e as que possuem maiores concentrações de CaO têm os valores mais altos de estrôncio (Figura 40).

O Sr também não se correlaciona com os outros elementos, oriundos da fração terrígena (Tabela 5), podendo assim dizer que mesmo ele não covariando com o CaO em todas as amostras, ele ainda compõe uma associação geoquímica com o cálcio.

Figura 40 – Gráfico de dispersão dos calcários estudados da área da Pedreira Atol (AL): Sr vs. CaO.



Fonte: A autora (2022).

#### 5.1.6.2.2 Rubídio (Rb)

Aqui, os valores de Rb encontrados nas amostras variam de 1 a 30 ppm (Tabela 4), onde os valores mais elevados estão associados às rochas carbonáticas impuras com maior quantidade de grãos detríticos e aos arenitos calcíferos.

Existe uma forte correlação positiva entre Rb e K<sub>2</sub>O, onde  $r = 1,0$ . Além disso, o rubídio também apresenta alta correlação com SiO<sub>2</sub> ( $r = 0,9$ ), TiO<sub>2</sub> ( $r = 0,9$ ) e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = 1,0$ ), como pode ser visto na Tabela 5.

#### 5.1.6.3 Avaliação das Razões Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca, Sr/Ca e Rb/Sr

Com todos os valores obtidos na análise de rocha total, foi possível fazer algumas razões entre os elementos para determinar algumas características e processos sofridos pelas rochas investigadas, como características composicionais e atuação de processo diagenético.

Devido à problemas de alteração pós-deposicional, a interação entre uma rocha carbonática sedimentar e águas intersticiais no curso da diagênese que pode alterar os valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ . Com base em vários estudos (Derry *et al.* (1992), Kaufman & Knoll (1995), Kaufman *et al.* (1993), Jacobsen e Kaufman, (1999), Frimmel (2010)) foi possível definir limites superiores empíricos para alguns parâmetros, que variam de acordo com cada autor, a fim de verificar a preservação da assinatura original das rochas.

A proposta utilizada neste trabalho para se determinar a existência ou não de alteração diagenética significativa nessas rochas foi a de Frimmel (2010) que, para as análises dos isótopos de carbono e oxigênio, sugere que os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  menos alterados são mais prováveis em carbonatos com razões Mn/Sr < 2, Fe/Sr < 50 e valores de  $\delta^{18}\text{O}$  maiores que -10‰ na escala VPDB.

Inicialmente foi verificada a razão Mn/Sr, por ser uma relação importante que está diretamente associada à preservação da assinatura isotópica original (Kaufman & Knoll, 1995). Quanto menor for esta razão, mais confiáveis serão os resultados obtidos quanto à preservação da assinatura original, pois a lixiviação do Sr ocorre devido a alterações primárias, enquanto o enriquecimento em Mn e Fe está associado à recristalização de calcita ferrosa durante eventos diagenéticos tardios (Derry, *et al.*, 1992; Kaufman *et al.*, 1993; Knoll *et al.*, 1995; Jacobsen & Kaufman, 1999).

Neste trabalho, a razão Mn/Sr reflete uma predominância na concentração de estrôncio em relação ao manganês, onde a razão varia de 0,153 a 1,853 (Tabela 6). A

maioria encontra-se abaixo de 1 e apenas seis amostras acima de 1. O mesmo acontece para a razão Fe/Sr, que apresentou valores que variam de 0,222 a 0,821 (Tabela 6), mostrando também que o teor de Sr nas amostras é muito mais alto que o de Fe. Portanto, esses valores obtidos indicam pouca alteração por efeitos diagenéticos, em todas as amostras estudadas, resultando em boa confiabilidade para os resultados isotópicos representarem a assinatura original preservada, pois encontra-se dentro dos limites propostos por Frimmel (2010).

A relação Mg/Ca está associada ao aumento de magnésio através da substituição da calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) por dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), principalmente em fases tardias de diagênese, fazendo com que quanto maior seja esta razão maior será o efeito diagenético na rocha. Porém, aqui, Mg/Ca apresenta valores entre 0,003 e 0,013 (Tabela 6), ou seja, valores baixos que refletem uma mineralogia essencialmente calcítica, com baixo teor de magnésio, para estas rochas.

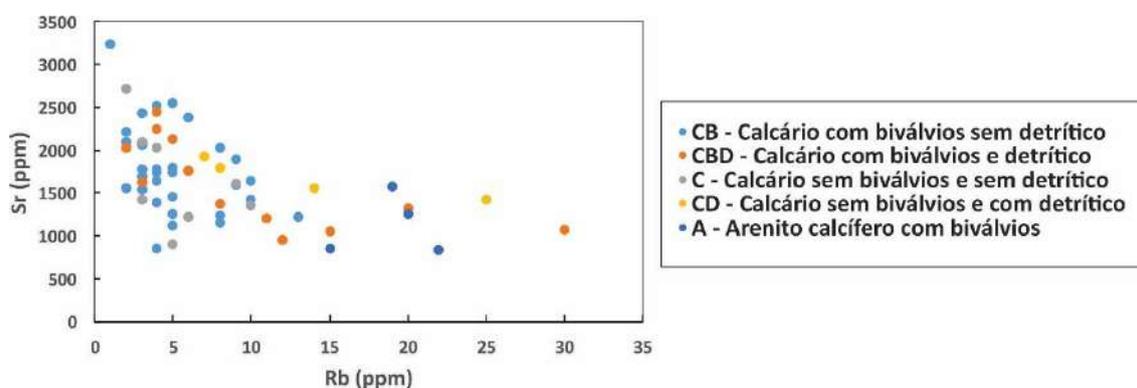
É possível notar no gráfico de curvas de distribuição das razões com a profundidade nas seções geológicas estudadas (Figura 42), que em alguns momentos do perfil existem alguns picos (excursões positivas), onde a razão Mg/Ca aumenta um pouco, isso pode indicar uma maior contribuição de grãos siliciclásticos ou argilominerais com magnésio em sua composição química. É possível notar que a razão Mg/Ca mostra excursões positivas que acompanham as excursões positivas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e MgO, devido ao aumento de componentes terrígenos, fazendo com que exista uma covariância positiva entre essas curvas e, conseqüentemente, tem uma covariância negativa com a curva de CaO, que compõe o principal componente químico das rochas investigadas (Figura 42).

Uma outra relação geoquímica utilizada como parâmetro é a razão Sr/Ca que aumenta à medida que a preservação original da rocha diminui, sugerindo que Sr é adicionado à concha durante alteração diagenética. Aqui, os valores obtidos para esta razão foi de 0,002 a 0,008 (Tabela 6), fato que indica que estas amostras analisadas não sofreram mudanças pós-deposicionais suficientes para interferir nos resultados aqui mostrados.

Na interpretação dos dados geoquímicos também pode-se utilizar a razão Rb/Sr como indicador da presença de minerais clásticos que possuam concentração de Rb o suficiente para alterar consideravelmente as razões isotópicas de Sr. Observou-se que a

razão Rb/Sr variou de 0,0003 a 0,0281 (Tabela 6) e que não existe correlação entre estes elementos ( $r = -0,5$ ), como esperado, mostrando novamente que o Sr é um componente químico associado ao Ca e não ao material siliciclástico. E ainda, é possível notar que as concentrações mais elevadas de Rb estão presentes nas fácies que possuem grãos detríticos, com a presença de feldspato em seu arcabouço (Figura 41).

Figura 41 – Diagrama de dispersão de Sr vs. Rb dos dados elementares dos calcários estudados da área da Pedreira Atol.



Fonte: A autora (2022).

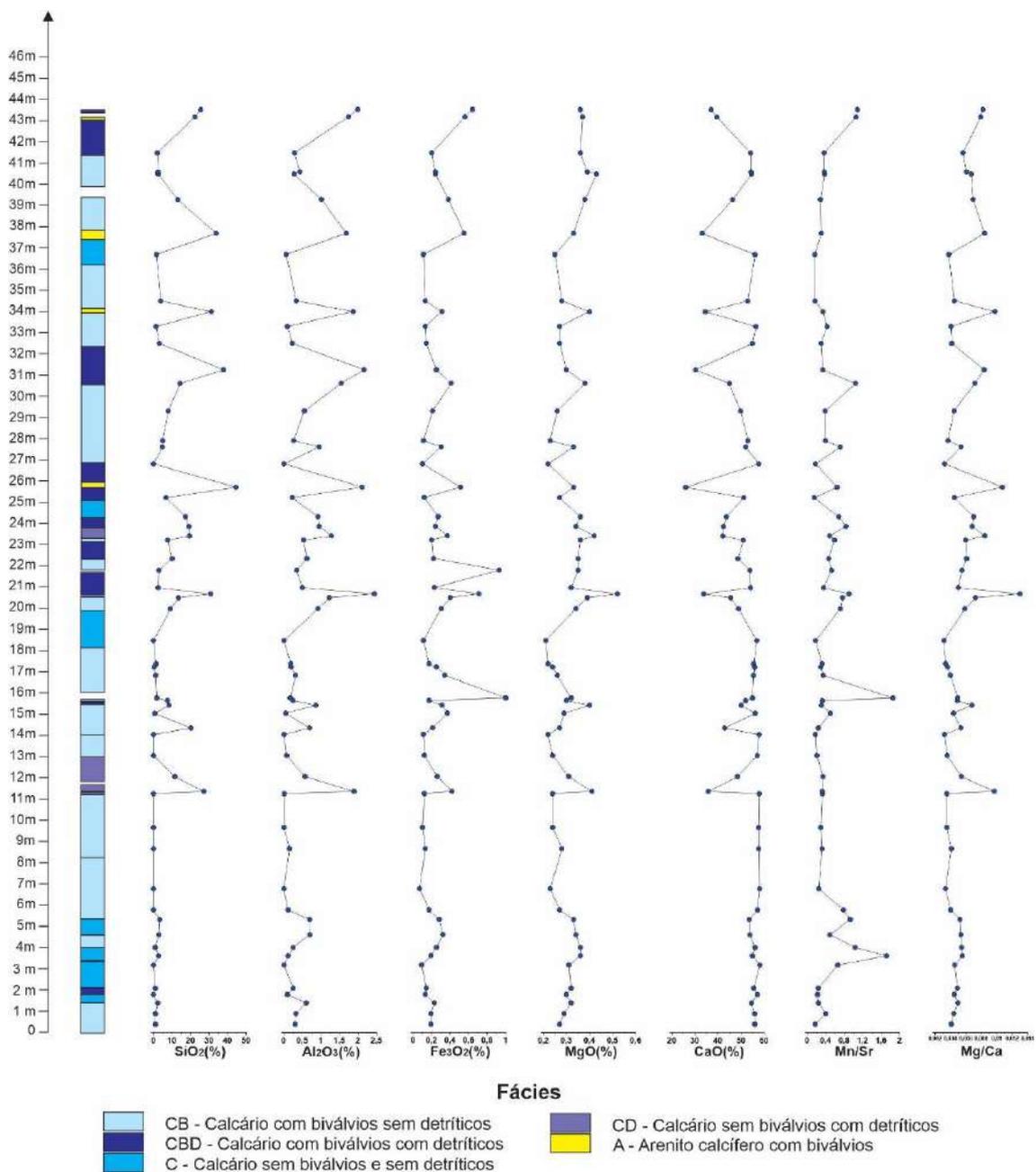
Com os resultados das concentrações dos elementos maiores, menores e traços obtidos pela Fluorescência de Raios-X, também foi possível criar curvas de distribuição das concentrações com a profundidade nas seções estratigráficas, gerando perfis quimioestratigráficos para alguns elementos químicos na forma de óxido como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$ , além de algumas razões importantes para avaliação da atuação dos processos de origem e diagenéticos das rochas estudadas, como  $\text{Mn/Sr}$ ,  $\text{Mg/Ca}$  (Figura 42). É possível notar que os valores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$  estão sempre relacionados, ao longo de todo o perfil quimioestratigráfico, mostrando uma covariância positiva nas curvas destes elementos, o que implica que estes elementos estão todos associados à presença de minerais detríticos que existem nas rochas estudadas. Enquanto que a curva de  $\text{CaO}$  possui correlação inversa com  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$ , definindo o cálcio como uma assinatura geoquímica do componente químico das rochas estudadas contrastando com a assinatura geoquímica dos componentes detríticos (Si-Al-Fe-Mg) de tais rochas.

Tabela 6 – Valores das razões elementares das concentrações dos elementos obtidas através da Fluorescência de Raios-X das amostras na área da Pedreira Atol (AL). CB= calcário com bivalvíos sem detritos; CBD= calcário com bivalvíos com detritos; C= calcário sem bivalvíos e sem detritos; CD= calcário sem bivalvíos com detritos; A= arenito calcífero com bivalvíos.

Amostra	Fácies	Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	Sr/Ca	Rb/Sr	Si/Al
FA-00-01	CB	0,174	0,558	0,004	0,006	0,003	2,915
FA-00-02	CB	0,401	1,056	0,004	0,003	0,004	2,622
FA-00-03	CB	0,239	0,796	0,005	0,005	0,004	3,283
FA-00-04	C	0,221	0,450	0,004	0,005	0,002	-
FA-00-05	CBD	0,237	0,460	0,005	0,005	0,002	3,109
FA-00-06	C	0,661	0,441	0,005	0,003	0,002	-
FA-00-11	C	1,711	1,470	0,006	0,002	0,006	21,520
FA-00-12	C	1,031	1,425	0,005	0,003	0,005	2,862
FA-00-13	CB	0,487	1,180	0,005	0,005	0,005	3,533
FA-00-15	C	0,927	1,442	0,005	0,004	0,007	4,071
FA-00-16	CB	0,782	0,771	0,004	0,004	0,002	-
FA-00-17	CB	0,247	0,222	0,003	0,005	0,001	-
FA-01-01	CB	0,315	0,509	0,004	0,004	0,003	-
FA-01-02	CB	0,291	0,335	0,004	0,005	0,001	-
FA-01-03	CB	0,324	0,472	0,004	0,004	0,002	-
FA-01-04	CD	0,318	2,079	0,010	0,006	0,018	12,707
FA-01-08	CD	0,338	0,945	0,005	0,006	0,004	17,851
FA-01-09	CB	0,208	0,408	0,004	0,005	0,001	-
FA-01-10	CB	0,177	0,237	0,003	0,008	0,000	-
FA-02- (-01)	CD	0,238	0,818	0,005	0,006	0,004	25,845
FA-02-01	CB	0,503	1,661	0,004	0,004	0,001	12,189
FA-02-02	CB	0,305	1,518	0,007	0,004	0,007	8,494
FA-02-03	CBD	0,322	0,734	0,005	0,004	0,002	27,750
FA-02-04	CB	1,853	8,209	0,005	0,002	0,005	9,093
FA-02-10	CB	0,344	0,931	0,004	0,006	0,002	3,106
FA-02-11	CB	0,291	0,719	0,004	0,006	0,001	1,488
FA-02-12	CB	0,314	0,473	0,003	0,006	0,002	6,625
FA-02-14	C	0,183	0,283	0,003	0,007	0,001	-
FA-02-15	CB	0,714	1,314	0,006	0,005	0,006	8,814
FA-02-16	CB	0,760	2,288	0,007	0,004	0,011	9,723
FA-02-18	CBD	0,904	4,650	0,013	0,004	0,028	11,171
FA-02-19	CBD	0,351	0,911	0,005	0,005	0,003	4,399
FA-02-21	CB	0,527	5,824	0,005	0,003	0,004	7,378
FA-02-22	CBD	0,463	1,122	0,006	0,004	0,006	14,246
FA-02-23	CB	0,587	1,219	0,006	0,003	0,007	12,766
FA-02-24	CD	0,484	1,670	0,008	0,005	0,009	13,387
FA-02-25	CBD	0,837	1,386	0,007	0,004	0,009	17,786
FA-02-26	C	0,679	1,174	0,007	0,005	0,006	16,619
FA-02-27	CBD	0,153	0,342	0,004	0,007	0,002	27,141
FA-03-01	A	0,646	4,257	0,011	0,005	0,026	18,658
FA-03-02	CBD	0,180	0,347	0,003	0,005	0,001	-
FA-03-03	CB	0,711	1,687	0,005	0,003	0,006	4,333
FA-03-04	CB	0,394	0,442	0,004	0,005	0,003	16,409
FA-03-05	CB	0,387	1,014	0,004	0,004	0,003	12,848
FA-03-06	CBD	1,041	3,003	0,007	0,003	0,013	8,190
FA-03-07	CBD	0,334	1,332	0,008	0,006	0,015	15,449
FA-03-08	CB	0,299	0,599	0,004	0,004	0,002	12,165
FA-03-09	CB	0,427	0,537	0,004	0,004	0,002	12,562
FA-03-10	A	0,337	1,740	0,010	0,005	0,016	14,732
FA-03-11	CB	0,171	0,652	0,004	0,004	0,003	10,251
FA-04-01	C	0,166	0,367	0,004	0,005	0,001	22,229
FA-04-02	A	0,300	2,457	0,008	0,007	0,012	17,786
FA-04-03	CB	0,285	1,625	0,007	0,005	0,006	11,404
FA-04-04	CB	0,371	0,962	0,007	0,004	0,002	8,211
FA-04-05	CB	0,364	0,950	0,006	0,005	0,002	5,094
FA-04-06	CBD	0,360	0,625	0,006	0,006	0,001	6,309
FA-04-07	A	1,052	4,652	0,008	0,003	0,018	11,310
FA-04-09	CBD	1,083	4,243	0,008	0,004	0,014	11,327

Fonte: A autora (2022).

Figura 42 – Perfil quimioestratigráfico da sessão completa (composta a partir do que foi descrito e amostrado nas Bancadas 00, 01, 02, 03 e 04) na área da Pedreira Atol com as curvas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Mg/Ca}$  e  $\text{Mn/Sr}$ .



Fonte: A autora (2022).

### 5.1.7 Difractometria de Raios-X

Para estas análises foram selecionadas amostras que possuem alguma presença de matriz em seu arcabouço, observada em lâmina petrográfica e também amostras cujas concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são um pouco maiores que a grande maioria.

Nos difratogramas, cada composto cristalino apresenta um padrão difratométrico característico que permite sua identificação através das posições angulares e intensidades relativas dos picos difratados. Assim, foi possível identificar as fases minerais presentes em cada amostra e, também, a proporção em que ocorrem nas rochas.

As análises de difratometria de raios-x nas amostras de calcários permitiram confirmar a presença de fases minerais inicialmente observadas em análises petrográficas, como é o caso da calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), quartzo ( $\text{SiO}_2$ ), microclina ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) e pirita ( $\text{FeS}_2$ ) (Figura 43) e, permitiu verificar a presença de novas fases, como é caso da clorita ( $(\text{Mg,Al,Fe})_{12}[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$ ) presente em uma das amostras analisada e dos argilominerais que ocorrem na forma de caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) e seu polimorfo, caulinita 2M (dickita) ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) como pode ser visto nas Figuras 43 e 44.

Como constituinte majoritário nestas rochas tem-se a calcita variando de 86,12 a 97,42% que as caracterizam como carbonatos calcínicos (Tabela 7).

Estas análises também mostram que as amostras de calcários apresentam fases minerais diferentes, como também foi observado em estudo petrográfico. Nestas amostras analisadas, quando presente, o quartzo apresenta concentração de 0,5 a 13,02%, a pirita varia de 0,05 a 3,03%, a microclina de 0,47 a 0,59% e a dickita (caulinita 2M) de 0,43 a 1,86%. A caulinita e a clorita apresentaram apenas uma ocorrência entre as amostras analisadas, e suas concentrações foram de 1,42% e 0,46%, respectivamente (Tabela 7).

É possível observar que a presença de argilominerais está associada às rochas que também apresentam grãos siliciclásticos em seu arcabouço, onde também é possível notar concentrações maiores de  $\text{SiO}_2$ .

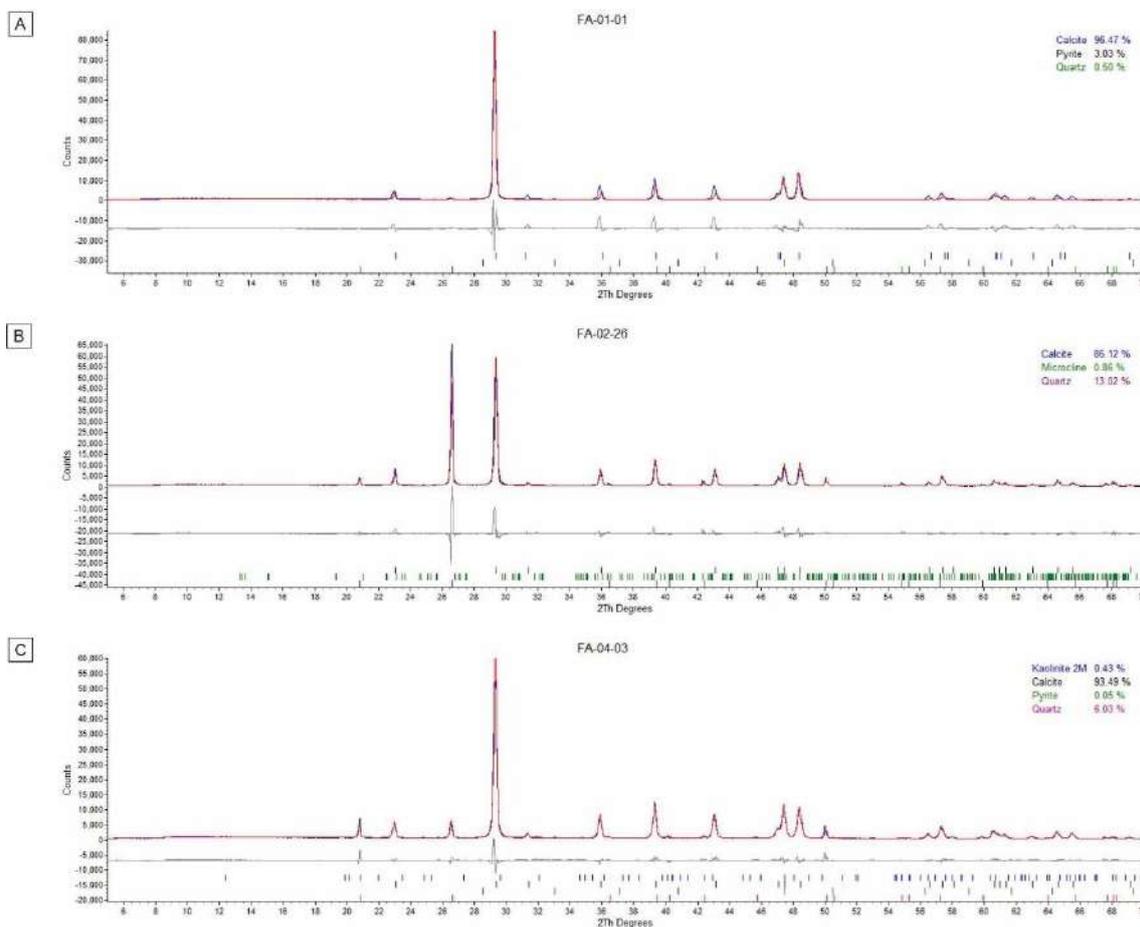
A presença da pirita também é possível observar nas amostras que também apresentaram um teor um pouco maior de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  em relação às outras amostras.

Tabela 7- Valores de concentração em porcentagem das fases minerais encontradas em amostras de rochas carbonáticas de amostras coletadas no afloramento da Pedreira Atol-AL.

Amostra	Calcita (%)	Quartzo (%)	Microclina (%)	Pirita (%)	Clorita (%)	Caulinita (%)	Caulinita 2M (%)
FA-00-13	97,42	1,78	-	0,34	0,46	-	-
FA-01-01	96,47	0,5	3,03	-	-	-	-
FA-02-18	87,66	9,5	0,47	0,5	-	-	1,86
FA-02-26	86,12	13,02	0,86	-	-	-	-
FA-03-03	96,22	2,36	-	-	-	1,42	-
FA-04-03	93,49	6,03	0,05	-	-	-	0,43

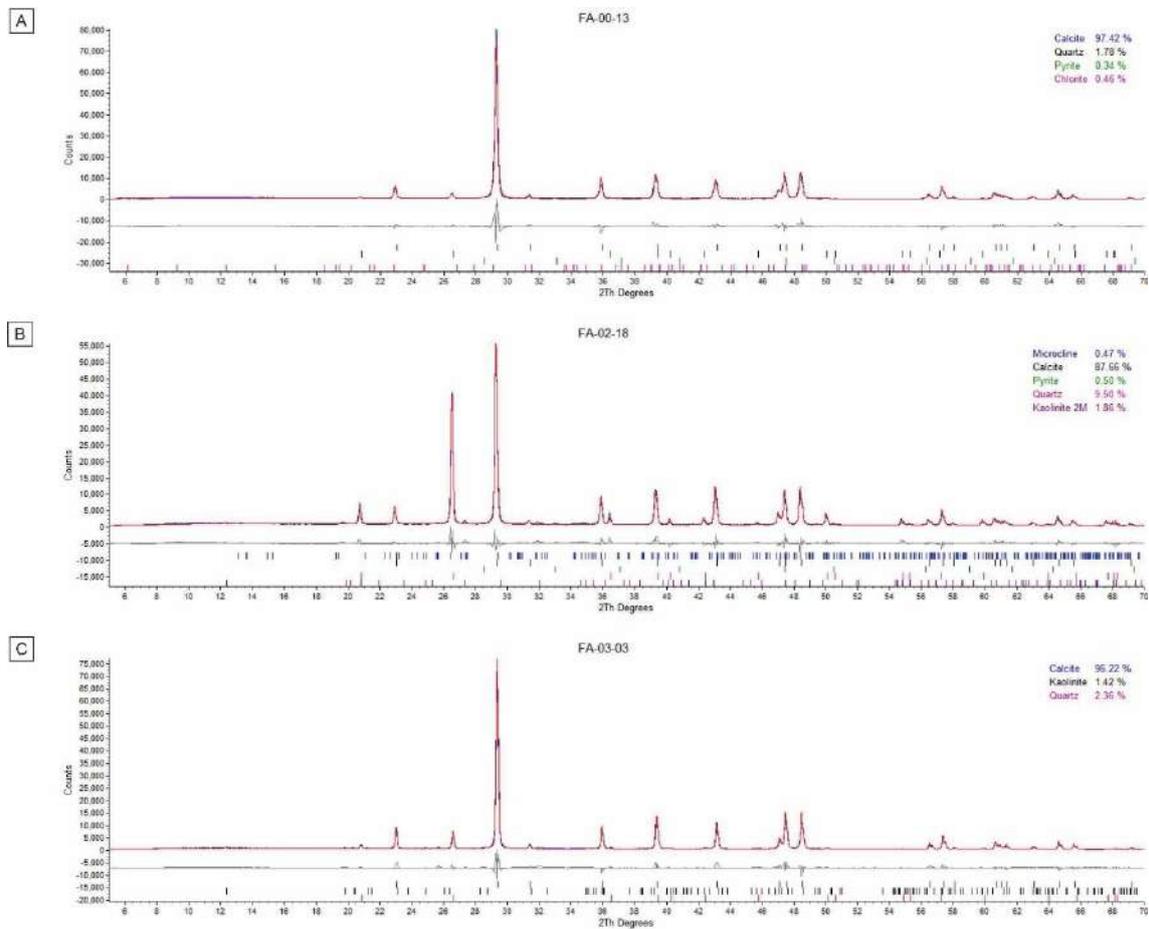
Fonte: A autora (2022).

Figura 43 – Difratogramas das amostras de rochas carbonáticas analisadas no afloramento da Pedreira Atol (AL): A) Presença de quartzo (0,50%) e pirita (3,03%) na amostra FA-01-01 da fácies CB; B) Presença de quartzo (13,02%) e microclina (0,86%) na amostra FA-02-26 da fácies C; C) Presença de quartzo (6,03%), pirita (0,05%) e caulinita 2M (0,43%), na amostra FA-04-03 da fácies CB.



Fonte: A autora (2022).

Figura 44 – Difratomogramas das amostras analisadas no afloramento da Pedreira Atol (AL): A) Presença de clorita (0,46%) na amostra FA-00-13 da fácies CB; B) Presença de caulinita 2M (1,86%) e pirita (0,50%) na amostra FA-02-18 da fácies CBD; C) Presença de caulinita (1,42%) na amostra FA-03-03 da fácies CB.



Fonte: A autora (2022).

### 5.1.8 Geoquímica Isotópica do Carbono e Oxigênio

Os valores dos resultados obtidos nas análises de isótopos de C e O das 58 amostras no afloramento na Pedreira Atol descritas anteriormente e que estão distribuídas verticalmente em perfil sedimentológico, estão apresentados na Tabela 8. Estas análises foram realizadas nos calcários e em algumas amostras de arenitos calcíferos onde, nestes últimos, a assinatura isotópica corresponde ao cimento carbonático e algumas conchas de bivalvíos presentes nestes.

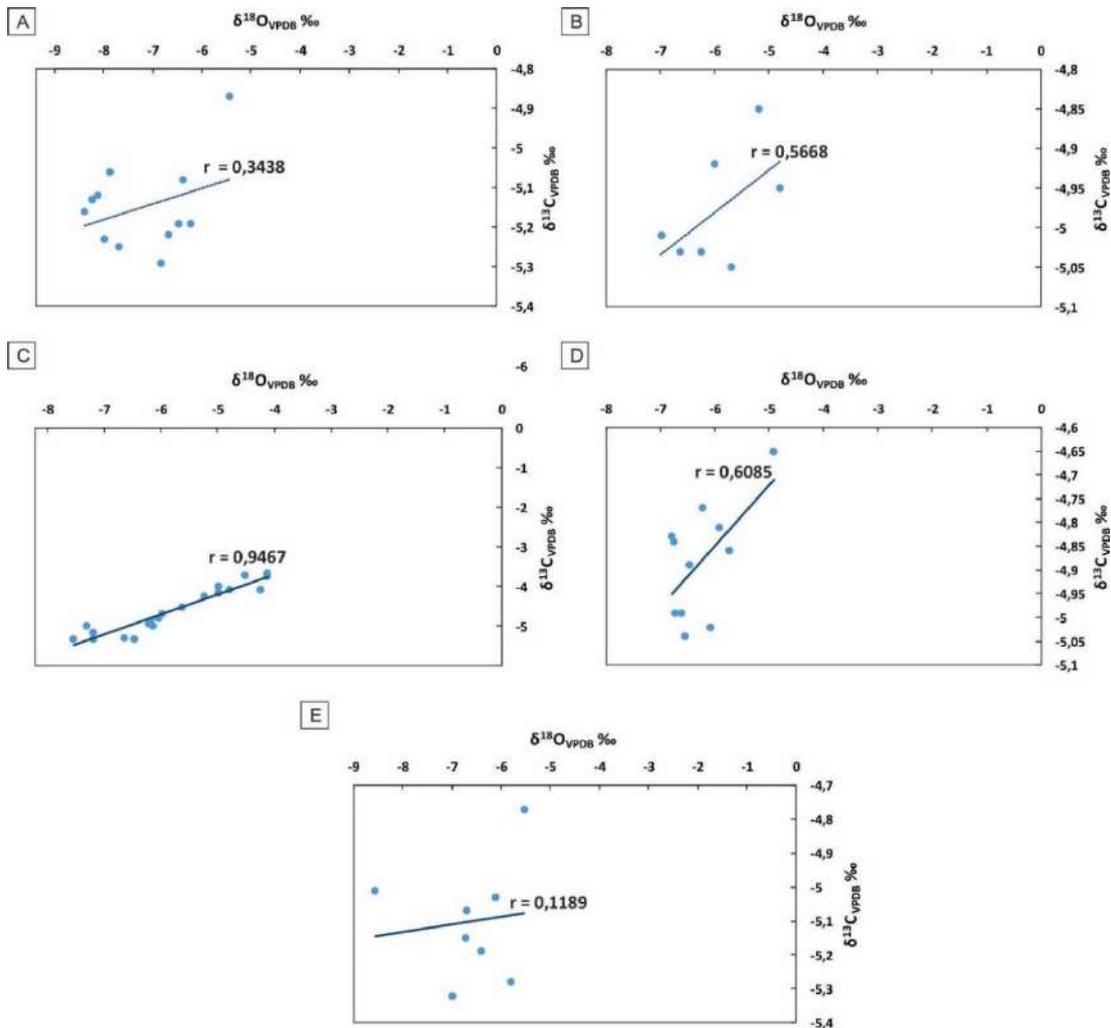
Os valores da composição isotópica do carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) nessas rochas variam de -5,34 a -3,67‰ VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) e os valores da composição isotópica de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ), de -8,56 a -4,13‰ VPDB (Tabela 8).

A distribuição vertical dos valores da composição isotópica de carbono e oxigênio, no perfil da Pedreira Atol, apresentam um coeficiente de correlação alto, com  $r=0,75$ . Porém como citado já citado anteriormente, a amostragem desta pesquisa foi feita em bancadas existente na pedreira. Portanto, quando verificado por bancada, essa covariância é variável, apresentando desde uma falta de correlação ou correlação fraca entres os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (Bancadas 00, 01, 03 e 04) à uma correlação forte (Bancada 02;  $r=0,95$ ), cujos gráficos de dispersão com seus respectivos coeficientes de correlação de Pearson ( $r$ ) podem ser visualizados na Figura 45.

A partir do coeficiente de correlação, foi possível verificar que as análises das amostras que estão na Bancada 02 são as que apresentam uma alta covariância entre os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , com um coeficiente de correlação de Pearson  $r=0,95$  (Figura 45C).

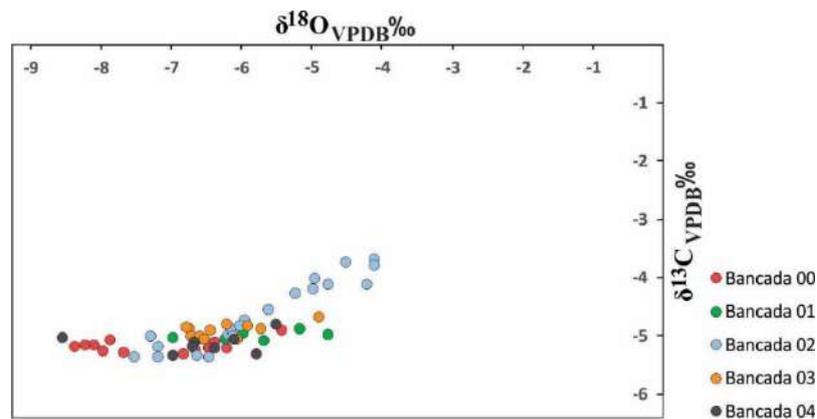
Na Figura 46, é possível verificar os resultados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  de todas as amostras analisadas, das cinco bancadas, reunidas em um único gráfico.

Figura 45 – Gráficos de dispersão dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  com valores do coeficiente de correlação de Pearson obtidos em amostras representativas de calcário na área da Pedreira Atol (AL). A) Bancada 00; B) Bancada 01; C) Bancada 02; D) Bancada 03; E) Bancada 04.



Fonte: A autora (2022).

Figura 46 – Gráfico de dispersão dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  obtidos em amostras representativas de calcário e arenitos calcíferos agrupados por bancada da Pedreira



Fonte: A autora (2022).

Tabela 8 – Valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , Salinidade (Z) e Temperatura (T) das amostras coletada na área Pedreira Atol (AL).

Amostra	Altura (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} \text{‰}$	Z	T (°C)
FA-00-01	0,40	-5,08	-6,39	24,27	113,7	12,8
FA-00-02	0,90	-5,29	-6,83	23,81	113,1	11,9
FA-00-03	1,40	-5,19	-6,22	24,44	113,6	13,1
FA-00-04	1,80	-5,19	-6,47	24,19	113,4	12,6
FA-00-05	2,10	-4,87	-5,44	25,25	114,6	14,7
FA-00-06	3,20	-5,16	-8,38	22,23	112,6	8,7
FA-00-11	3,63	-5,06	-7,87	22,75	113,0	9,8
FA-00-12	4,03	-5,25	-7,68	22,95	112,7	10,1
FA-00-13	4,63	-5,12	-8,12	22,48	112,8	9,2
FA-00-15	5,35	-5,13	-8,23	22,38	112,7	9,0
FA-00-16	5,80	-5,22	-6,68	23,96	113,3	12,2
FA-00-17	6,80	-5,23	-7,99	22,63	112,6	9,5
FA-01-01	8,70	-5,01	-6,98	23,67	113,6	11,6
FA-01-02	9,70	-5,03	-6,24	24,43	113,9	13,1
FA-01-03	11,30	-4,95	-4,79	25,92	114,8	16,0
FA-01-04	11,40	-5,05	-5,69	24,99	114,1	14,2
FA-01-08	12,10	-4,85	-5,18	25,55	114,8	15,2
FA-01-09	13,10	-4,92	-5,99	24,68	114,2	13,6
FA-01-10	14,10	-5,03	-6,62	24,04	113,7	12,3
FA-02- (-01)	14,40	-4,95	-6,21	24,46	114,1	13,1
FA-02-01	15,10	-5,34	-6,48	24,18	113,1	12,6
FA-02-02	15,48	-5,31	-6,64	24,01	113,1	12,3
FA-02-03	15,70	-5,33	-7,19	23,44	112,8	11,1
FA-02-04	15,82	-5,34	-7,54	23,08	112,6	10,4
FA-02-10	16,89	-4,24	-5,24	24,46	116,0	15,1
FA-02-11	17,29	-4,86	-6,17	24,50	114,3	13,2
FA-02-12	17,44	-4,99	-6,14	24,53	114,0	13,3
FA-02-14	18,54	-4,69	-5,98	24,69	114,7	13,6
FA-02-15	20,04	-4,08	-4,79	25,92	116,6	16,0
FA-02-16	20,56	-4,16	-4,99	25,71	116,3	15,6
FA-02-18	20,74	-4,08	-4,24	26,49	116,8	17,2
FA-02-19	21,04	-4,98	-7,31	23,33	113,5	10,9
FA-02-21	21,86	-4,00	-4,98	25,73	116,6	15,7
FA-02-22	22,41	-3,72	-4,52	26,20	117,4	16,6
FA-02-23	23,29	-3,67	-4,13	26,60	117,7	17,4
FA-02-24	23,49	-3,75	-4,13	26,60	117,6	17,4
FA-02-25	23,93	-4,51	-5,63	25,06	115,3	14,3
FA-02-26	24,39	-5,15	-7,19	23,45	113,2	11,1
FA-02-27	25,29	-4,79	-6,04	24,64	114,5	13,5
FA-03-01	25,79	-4,65	-4,91	25,79	115,3	15,8
FA-03-02	26,89	-4,84	-6,75	23,89	114,0	12,0
FA-03-03	27,69	-4,99	-6,73	23,92	113,7	12,1
FA-03-04	27,99	-5,02	-6,08	24,59	114,0	13,4
FA-03-05	29,39	-4,77	-6,22	24,45	114,4	13,1
FA-03-06	30,69	-4,89	-6,46	24,20	114,1	12,6
FA-03-07	31,34	-4,83	-6,79	23,86	114,0	12,0
FA-03-08	32,59	-4,99	-6,61	24,05	113,8	12,3
FA-03-09	33,39	-5,04	-6,54	24,12	113,7	12,5
FA-03-10	34,09	-4,81	-5,92	24,75	114,5	13,7
FA-03-11	34,59	-4,86	-5,73	25,32	114,5	14,1
FA-04-01	36,79	-5,32	-6,98	23,66	112,9	11,6
FA-04-02	37,79	-5,19	-6,40	24,27	113,5	12,8
FA-04-03	39,39	-5,28	-5,80	24,88	113,6	14,0
FA-04-04	40,59	-5,03	-6,11	24,57	114,0	13,3
FA-04-05	40,69	-5,07	-6,70	23,96	113,6	12,1
FA-04-06	41,59	-4,77	-5,53	25,16	114,8	14,5
FA-04-07	43,29	-5,01	-8,56	22,02	112,8	8,3
FA-04-09	43,64	-5,15	-6,72	23,94	113,4	12,1

Salinidade:  $Z = 2,048 (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0,498 (\delta^{18}\text{O} + 50)$ ; Temperatura:  $\delta^{18}\text{O} = 0,49 (T) - 12,65$ 

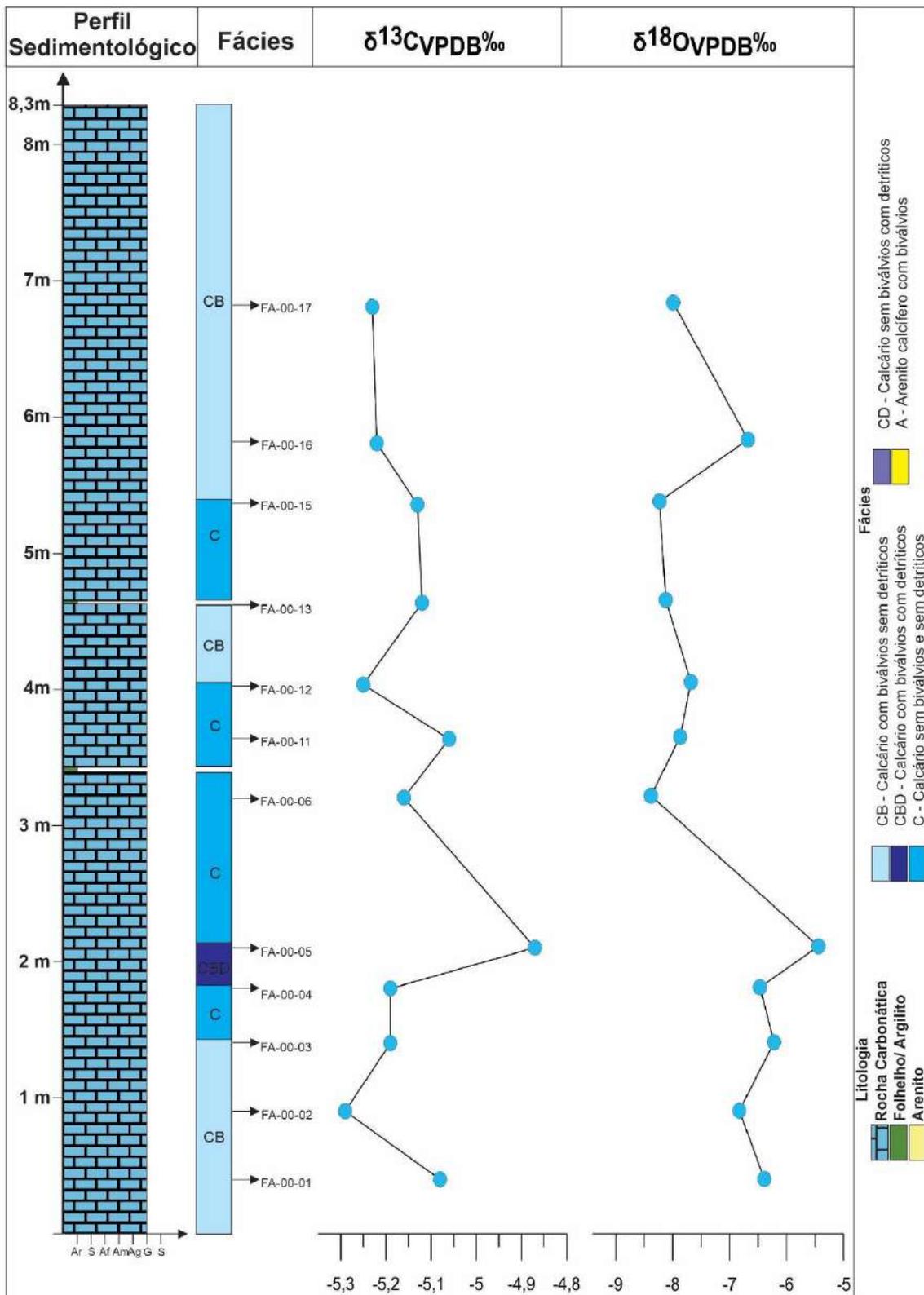
Fonte: A autora (2022).

Com os valores isotópicos de C e O também foram traçadas curvas isotópicas de carbono e de oxigênio onde é possível observar comportamento paralelo (covariância positiva) ou não desses valores, nas Figuras 47, 48, 49, 50 e 51 têm as curvas de cada bancada individualmente, enquanto que na Figura 52 é possível ver as curvas com todas as amostras analisadas de forma integrada, referente à toda sessão estratigráfica (todas as bancadas) que foi estudada na Pedreira Atol, totalizando um intervalo de 45,6m de altura.

Em estudo individual de cada bancada, é possível observar que existem alguns pequenos períodos onde o comportamento hidrológico do lago varia. Na Bancada 00 (Figura 47) nota-se uma covariância positiva entre os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  de 0 a 3,63m (comportamento de paleolago hidrológicamente fechado), acima disso até 9,7m (Figura 48) os valores não se comportam de forma paralela (paleolago hidrológicamente aberto). De 9,7m, na Bancada 01, até 14,1m tem novamente uma covariância positiva. Na Bancada 02 este mesmo paralelismo continua de 15,82m a 25,29m (Figura 49). Em toda Bancada 03, a partir 26,89m até 34,59m (Figura 50), chegando até 40,59m (Bancada 04) os valores isotópicos deixam de apresentar uma covariação. Por fim, no topo do perfil sedimentológico, de 40,59m a 43,29m os valores voltam a apresentar um paralelismo (Figura 51).

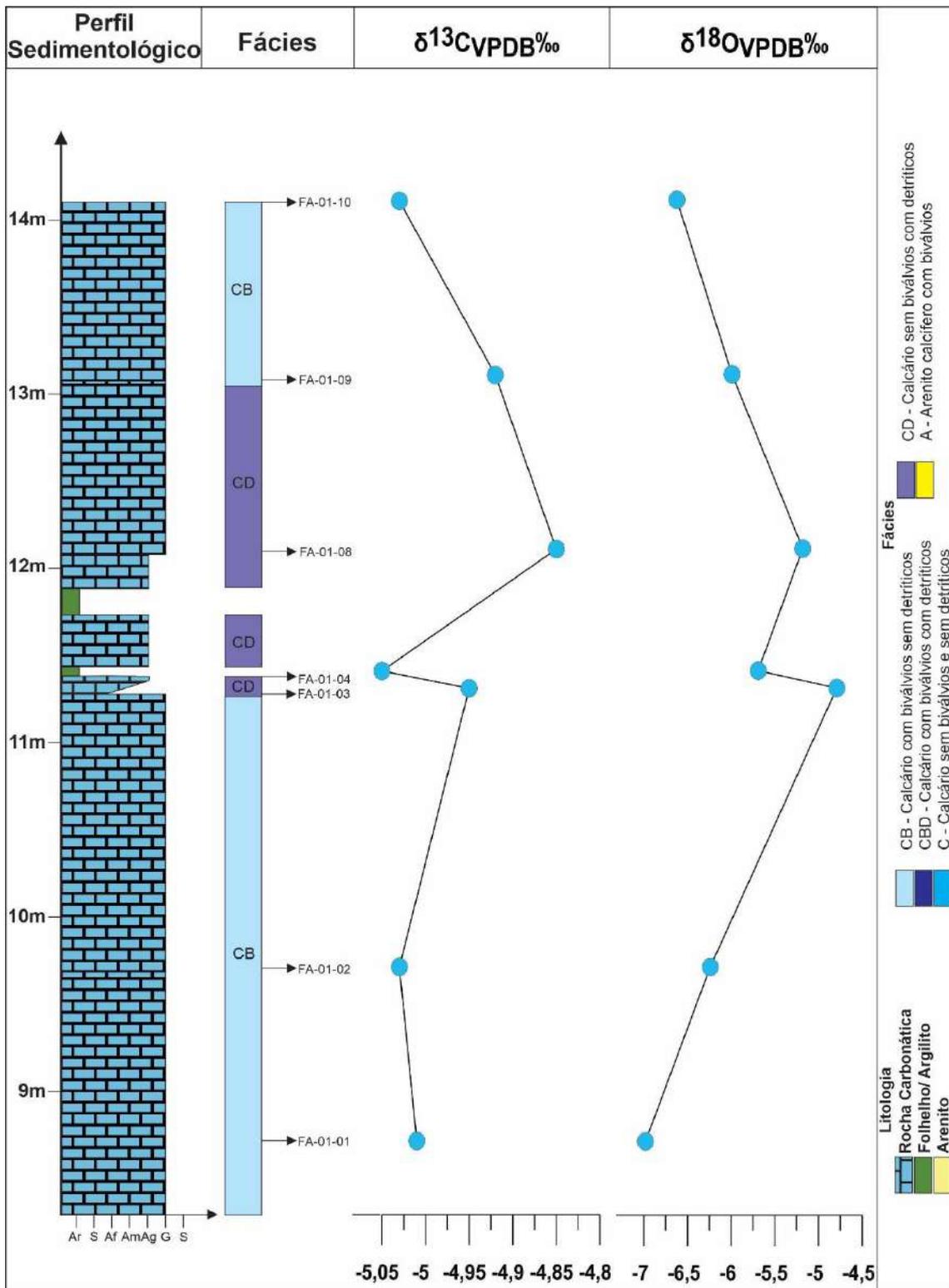
No entanto, quando os valores isotópicos de todas as amostras analisadas, na área da Pedreira Atol, são reunidos em uma única curva isotópica para carbono e uma única curva isotópica para oxigênio (Figura 52), que se inicia pelas amostras da Bancada 00 (base do perfil) até a Bancada 04 (topo do perfil), é possível notar três intervalos predominantes nos quais o comportamento hidrológico do paleolago variou. São os intervalos de 0 a 15,82m, de 15,82 a 25,29m e de 25,29 a 43,64m, que serão discutidos no capítulo de discussões.

Figura 47 – Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 00, na área da Pedreira Atol.



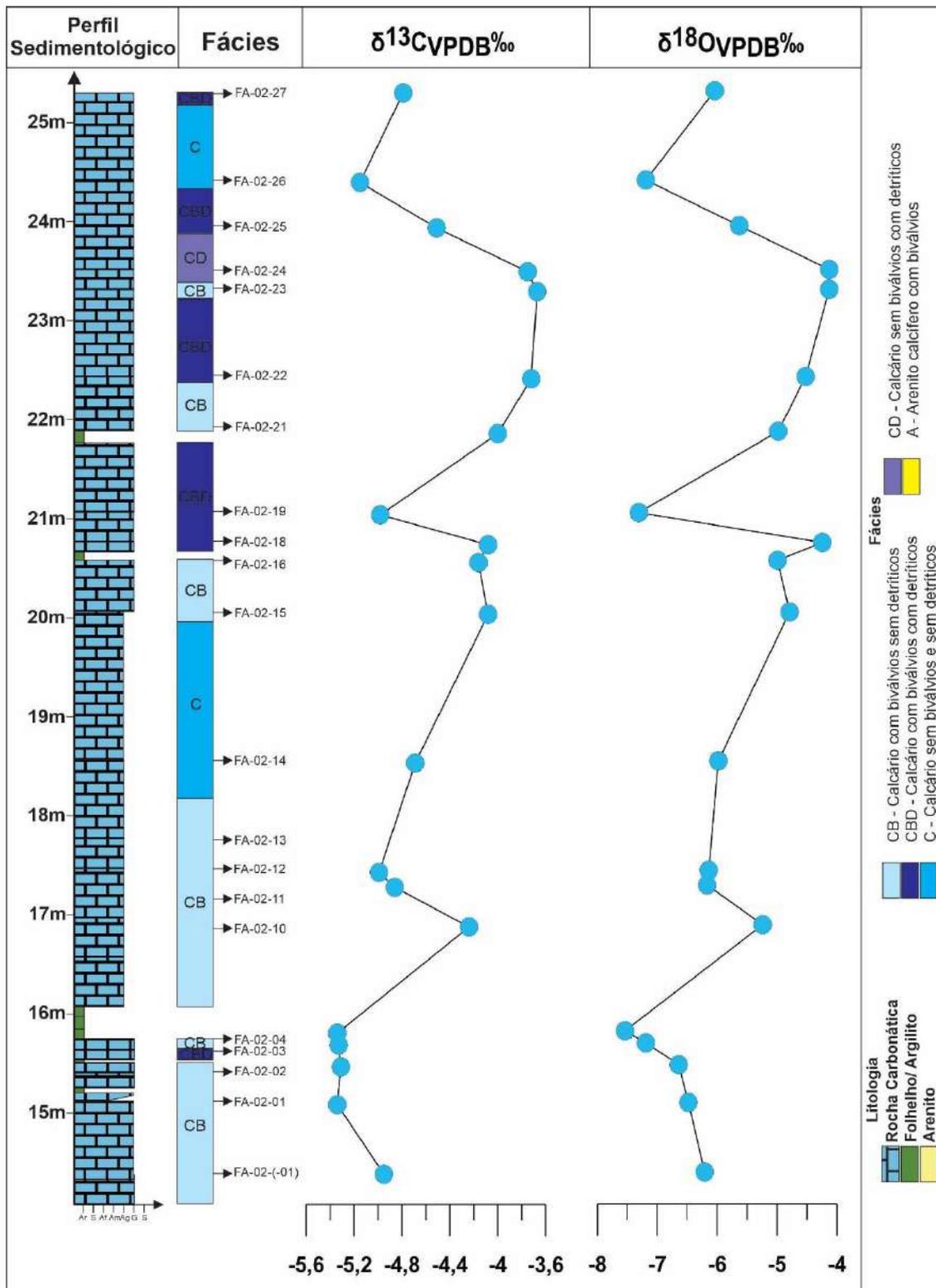
Fonte: A autora (2022).

Figura 48 – Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 01, na área da Pedreira Atol.



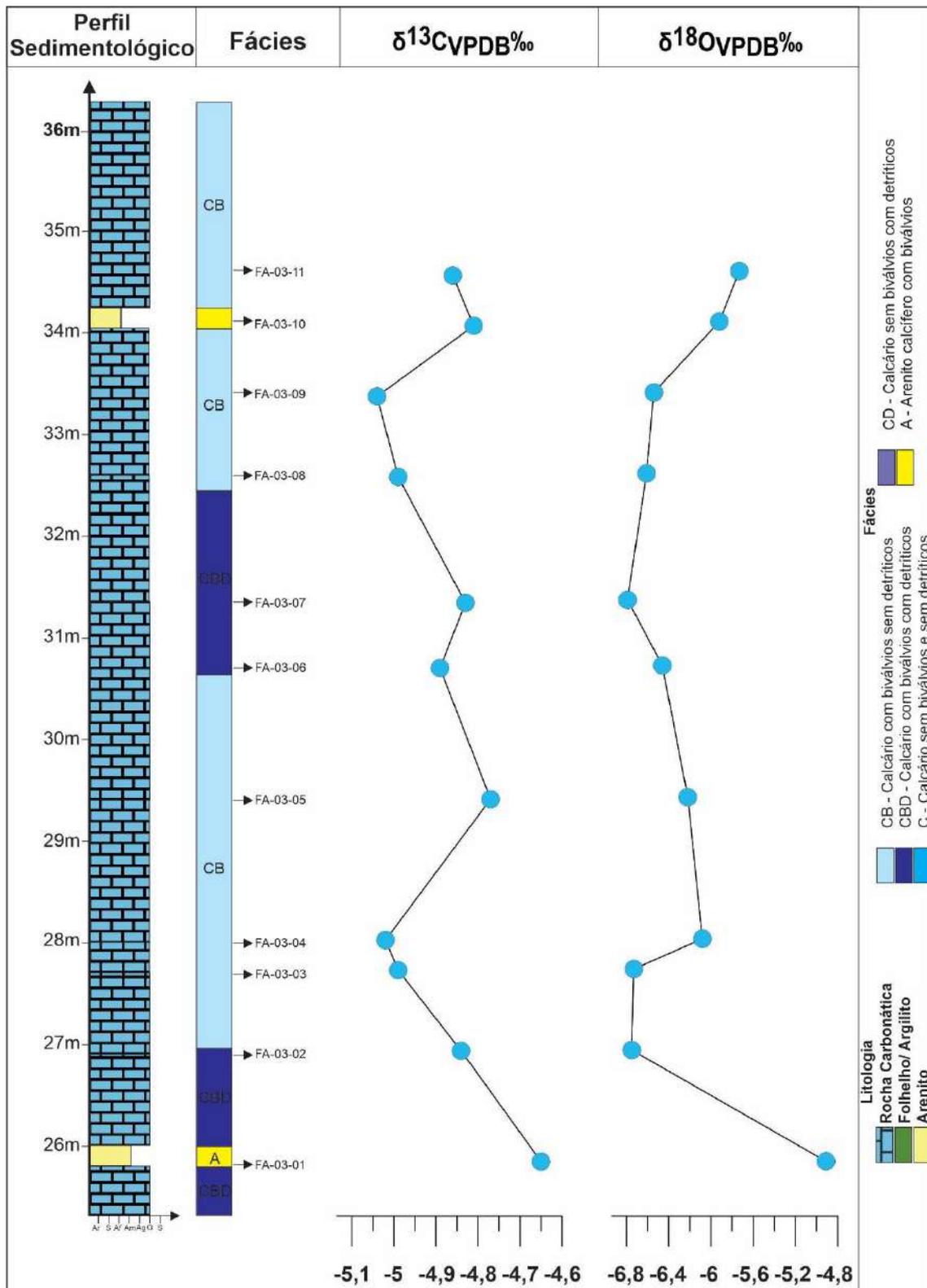
Fonte: A autora (2022).

Figura 49 – Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 02, na área da Pedreira Atol.



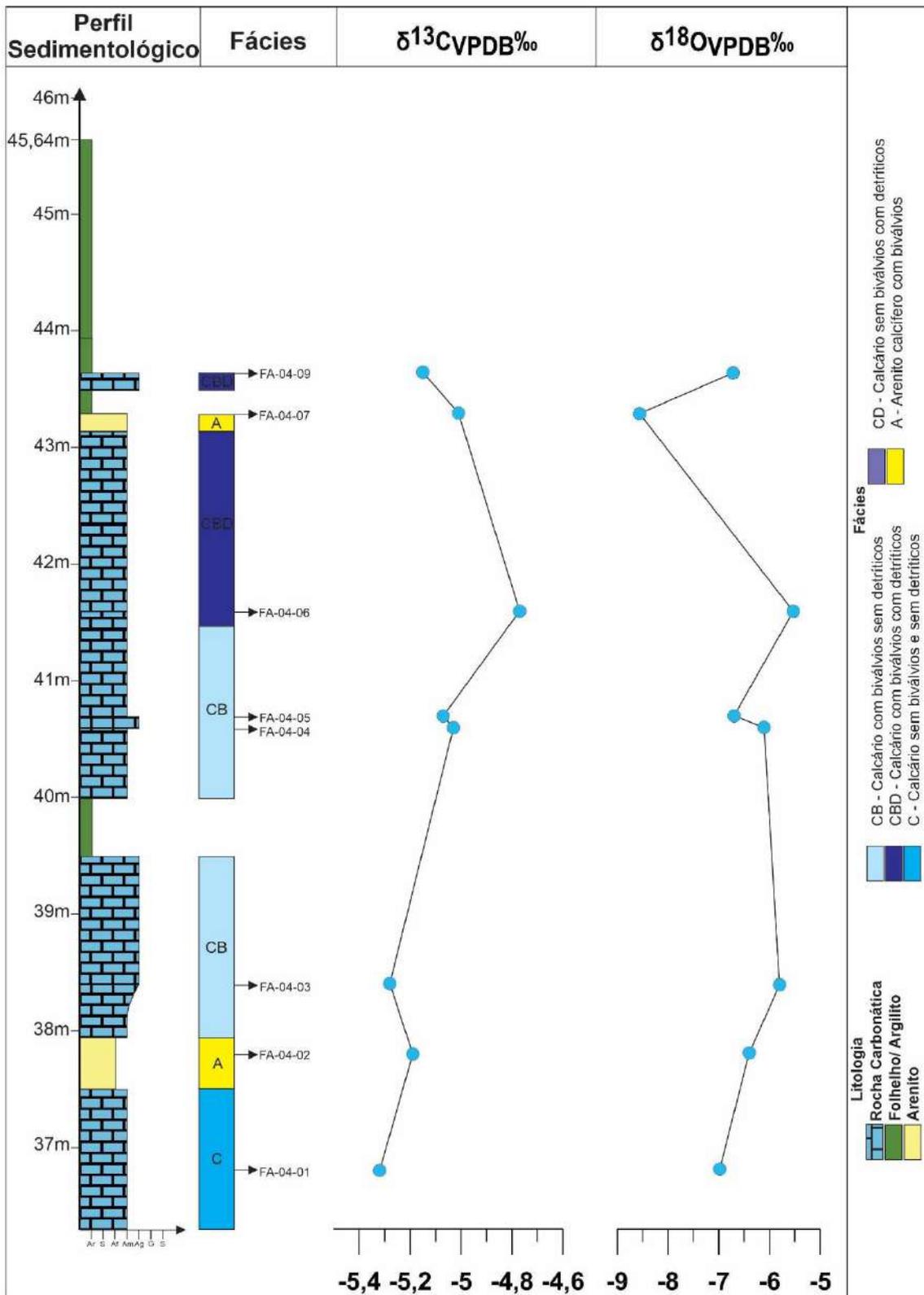
Fonte: A autora (2022).

Figura 50 – Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 03, na área da Pedreira Atol.



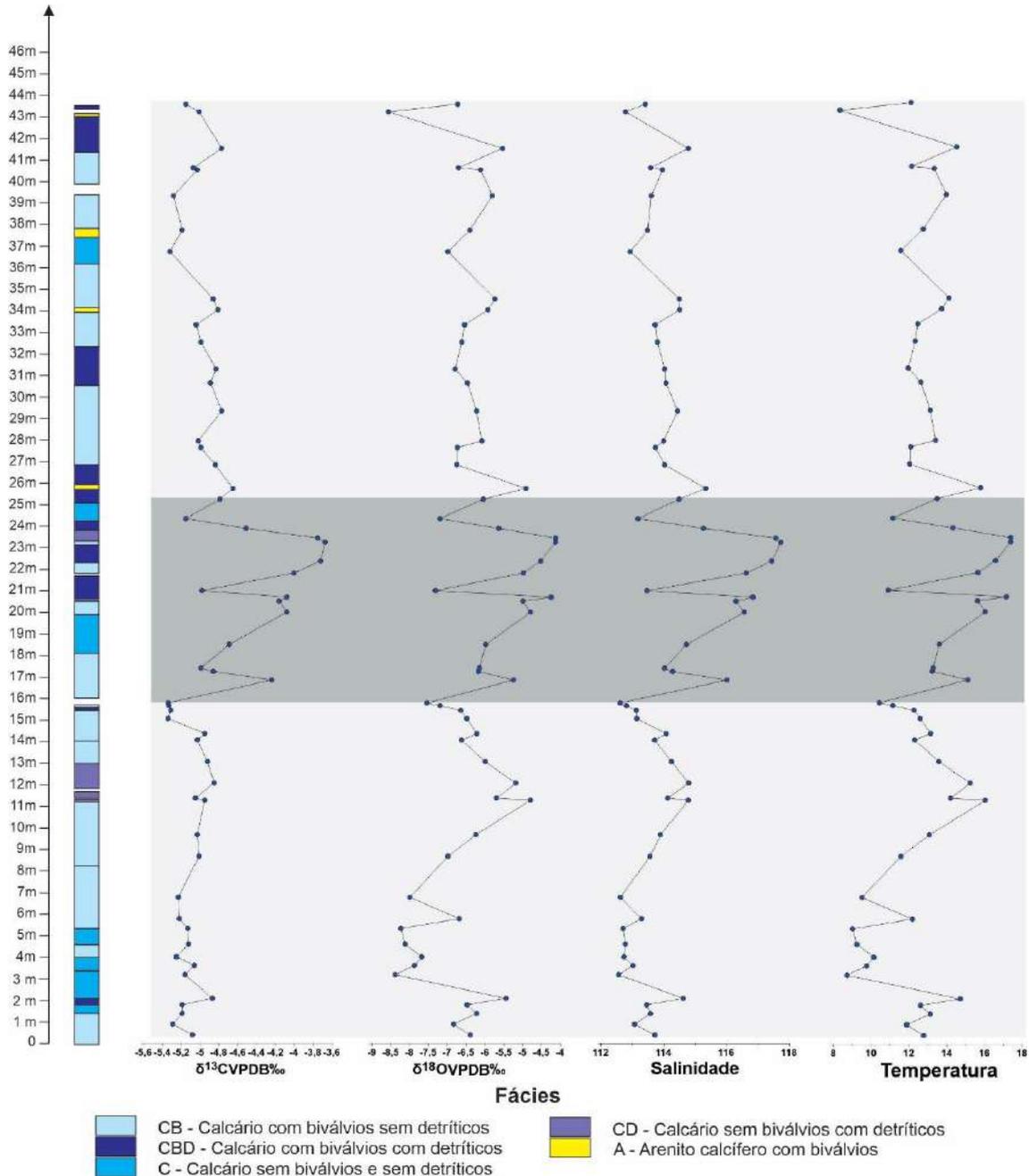
Fonte: A autora (2022).

Figura 51 – Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio das amostras da Bancada 04, na área da Pedreira Atol.



Fonte: A autora (2022).

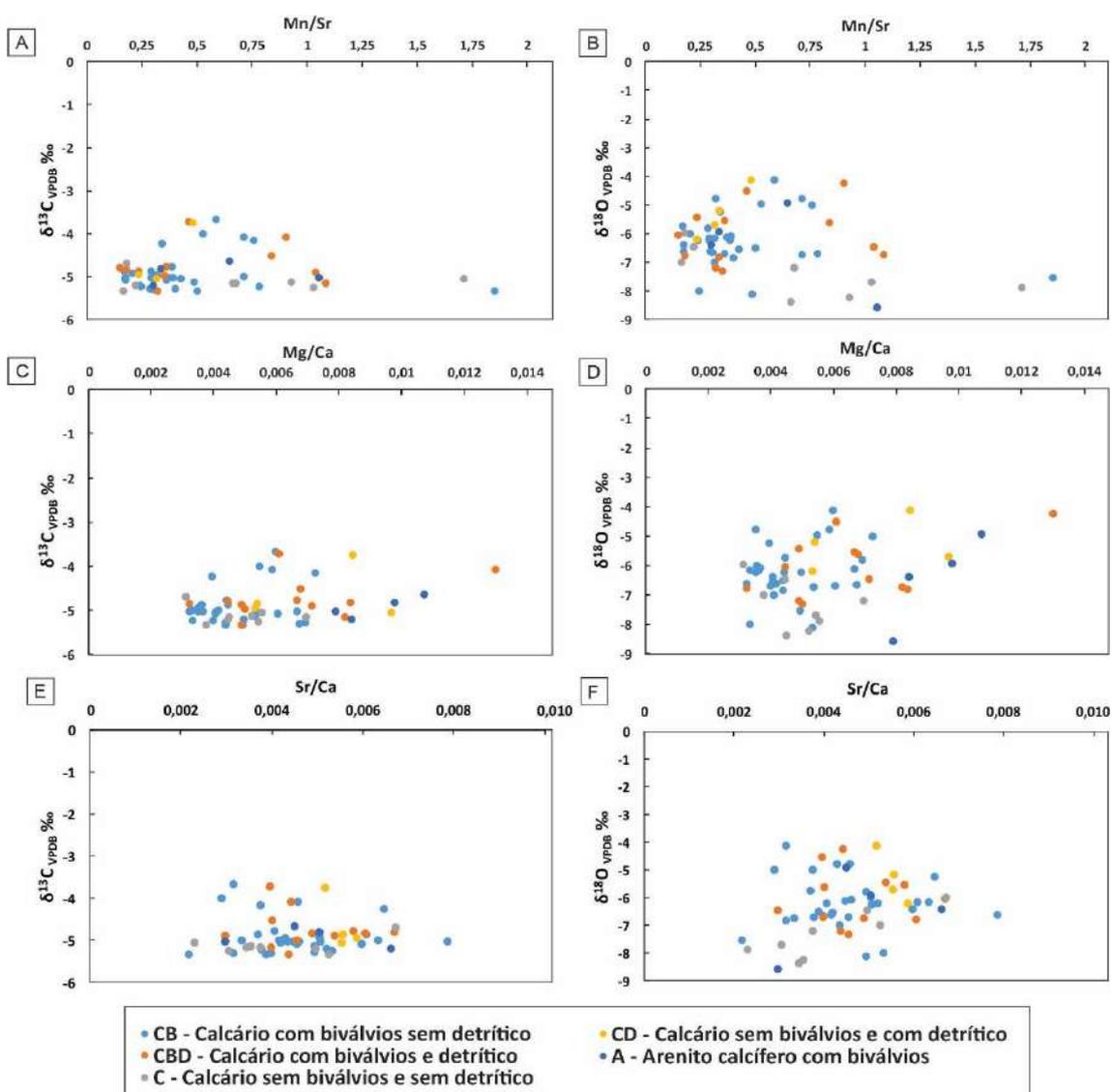
Figura 52 – Diagrama quimioestratigráfico com curvas dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , salinidade e temperatura da seção completa na área da Pedreira Atol (composta pelas amostras das Bancadas 00, 01, 02, 03 e 04), com destaque para o intervalo 15,82 a 25,29m (porção de cor cinza escura) cujo lago tem comportamento hidrológico fechado. E os intervalos 0 a 15,82m e 25,29 a 43,64m (porções de cor cinza clara), lago com comportamento hidrológico aberto.



Fonte: A autora (2022).

A partir dos dados geoquímicos elementares discutidos no capítulo anterior, foi possível mostrar em diagrama como se comporta a relação entre Mn/Sr versus os isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ), mostrando uma relação não-linear que indica que os valores isotópicos não foram afetados por alterações deposicionais, caso contrário teria havido um aumento na razão Mn/Sr (Figuras 53A e 53B) (Kaufman & Knoll, 1995).

Figura 53 – A) Mn/Sr vs.  $\delta^{13}\text{C}$  VPDB ‰; b) Mn/Sr vs.  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB ‰; C) Mg/Ca vs.  $\delta^{13}\text{C}$  VPDB ‰; D) Mg/Ca vs.  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB ‰; E) Sr/Ca vs.  $\delta^{13}\text{C}$  VPDB ‰; F) Sr/Ca vs.  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB ‰.



Fonte: A autora (2022).

Na Figura 53C e 53D é possível notar que os valores mais elevados da razão Mg/Ca (acima de 0,008) estão representadas pelas amostras das fácies que possuem material detritico em sua composição, apesar de algumas amostras deste mesmo grupo,

também apresentarem valores menores que 0,008 e, ainda mostra que, independente da concentração de Mg e Ca, os valores dos isótopos, apresentam um mesmo intervalo de variação. Ou seja, não houve influência da diagênese.

Na Figura 53E e 53F é possível notar que não há correlação entre os valores da razão Sr/Ca e  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , mostrando que os valores isotópicos são independentes da razão Sr/Ca.

#### 5.1.8.1 Salinidade

A partir dos dados isotópicos de carbono e oxigênio foi possível calcular a paleosalinidade do ambiente onde as rochas, aqui estudadas, foram formadas. Utilizou-se a seguinte equação de Keith e Weber (1964):

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

onde Z é a salinidade, a e b são 2,048 e 0,498, respectivamente e ambos  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  são expressos como ‰ VPDB.

De acordo com esta equação supracitada, os valores aqui calculados apresentam salinidade variando de 112,6 a 117,7 (Tabela 8).

#### 5.1.8.2 Paleotemperatura

Um dos usos mais importantes de isótopos de oxigênio em carbonatos é como geotermômetros. Portanto, a partir dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos de cada amostra analisada, foi possível calcular a paleotemperatura do ambiente, utilizando a seguinte equação de Deocampo 2010:

A partir dos valores isotópicos de oxigênio é possível obter informações da paleotemperatura do ambiente, utilizando a seguinte equação de Deocampo (2010):

$$\delta^{18}\text{O} = 0.49 (T) - 12.65$$

sendo T a temperatura a ser encontrada.

Foi possível constatar que os valores da temperatura calculados para as amostras analisadas variaram de 8,4 a 17,4°C (Tabela 8).

Foi calculado o coeficiente de correlação de Pearson para salinidade e temperatura, obtendo-se  $r = 0,9$ , que indica uma alta correlação positiva entre essas duas variantes e sendo assim, à medida que a temperatura (T) aumenta a salinidade (Z) também aumenta. Esta covariância pode ser observada na Figura 52.

## 5.2 AFLORAMENTO NA RODOVIA BR-101 - PROPRIÁ (SE)

### 5.2.1 Análise Sedimentológica

Como citado anteriormente, na introdução desta tese, o outro afloramento onde as rochas da Formação Morro do Chaves afloram fica na cidade de Propriá, em Sergipe, estando localizado na margem da Rodovia BR-101.

Neste afloramento, que ocorre na direção NE, foi encontrada uma sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas, onde as camadas encontram-se bastante inclinadas com um mergulho médio de 28° para NE, como é possível observar na Figura 54. As litologias encontradas foram: calcário, calcário bioclástico (coquinas), argilito, folhelho, siltito, arenito e conglomerado. Esta sucessão, que totaliza 74m de camadas de rochas aflorantes da Formação Morro do Chaves, está representada no perfil sedimentológico que pode ser observado na Figura 55.

Figura 54 – Vista geral do afloramento da Formação Morro do Chaves localizado em Propriá-SE.

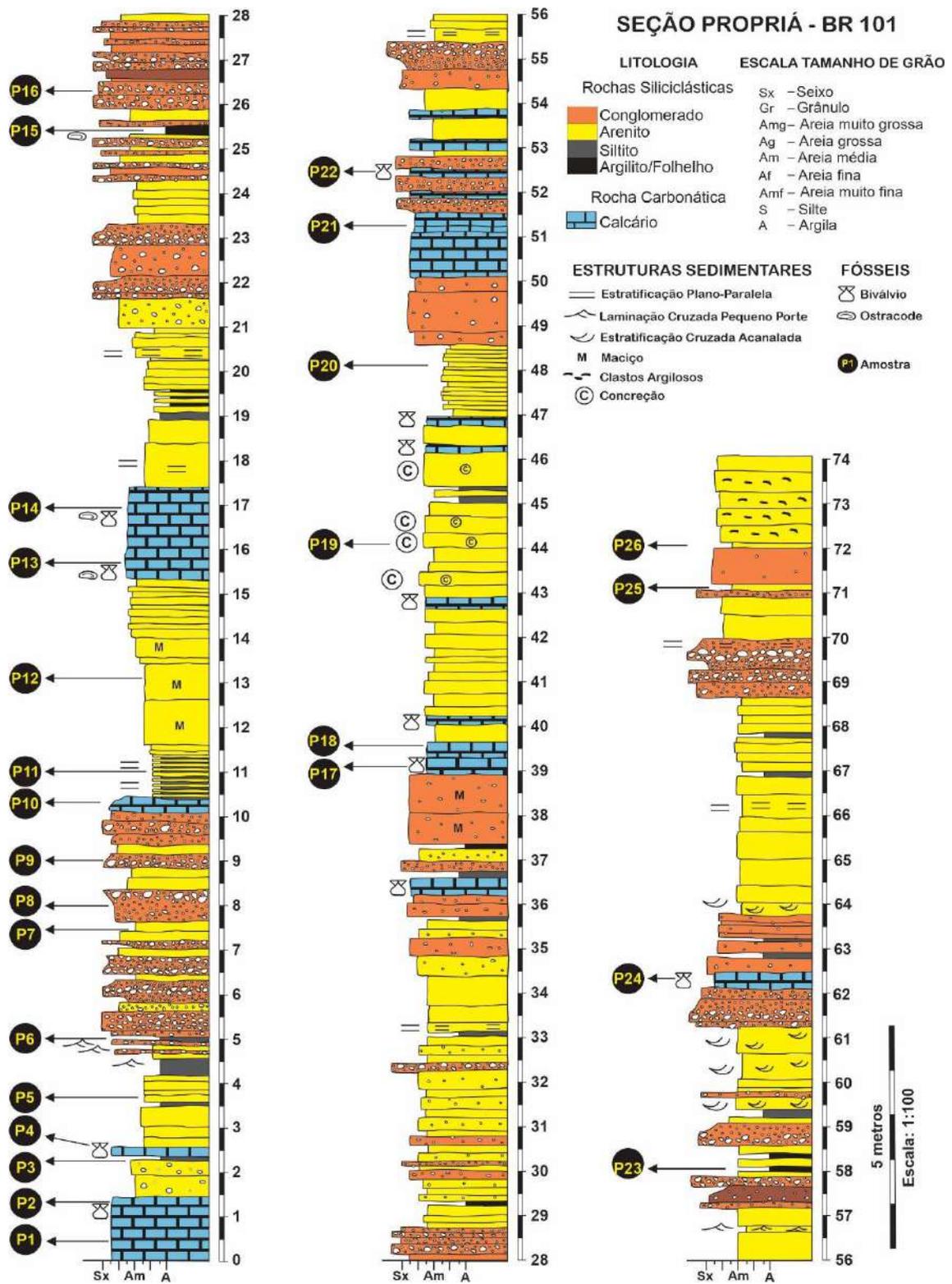


Fonte: A autora (2022).

As rochas carbonáticas são calcarenitos e calcirruditos (Figuras 56) e, algumas delas, apresentam conchas de bivalvíos em seu arcabouço, podendo ser notadas a olho desarmado (Figura 57). Os pacotes dessas rochas se encontram na forma maciça, sem estrutura visível.

Foi possível notar alguns níveis conglomeráticos nesses calcários, no geral, composto por clastos de quartzo e fragmento lítico de composições diversas (Figura 56B).

Figura 55 – Perfil sedimentológico representando o afloramento da Formação Morro do Chaves em Propriá-SE.



Fonte: Figura elaborada e gentilmente cedida pelo prof. Dr. Claus Fallgatter.

Figura 56 – A) Calcirrudito; B) Calcirrudito com nível conglomerático dentro da área tracejada.



Fonte: A autora (2022).

Figura 57 – Amostra de coquina da Formação Morro do Chaves (Afloramento Rodovia BR-101, Propriá- SE).



Fonte: A autora (2022).

Neste afloramento, há um predomínio de rochas sicliclásticas em relação às carbonáticas. As camadas de calcários ocorrem em pequenas espessuras atingindo até 2m que se intercalam com mais frequência com as outras rochas como é mostrado na Figura 58A.

Os arenitos são as rochas siliciclásticas de maior ocorrência nesta sucessão (Figura 55). Apresentam geralmente cor amarela mas também ocorre de coloração avermelhada e, ocorrem muitas vezes exibindo estruturas sedimentares como laminação cruzada de pequeno porte, estratificação plano-paralela e cruzada acanalada, porém alguns encontram-se de forma maciça. Estes arenitos ocorrem intercalando-se com as delgadas camadas de siltitos, argilitos e folhelhos e ainda, com conglomerados e coquinas.

Os siltitos apresentam colorações amarela e avermelhada, às vezes, conteúdo muscovita. Foi possível notar nestas rochas, localmente, laminação plano-paralela (Figura 58C) e laminação cruzada de pequeno porte. Os argilitos possuem cor amarela e tem pouca ocorrência. Os folhelhos encontrados apresentam coloração cinza a preta e são micáceos e quase sempre friáveis com um aspecto siltoso.

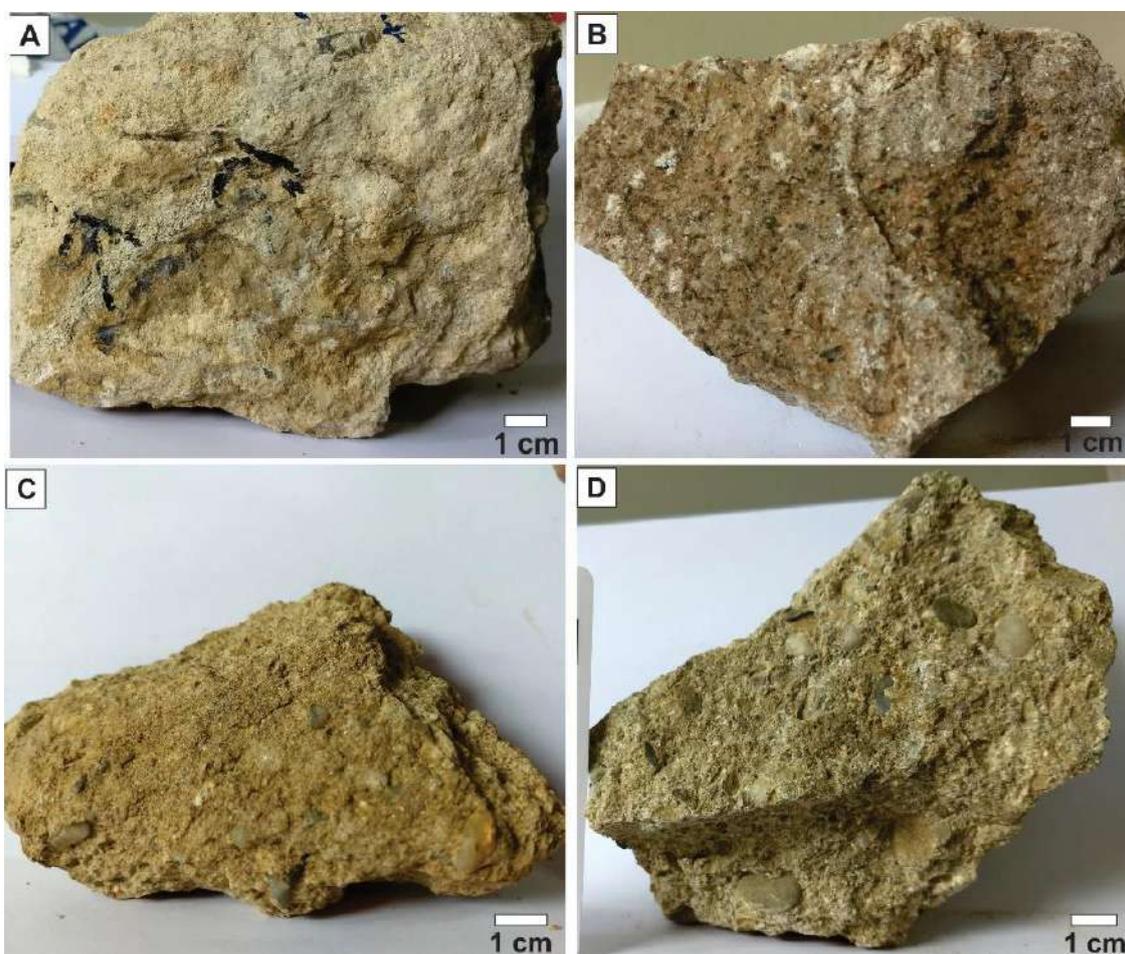
Figura 58 – A) Visão geral de parte do afloramento exibindo camadas de calcário, arenito, silito e argilito. Escala: 1,80m; B) Aspecto de campo da coquina da Formação Morro do Chaves; C) Silito com laminação plano-paralela.



Fonte: A autora (2022).

Foi possível observar a presença de calcário com níveis conglomeráticos, onde os tamanhos das partículas detríticas são variados e chegam até 6 mm, como mostrado na Figura 59A e 59B. Além destes, ocorrem também arenitos conglomeráticos apresentando grânulos e seixos de quartzo subarredondados de até 7mm e conglomerados suportados pela matriz (paraconglomerados), ambos com matriz predominantemente arenosa, porém, algumas porções apresentam matriz ligeiramente carbonática (Figura 59C e 59D). Os conglomerados apresentam uma variedade composicional de clastos (conglomerados polimíticos), sendo dominados por grãos de quartzo mas também ocorrem fragmentos de rochas, geralmente subarredondados a arredondados com tamanhos chegando a atingir 3 cm de comprimento.

Figura 59 – A e B) Calcário conglomerático; C) Arenito conglomerático. D) Conglomerado polimítico.



Fonte: A autora (2022).

### 5.2.2 Análise Petrográfica

A partir da análise petrográfica foi possível classificar as rochas carbonáticas analisadas, do afloramento localizado em Propriá, de acordo com a classificação de Dunhan (1962), as quais foram classificadas como wackestone e grainstones. E, ainda, de acordo com a classificação de Embry e Klovan (1971), foram classificadas como rudstones, por apresentarem, também, componentes bioclásticos maiores que 2 mm.

As rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves apresentam grandes quantidades de grãos bioclásticos em seu arcabouço, sendo representados pela grande ocorrência de conchas de moluscos bivalvíos e, algumas, apresentam uma grande concentração de ostracodes (Figura 60).

Essas rochas, no geral, não possuem matriz micrítica (grainstones) e apresentam o predomínio de cimento carbonático (Figuras 60A e 60B). Porém uma delas tem o predomínio de matriz micrítica (wackestone) que é a rocha com a ocorrência dos ostracodes e, subordinadamente, conchas de bivalvíos (Figuras 61A e 61B).

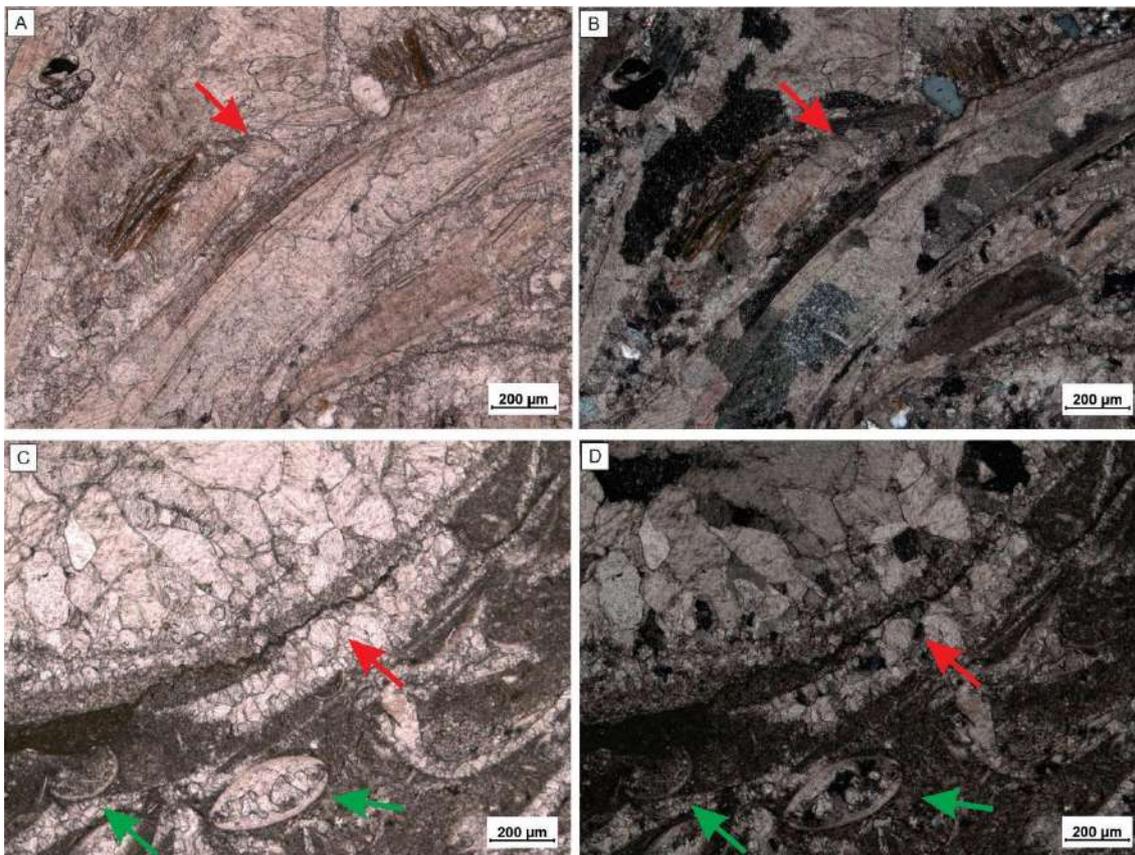
Além da matriz micrítica entre os grãos bioclásticos, ocorre também a matriz micrítica de preenchimento interno, vista localmente, preenchendo parcial ou totalmente o espaço interno dos ostracodes, como pode ser observado na Figuras 61B, 61C e 61D.

No que diz respeito aos ostracodes, foi possível notar valvas delgadas que se encontram, em sua maioria, articuladas, mas as desarticuladas também ocorrem (Figura 61).

Pode-se notar que as conchas dos bivalvíos estão, no geral, fragmentadas e desarticuladas cujo grau de retrabalhamento é bastante variável.

Em seções transversais, foi possível notar que não têm uma orientação preferencial em relação ao plano de acamamentos das rochas, ou seja, os bioclastos, tanto os bivalvíos quanto os ostracodes, possuem uma orientação altamente variável, ocorrendo de formas aleatórias/caóticas.

Figura 60 – A) Concha de molusco bivalvívio indicada pela seta vermelha (nicóis paralelos); B) Concha de molusco bivalvívio indicada pela seta vermelha (nicóis cruzados); C) Concha de molusco bivalvívio (seta vermelha) e ostracodes (setas verdes) à nicois paralelos; D) Concha de molusco bivalvívio (seta vermelha) e ostracodes (setas verdes) à nicois cruzados.



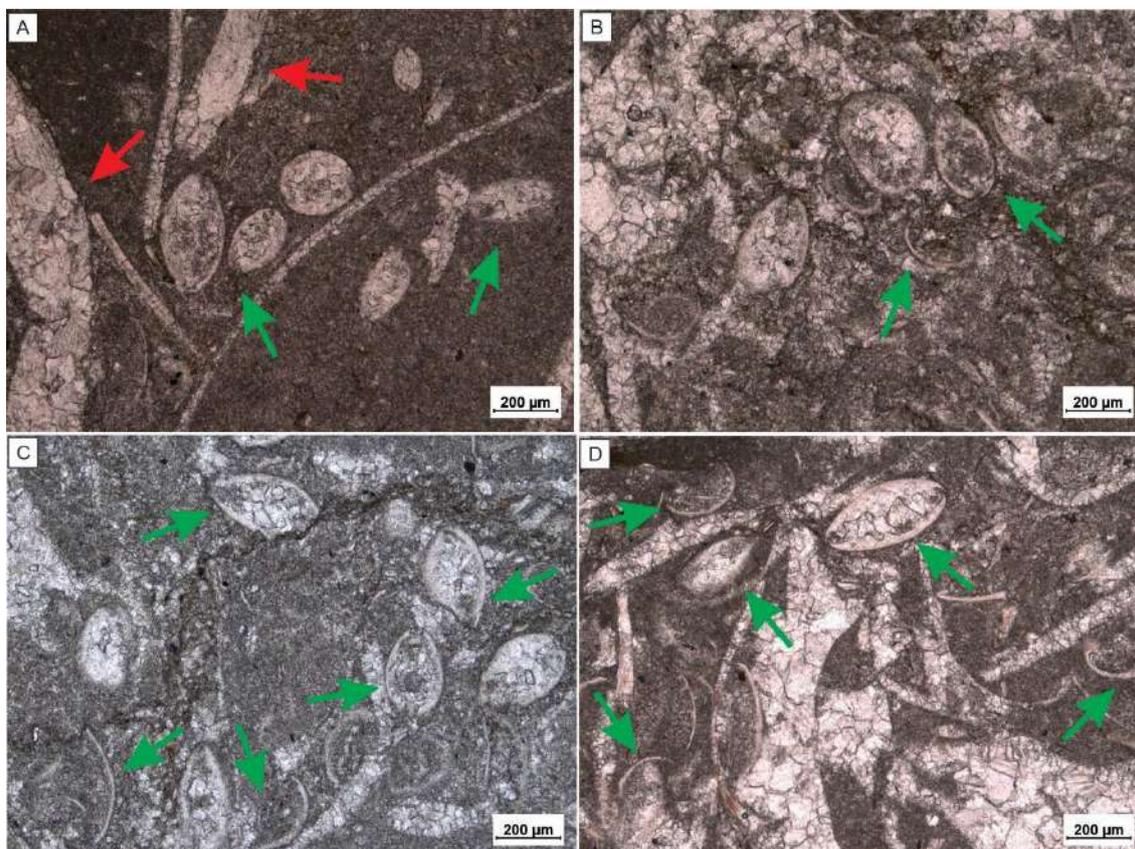
Fonte: A autora (2022).

Em relação ao empacotamento (Dal' Bó *et al.*, 2021), foi observado nestas rochas que ocorre o empacotamento frouxo (biotrama sustentada pela matriz), onde os contatos pontuais entre os bioclastos se tornam mais escassos pela diminuição relativa da quantidade de bioclastos e, apenas na amostra onde ocorrem os ostracodes, é possível notar que localmente ocorre um empacotamento denso (biotrama densamente empacotada sustentada por bioclastos), onde é comum o contato entre os bioclastos, neste caso, sendo representado pelo contato entre os ostracodes.

Quanto ao conteúdo de material siliciclástico presente nos calcários analisados neste afloramento, foram observados grãos de quartzo, feldspatos, muscovita, biotita e fragmentos de rochas. Os grãos de quartzo são, no geral, monocristalinos. Os feldspatos observados são os potássicos. As muscovitas apresentam sua típica extinção picotada, e foi encontrada localmente, como mineral acessório. As biotitas são as micas mais presente

nessas rochas e, no geral, encontram-se alteradas e sofrendo processo de oxidação (Figura 62).

Figura 61 – Fotomicrografias: A) Calcário com matriz micrítica exibindo ostracodes articulados (setas verdes) associados à conchas maiores de bivalvíos (setas vermelhas), ambos preenchidos por calcita espática (nicois paralelos); B, C e D) Calcário com matriz micrítica e ostracodes preenchidos parcial ou totalmente por matriz micrítica de preenchimento interno indicados pelas setas verdes (nicois paralelos).



Fonte: A autora (2022).

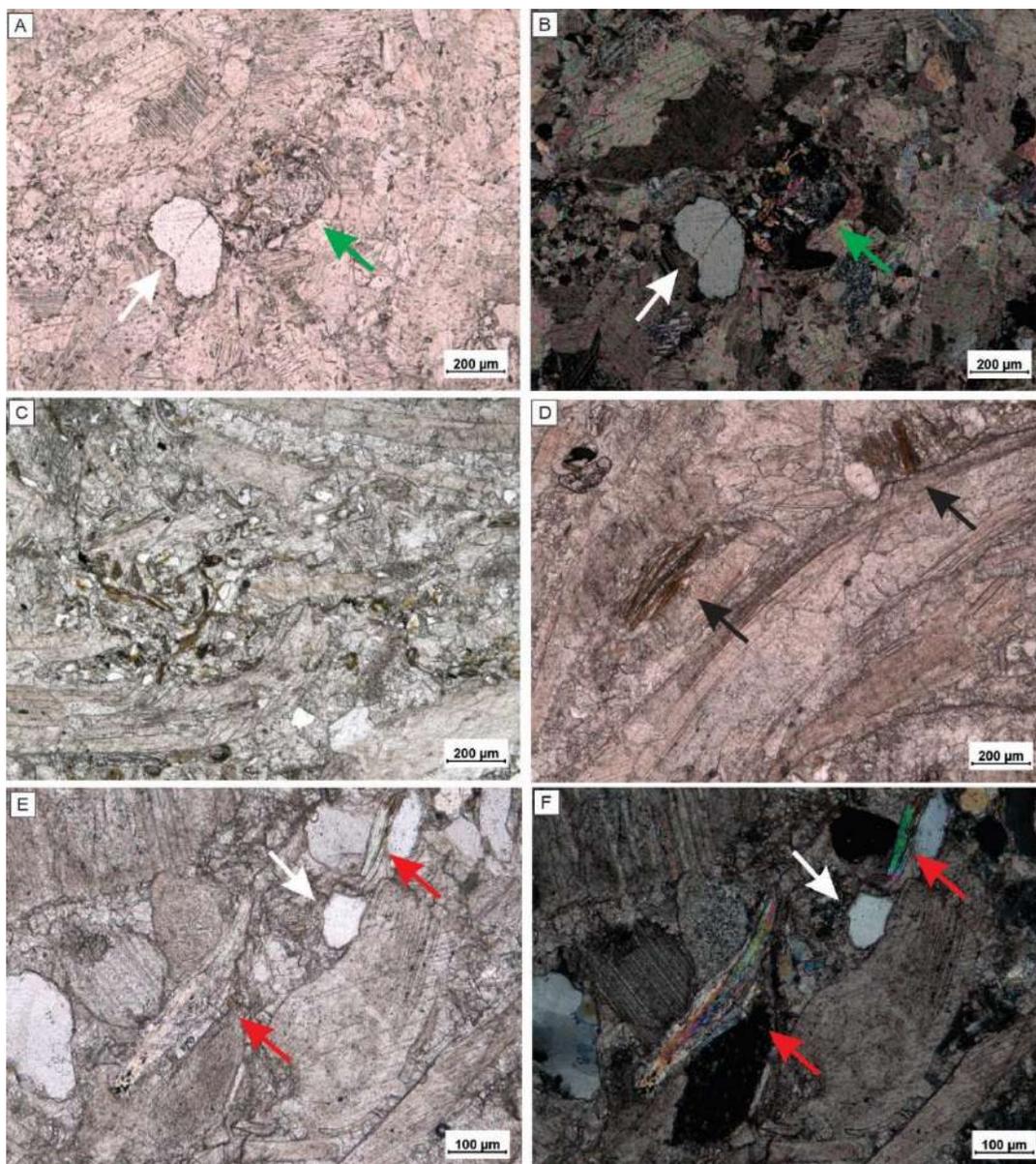
Baseado na presença de conchas de bioclastos bivalvíos, ostracodes e grãos siliciclásticos foram definidas três fácies carbonáticas das rochas da Formação Morro do Chaves, são elas: calcário com bivalvíos com detriticos (CBD), calcário sem bivalvíos com detriticos (CD) e calcário com bivalvíos e ostracodes com detriticos (CBOD) (Tabela 9).

Tabela 9 – Tabela de fácies das rochas carbonáticas estudadas no afloramento em Propriá-SE.

Fácies	Descrição
CBD	Calcário com bivalvíos com detriticos
CD	Calcário sem bivalvíos com detriticos
CBOD	Calcário com bivalvíos e ostracodes com detriticos

Fonte: A autora (2022).

Figura 62 – Fotomicrografias: A) Grão de quartzo (seta branca) e fragmento de rocha (seta verde) no calcário (nicois paralelos) B) Imagem A à nicois cruzados; C) Biotitas e grãos de quartzo no calcário (nicois paralelos); D) Calcários bioclásticos com presença de biotitas alteradas indicadas pelas setas pretas (nicois paralelos); E) Muscovitas indicadas pelas setas vermelhas e grão de quartzo (seta branca) à nicois paralelos; F) Imagem E à nicois cruzados.



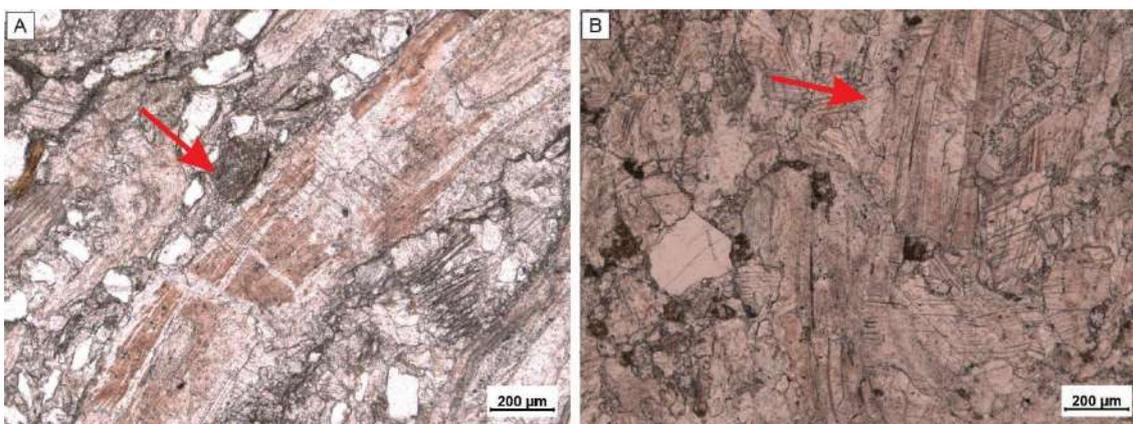
Fonte: A autora (2022).

### 5.2.3 Processos Diagenéticos

Os processos diagenéticos que foram observados nas amostras das rochas estudadas, são: neomorfismo, dissolução, cimentação, micritização e compactação mecânica.

O processo de neomorfismo é caracterizado por algumas conchas de bivalvíos que ainda apresentam suas feições primárias (linhas de crescimento) preservadas, às vezes, apresentando uma cor marrom clara, como pode ser observado na Figura 63.

Figura 63 - Fotomicrografias: A) Concha de molusco bivalvio neomorfizada (seta vermelha); B) Concha de molusco bivalvio neomorfizada com linhas de crescimento (seta vermelha).

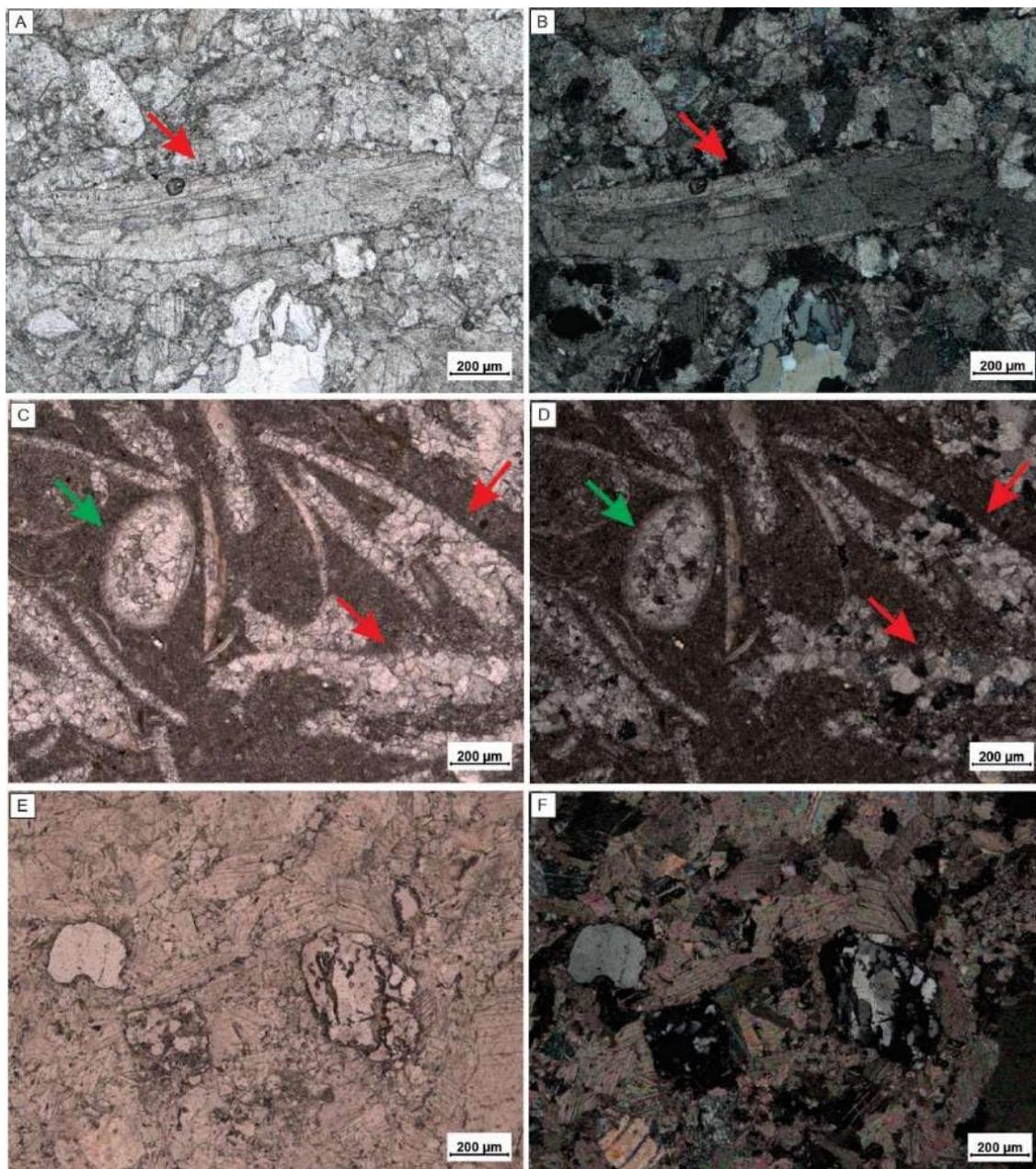


Fonte: A autora (2022).

O processo de cimentação é observado na maioria das conchas. Essas conchas passaram inicialmente por processo de dissolução, onde ficou apenas seu molde (porosidade móldica) e esses moldes foram posteriormente cimentados por calcita espática blocosa havendo alteração completa da estrutura interna dessas conchas (Figuras 64A e 64B). As valvas de ostracodes também se encontram com suas cavidades preenchidas com cimento de calcita espática (Figuras 64C e 64D).

Além de ocorrer cimentando moldes de conchas, outros indícios de cimentação nessas rochas são a presença de cimento de calcita que é resultante da possível recristalização da matriz micrítica e, principalmente, da precipitação de cimento carbonático no espaço poroso (Figura 64E e 64F) como calcita espática blocosa e poiquilotópica. Desta forma, a calcita é o único material cimentante dessas rochas.

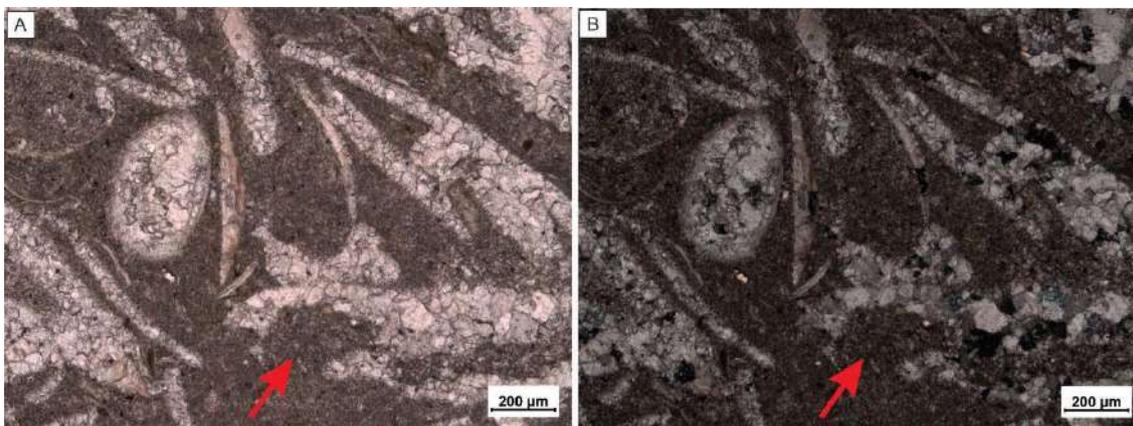
Figura 64 – Fotomicrografias: A) Concha de bivalvío cimentada por calcita espática indicada pela seta vermelha (nicois paralelos); B) Imagem A à nicois cruzados; C) Conchas de bivalvío cimentadas (setas vermelhas) e ostracode cimentados por calcita espática (seta verde) à nicois paralelos; D) Imagem C à nicois cruzados; E) Cimentação de calcita (nicois paralelos) F) Imagem E à nicois cruzados.



Fonte: A autora (2022).

Ocorre ainda, localmente, o processo de micritização em conchas de moluscos bivalvíos, onde estes bioclastos encontram-se parcialmente micritizados (Figura 65).

Figura 65 – Fotomicrografias: A) Processo de micritização parcial em concha de molusco bivalvío indicado pela seta vermelha (nicois paralelos); B) Processo de micritização parcial em concha de molusco bivalvío indicado pela seta vermelha (nicois cruzados).

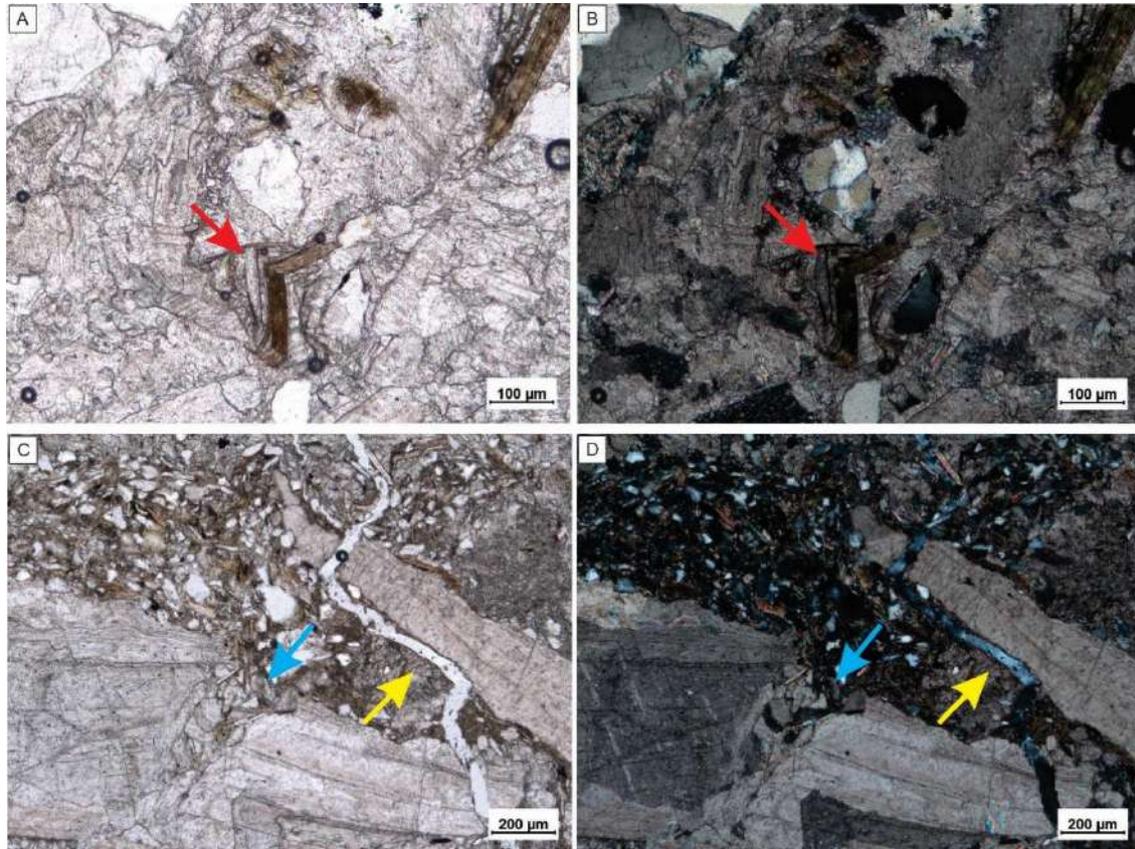


Fonte: A autora (2022).

Outro processo diagenético presente nessas rochas é a compactação, sendo possível observar feições de compactação mecânica evidenciadas pela presença de um empacotamento fechado mostrado pelos grãos detríticos (Figura 62E), além de biotita deformada (Figura 66A) e bioclastos fraturados (Figura 66C).

Nestas rochas, a porosidade praticamente não é visível, devido ao alto grau de cimentação carbonática, matriz micrítica e grãos detríticos no arcabouço.

Figura 66 – Fotomicrografias: A) Biotita deformada (seta vermelha) mostrando indício de compactação mecânica (nicóis paralelos); B) Imagem A à nicóis cruzados; C) Concha de bivalvío fragmentada (seta azul) e fratura sem preenchimento (seta amarela) mostrando indício de compactação mecânica (nicóis paralelos); D) Imagem C à nicóis cruzados.



Fonte: A autora (2022).

#### 5.2.4 Catodoluminescência (CL)

A partir da análise por catodoluminescência alguns detalhes foram revelados com muito mais clareza, onde foi possível notar diferentes padrões de luminescência emitidos a partir da calcita.

A coloração vermelha escura não-luminescente representa uma primeira geração de cimento, enquanto a coloração vermelha clara luminescente brilhante representa uma segunda geração de cimento.

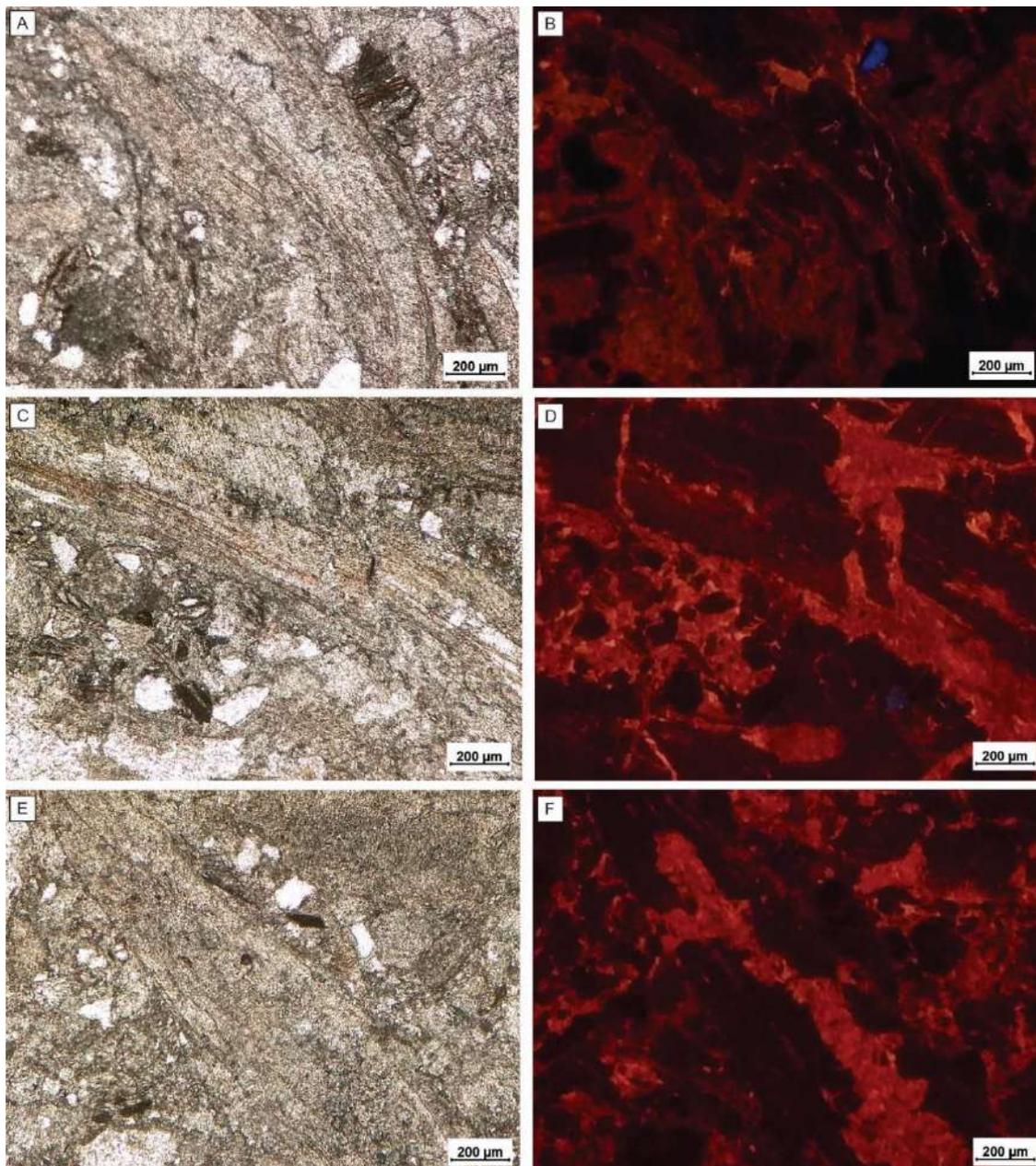
É notável que todas as conchas de bivalvíos que passaram por dissolução e posterior cimentação, mostram-se sem luminescência. Porém, essas conchas também podem apresentar mais de uma geração de cimento em seu preenchimento, onde é possível observar que a concha de bivalvío apresenta uma baixa luminescência em algumas porções e, em outras porções, onde houve novamente dissolução e posteriormente precipitação de cimento de calcita espática blocosa, uma moderada a alta luminescência (Figura 67).

Os ostracodes que estão substituídos por calcita micrítica e/ou cimento de calcita espática, também exibem uma não-luminescência (Figura 68). Apenas algumas bordas dos ostracodes possuem uma calcita de luminescência moderada (Figura 68B).

Algumas porções micritizadas desses calcários apresentam-se com baixa luminescência (69B e 69D).

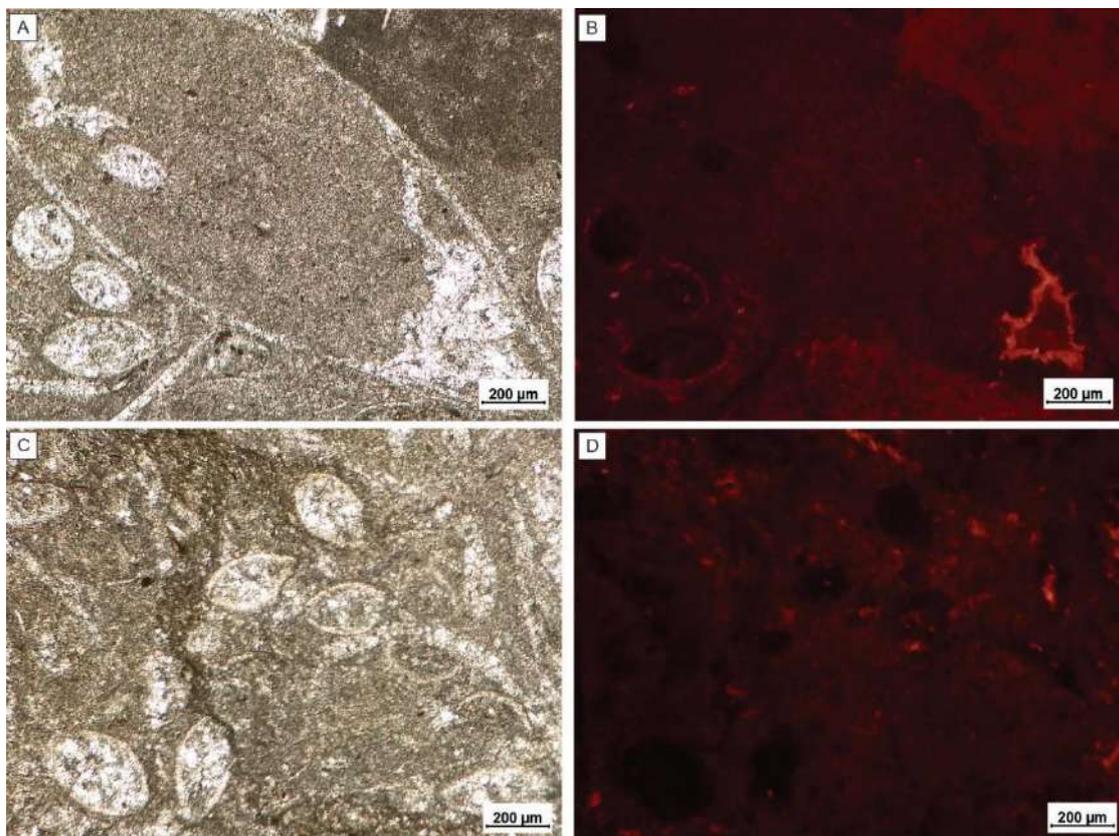
Os grãos detríticos, sejam os grãos de quartzo, os fragmentos de rocha, as biotitas, também se comportam como não-luminescentes (Figura 69).

Figura 67 – Fotomicrografias: A) Concha de bivalvío cimentada e grãos detríticos (nicois paralelos); B) Concha de bivalvío com três gerações de cimento, calcita não-luminescente, de baixa luminescência e de alta luminescência, grão detrítico com luminescência azul; C) Concha de bivalvío com duas gerações de calcita e cimento carbonático (nicois paralelos); D) Concha de bivalvío com duas gerações de calcita, luminescente e não-luminescente e cimento carbonático com alta luminescência; E) Concha de bivalvío com duas gerações de calcita (nicois paralelos); F) Concha de bivalvío com duas gerações de calcita, alta luminescência no centro da concha e não luminescente do centro para as bordas.



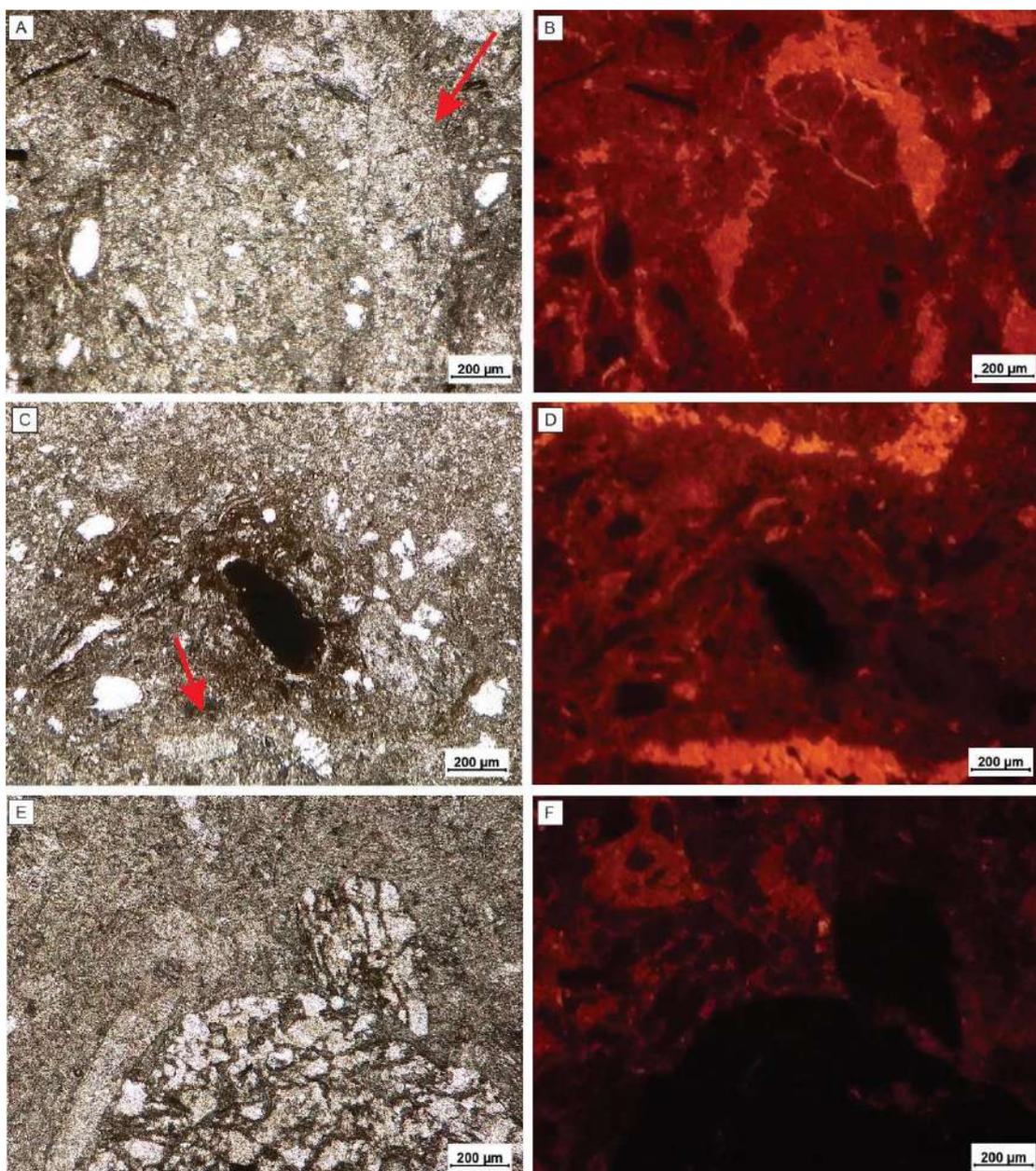
Fonte: A autora (2022).

Figura 68 – Fotomicrografias: A) Calcário com matriz micrítica com ostracodes (nicois paralelos); B) Imagem (A) sob CL exibindo ostracodes não-luminescentes como bordas de calcita com luminescência moderada; C) Matriz micrítica e ostracodes (nicois paralelos); D) Imagem (C) sob CL mostrando matriz micrítica não-luminescente e ostracodes não-luminescentes.



Fonte: A autora (2022).

Figura 69 – Fotomicrografias: A) Calcário com concha de bivalvío cimentada (seta vermelha) e porções micritizadas (nicóis paralelos); B) Calcário com concha de bivalvío com duas gerações de calcita, luminescente e não-luminescente e porções micritizadas de baixa luminescência; C) Calcário com porções micritizadas, grãos detríticos, grão oxidado no centro e concha de bivalvío cimentada na porção inferior (seta vermelha) à nicóis paralelos; D) Calcário com porções micritizadas de baixa luminescência, grãos detríticos e grão oxidado sem luminescência e concha de bivalvío (seta vermelha) cimentada por calcita de alta luminescência; E) Calcário com cimentação carbonática e algumas porções micritizadas com fragmento de rocha (nicóis paralelos); F) Calcário com cimentação carbonática luminescente e algumas porções micritizadas não-luminescentes com fragmento de rocha sem luminescência.



Fonte: A autora (2022).

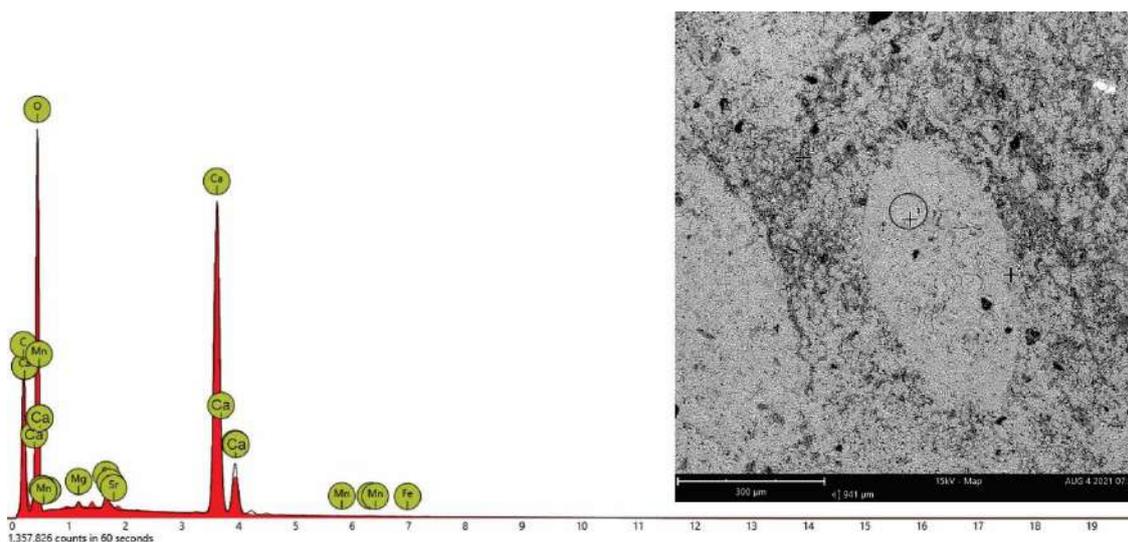
### 5.2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

As análises realizadas no MEV foram utilizadas para confirmar a presença de alguns minerais presentes no arcabouço das rochas aqui estudadas por meio da análise química pontual por EDS (espectrômetro de dispersão de energia) complementando as análises realizadas por microscopia óptica, obtendo-se também fotomicrografias de maior resolução. Onde é mostrado picos proeminentes dos principais elementos químicos que compõem determinado mineral analisado.

As análises foram feitas em cristais de calcita tanto dos que compõem os ostracodes quanto dos cimentos carbonáticos presentes nessas rochas (Figuras 70, 71 e 72). Também foram realizadas algumas análises em grãos detríticos (Figura 73).

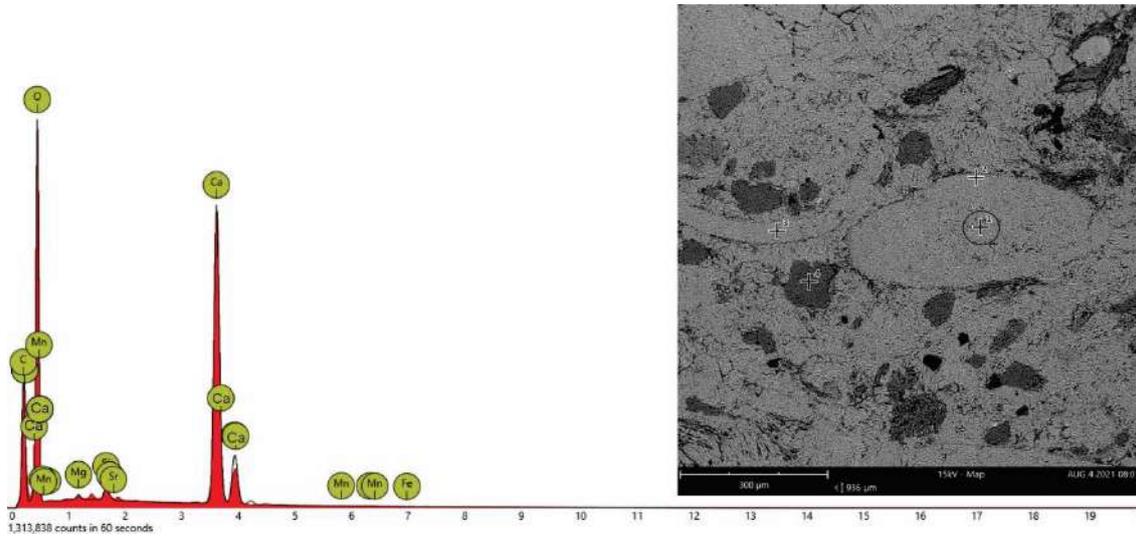
Nas amostras estudadas foi observado o predomínio de cálcio em todas as frações carbonáticas das rochas, mostrando que a composição tanto dos ostracodes quanto dos cimentos carbonáticos é calcítica.

Figura 70 – Análise realizada em ostracode: Espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado.



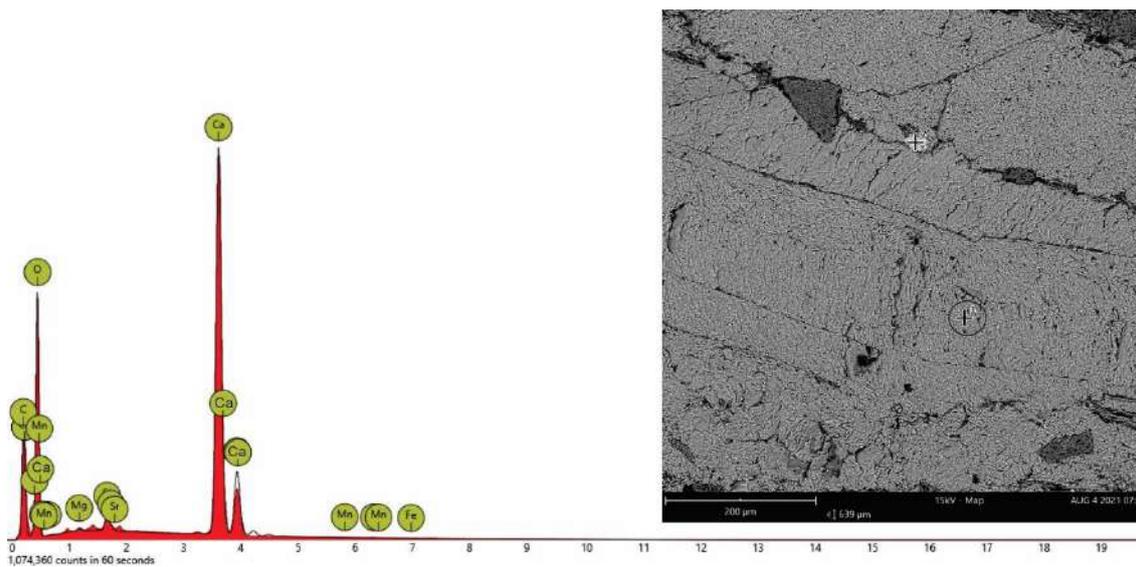
Fonte: A autora (2022).

Figura 71 – Análise realizada em ostracode: Espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado.



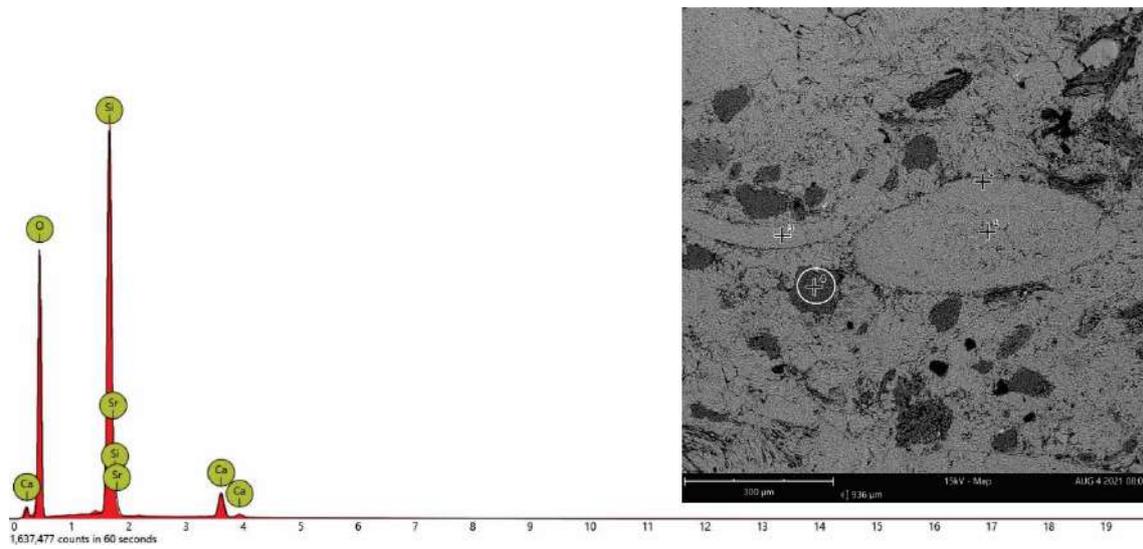
Fonte: A autora (2022).

Figura 72 – Análise realizada em cimento de calcita: Espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado.



Fonte: A autora (2022).

Figura 73 – Análise realizada em grão de quartzo: Espectro por energia dispersiva mostrando elementos químicos detectados de maior concentração e fotomicrografia sob o MEV. Local da análise: ponto circulado.



Fonte: A autora (2022).

## 5.2.6 Geoquímica Multielementar

Os resultados mostrados neste capítulo são referentes às análises geoquímicas de 11 amostras de rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves, que foram coletadas no afloramento em Propriá- SE.

Os resultados das análises dos elementos maiores e menores são apresentados sob a forma de óxidos como SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> com valores em % peso e, os traços, Sr e Rb, dados em ppm (Tabela 10). A partir dos dados foi criada uma matriz de correlação (Tabela 11) que apresenta os resultados das correlações (coeficiente de Pearson) entre os elementos maiores, perda ao fogo (PF) e as razões utilizadas neste trabalho

### 5.2.6.1 Geoquímica dos Elementos Maiores e Menores

A seguir, os resultados obtidos para os elementos maiores e menores são discutidos e interpretados em detalhe, caso a caso. Os dados de geoquímica elementar estão abordados de acordo com as três fácies definidas no capítulo anterior (análise petrográfica), sendo elas: calcário com bivalvíos com detriticos (CBD), calcário sem bivalvíos com detriticos (CD) e calcário com bivalvíos e ostracodes com detriticos (CBOD).

#### 5.2.6.1.1 *Sílica (SiO<sub>2</sub>)*

O conteúdo de SiO<sub>2</sub> varia entre 1,89 a 26,78 % (Tabela 10).

A concentração de SiO<sub>2</sub> exibe uma forte correlação inversa com o CaO nos calcários ( $r = -1,0$ ), como observado na Tabela 11, indicando uma diminuição gradual em quartzo detrítico e subsequente enriquecimento em calcita, denotando o antagonismo do processo deposição sedimentar, clástico e químico.

Os diagramas de variação entre SiO<sub>2</sub> e outros óxidos, aqui analisados, são mostrados na Figura 74. No diagrama SiO<sub>2</sub> *versus* Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, os calcários exibem correlação positiva ( $r = 0,9$ ), assim como TiO<sub>2</sub> ( $r = 0,9$ ), K<sub>2</sub>O ( $r = 0,9$ ), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ( $r = 0,9$ ) e Na<sub>2</sub>O ( $r = 0,9$ ). Portanto, estes elementos podem ser interpretados como a assinatura dos componentes detriticos das rochas estudadas.

Tabela 10 – Concentrações dos elementos maiores, menores e traços obtidas por Fluorescência de Raios-X e razões elementares das amostras no afloramento de Propriá- SE. CBD= calcário com bivalvíos com detriticos; CD= calcário sem bivalvíos com detriticos; CBOD= calcário com bivalvíos e ostracodes com detriticos; PF = Perda ao fogo. Concentrações dos óxidos e PF são dadas em porcentagem e dos elementos Rb e Sr, são dadas em ppm.

Amostra	Altura(m)	Fácies	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Rb	Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	Sr/Ca	Rb/Sr	Si/Al
P01	0,50	CD	3,50	0,02	0,51	0,28	0,05	0,50	54,20	0,05	0,13	0,03	40,34	6	2324	0,174	0,828	0,008	0,006	0,003	6,050
P02	1,30	CBD	1,89	0,03	0,41	0,26	0,03	0,36	56,50	0,05	0,09	0,03	41,08	36	1826	0,104	0,755	0,005	0,006	0,002	4,030
P04	2,50	CBD	10,03	0,12	1,70	0,72	0,08	0,56	49,33	0,14	0,31	0,06	36,53	51	906	0,248	1,909	0,010	0,007	0,005	5,206
P10	10,30	CD	8,07	0,16	1,42	0,63	0,05	0,48	51,51	0,09	0,31	0,07	37,51	5	2373	0,195	2,287	0,008	0,005	0,008	5,028
P13	15,70	CBOD	7,29	0,12	2,66	0,97	0,05	0,83	50,33	0,03	0,70	0,09	36,10	15	2217	0,196	3,719	0,014	0,005	0,020	2,425
P14	16,90	CBD	17,56	0,34	4,47	1,86	0,04	0,97	40,61	0,17	1,01	0,13	31,55	72	759	0,366	14,352	0,020	0,003	0,056	3,471
P17	39,10	CBD	26,78	0,45	7,47	2,86	0,07	1,58	31,50	0,43	1,67	0,27	25,49	22	1556	0,696	26,384	0,042	0,003	0,095	3,166
P18	39,60	CD	10,08	0,19	2,57	0,99	0,07	0,88	48,37	0,16	0,59	0,09	36,16	13	2624	0,377	4,468	0,015	0,005	0,014	3,458
P21	51,30	CD	4,62	0,07	0,98	0,44	0,03	0,51	53,33	0,07	0,29	0,04	39,76	15	1933	0,100	1,381	0,008	0,006	0,005	4,181
P22	52,50	CBD	6,11	0,06	1,07	0,41	0,03	0,42	52,58	0,05	0,29	0,03	39,09	11	2209	0,101	1,235	0,007	0,006	0,005	5,063
P24	62,40	CBD	17,26	0,14	2,15	0,88	0,07	0,68	43,28	0,21	0,36	0,05	33,20	12	2316	0,243	2,779	0,013	0,007	0,007	7,109

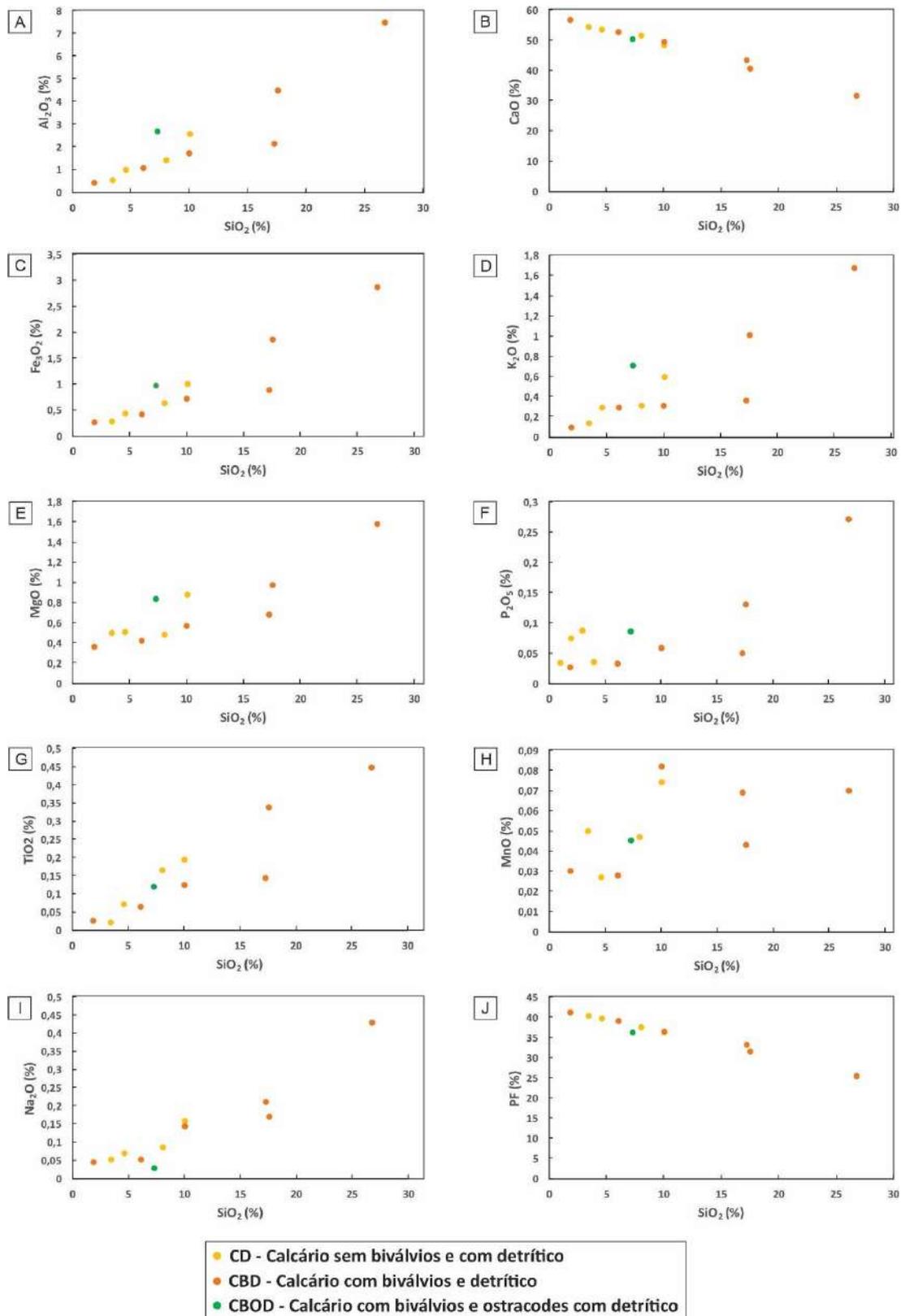
Fonte: A autora (2022).

Tabela 11 – Matriz de correlação com os coeficientes de Pearson (r) dos elementos maiores, menores e traços, perda ao fogo (PF) e razões elementares das amostras no afloramento de Propriá- SE.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	PF	Rb	Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	Sr/Ca	Rb/Sr	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	1																		
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,9	1																	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,9	1,0	1																
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,9	1,0	1,0	1															
<b>MnO</b>	0,6	0,4	0,4	0,4	1														
<b>MgO</b>	0,9	0,9	1,0	1,0	0,5	1													
<b>CaO</b>	-1,0	-0,9	-1,0	-1,0	-0,5	-0,9	1												
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,9	0,9	1,0	1,0	0,3	1,0	-0,9	1											
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,9	0,9	1,0	1,0	0,4	1,0	-0,9	1,0	1										
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,9	0,9	0,9	0,9	0,6	0,9	-0,9	0,8	0,9	1									
<b>PF</b>	-1,0	-0,9	-1,0	-1,0	-0,5	-0,9	1,0	-0,9	-0,9	-0,9	1								
<b>Rb</b>	0,3	0,4	0,3	0,3	0,1	0,2	-0,3	0,3	0,2	0,2	-0,3	1							
<b>Sr</b>	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-0,1	-0,3	0,4	-0,4	-0,3	-0,3	0,4	-0,9	1						
<b>Mn/Sr</b>	0,5	0,7	0,6	0,6	0,2	0,6	-0,5	0,6	0,5	0,4	-0,5	0,9	-0,8	1					
<b>Fe/Sr</b>	0,3	0,5	0,4	0,4	0,1	0,3	-0,4	0,3	0,3	0,2	-0,4	1,0	-0,9	0,9	1				
<b>Mg/Ca</b>	0,4	0,5	0,5	0,5	0,0	0,4	-0,4	0,4	0,4	0,2	-0,4	0,9	-0,8	1,0	1,0	1			
<b>Sr/Ca</b>	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	0,3	-0,2	-0,3	-0,3	0,3	-0,8	0,9	-0,7	-0,8	-0,7	1		
<b>Rb/Sr</b>	0,3	0,4	0,3	0,4	0,1	0,2	-0,3	0,3	0,2	0,2	-0,3	1,0	-0,9	0,9	1,0	1,0	-0,8	1	

Fonte: A autora (2022).

Figura 74 – Diagramas de dispersão de SiO<sub>2</sub> versus outros óxidos maiores dos calcários estudados no afloramento de Propriá- SE.



Fonte: A autora (2022).

#### 5.2.6.1.2 Alumina ( $Al_2O_3$ )

Os valores de  $Al_2O_3$  são de quantidades traços a maior proporção, entre 0,41 a 7,47% (Tabela 10).

Os diagramas de variações entre  $Al_2O_3$  e outros óxidos são mostrados na Figura 75, onde mostra que ocorre correlação positiva entre  $Al_2O_3$  *versus*  $Fe_2O_3$  ( $r= 1,0$ ),  $TiO_2$  ( $r= 1,0$ ),  $K_2O$  ( $r= 1,0$ ) e  $SiO_2$  ( $r= 0,9$ ). Isto indica que estes elementos são de origem terrígena e derivados de “fontes litogênicas” similares, considerando que o Al também tem esta mesma origem.

$Al_2O_3$  *versus* CaO mostra uma forte correlação negativa ( $r= -1,0$ ), refletindo o caráter oposto da origem de ambos, sendo o primeiro derivado dos componentes terrígenos e, o segundo, do componente químico das rochas estudadas.

#### 5.2.6.1.3 Ferro Total ( $Fe_2O_3$ )

No presente estudo, os valores de  $Fe_2O_3$  variam de 0,26 a 2,86% (Tabela 10).

$Fe_2O_3$  apresenta alta correção com  $Si_2O$  ( $r= 0,9$ ),  $TiO_2$  ( $r= 1,0$ ),  $Al_2O_3$  ( $r= 1,0$ ),  $MgO$  ( $r= 1,0$ ),  $K_2O$  ( $r= 1,0$ ),  $P_2O_5$  ( $r= 1,0$ ) e  $Na_2O$  ( $r= 0,9$ ) como observado na matriz de correlação exibida na Tabela 11.

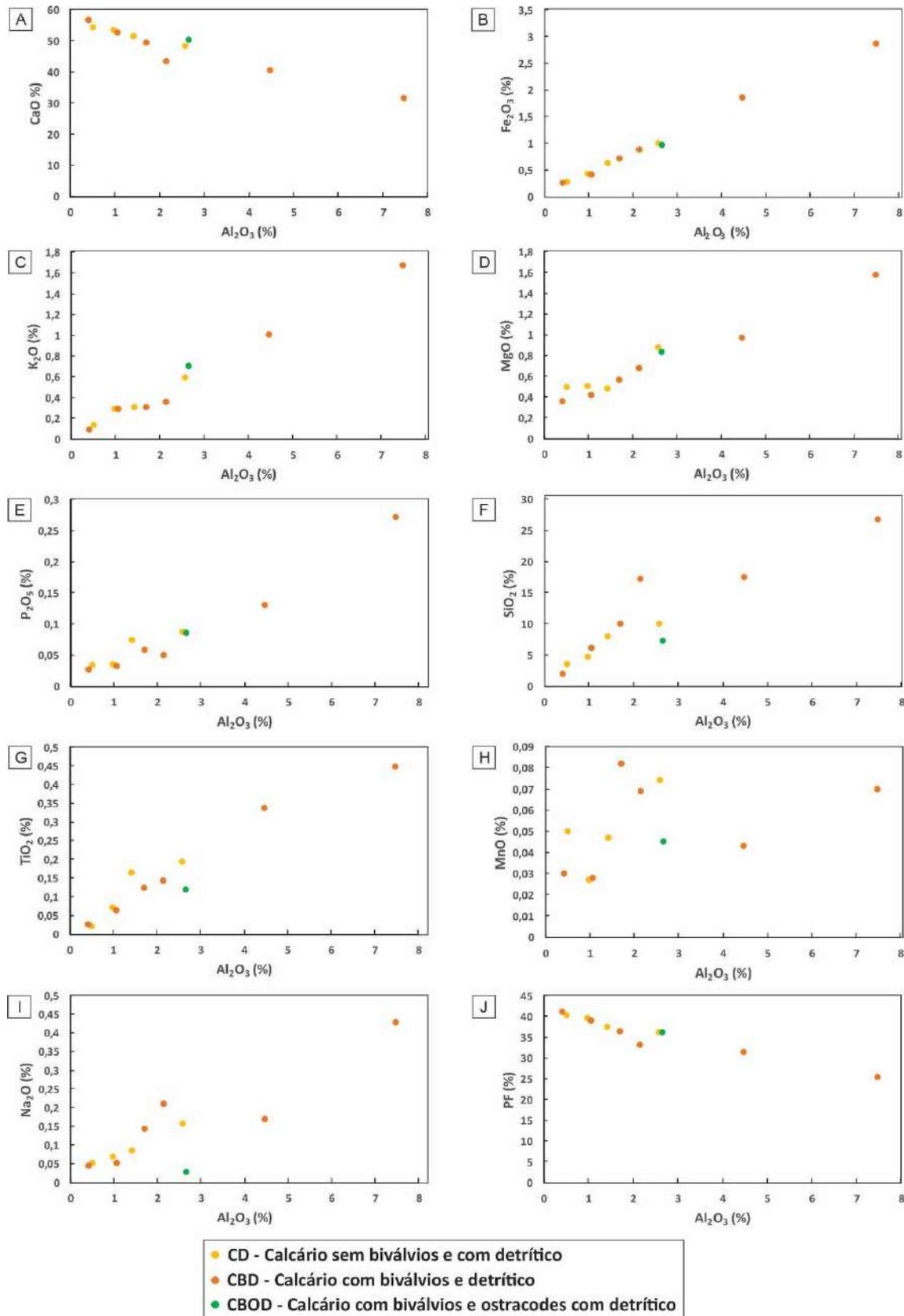
Além disso, neste trabalho, as curvas quimioestratigráficas dos elementos químicos também mostram o  $Fe_2O_3$  está covariando com as de  $Si_2O$ ,  $Al_2O_3$  e  $MgO$  (Figura 79).

#### 5.2.6.1.4 Manganês ( $MnO$ )

Aqui, os valores obtidos de  $MnO$  variam de 0,03 a 0,08 % (Tabela 10).

Mn e Fe apresentam uma fraca correlação positiva ( $r= 0,4$ ), assim como acontece entre manganês e todos os outros elementos.  $Si_2O$  ( $r= 0,6$ ),  $TiO_2$  ( $r= 0,4$ ),  $Al_2O_3$  ( $r= 0,4$ ),  $MgO$  ( $r= 0,5$ ),  $K_2O$  ( $r= 0,3$ ),  $P_2O_5$  ( $r= 0,4$ ) e  $Na_2O$  ( $r= 0,6$ ), e com o cálcio, possui uma fraca correlação negativa, onde  $MnO$  vs. CaO apresenta  $r= -0,5$  (Tabela 11).

Figura 75 – Diagramas de dispersão de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus outros óxidos maiores dos calcários estudados no afloramento de Propriá- SE.



Fonte: A autora (2022).

#### 5.2.6.1.5 Magnésio (*MgO*)

O conteúdo de MgO varia de 0,36 a 1,58% (Tabela 10).

É possível observar que MgO apresenta uma forte correlação com todos os outros elementos provenientes da fase detrítica dessas rochas, que são SiO<sub>2</sub> ( $r= 0,9$ ), TiO<sub>2</sub> ( $r= 0,69$ ), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r= 1,0$ ), K<sub>2</sub>O ( $r= 1,0$ ), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ( $r= 1,0$ ) e Na<sub>2</sub>O ( $r= 0,9$ ), apresentando uma fraca ou nenhuma correlação apenas com MnO ( $r= 0,5$ ) e Rb ( $r= 0,2$ ).

#### 5.2.6.1.6 Cálcio (*CaO*)

O teor de CaO varia de 31,50 a 56,50 % nas rochas estudadas (Tabela 10).

As relações de CaO com outros óxidos são mostradas nos diagramas da Figura 76 e na matriz de correlação (Tabela 11). CaO mostra uma forte correlação inversa com SiO<sub>2</sub> ( $r= -1,0$ ), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r= -1,0$ ) e K<sub>2</sub>O ( $r= -0,9$ ), TiO<sub>2</sub> ( $r= -0,9$ ), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r=-1,0$ ), MgO ( $r= -0,9$ ) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ( $r= -0,9$ ) refletindo o caráter oposto da origem de ambos, sendo o Ca proveniente da origem química e os demais, dos componentes detríticos.

#### 5.2.6.1.7 Sódio (*Na<sub>2</sub>O*)

Nestes calcários, o conteúdo de Na<sub>2</sub>O ficou entre 0,03 a 0,43% (Tabela 10).

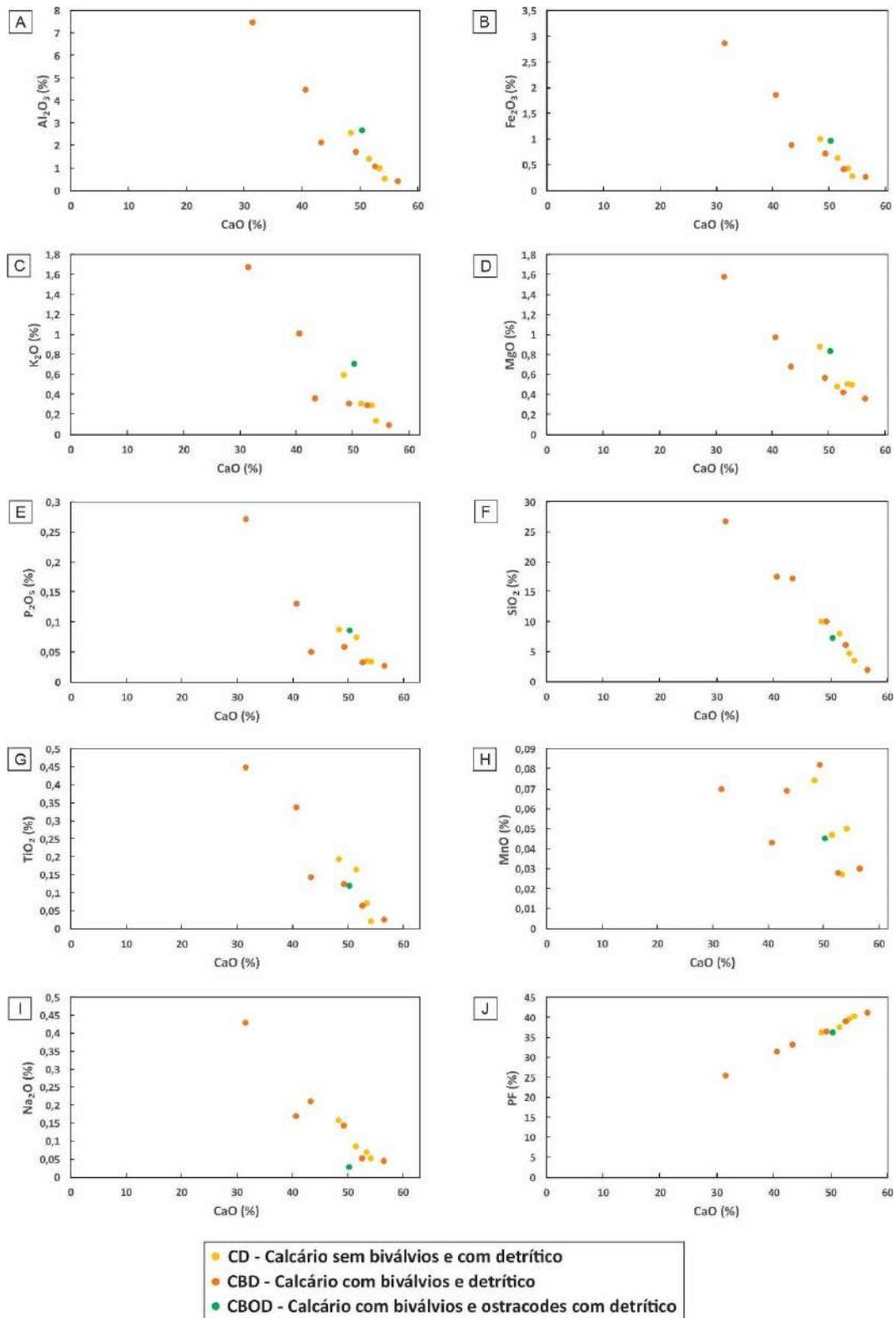
O sódio apresenta correlação negativa apenas com o cálcio, onde Na<sub>2</sub>O versus CaO apresenta coeficiente de correlação  $r= -0,9$  (Tabela 11).

#### 5.2.6.1.8 Potássio (*K<sub>2</sub>O*)

Os valores de K<sub>2</sub>O encontram-se entre 0,09 a 1,67% (Tabela 10).

Nesta pesquisa, foi observada a correlação positiva forte entre K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Tabela 11) que indica que, nestes calcários, ambos constituintes químicos, estão associados aos compostos detríticos.

Figura 76 – Diagramas de dispersão de CaO versus outros óxidos maiores dos calcários estudados no afloramento de Propriá- SE.



Fonte: A autora (2022).

#### 5.2.6.1.9 Fosfato ( $P_2O_5$ )

Os calcários estudados aqui, apresentam baixo conteúdo de  $P_2O_5$ , cujo teores variam entre 0,03 a 0,27% (Tabela 10).

A partir do cálculo do coeficiente de Pearson é possível notar que o fósforo apresenta alta correlação positiva com todos os elementos,  $Si_2O$  ( $r= 0,9$ ),  $TiO_2$  ( $r= 0,69$ ),  $Al_2O_3$  ( $r= 1,0$ ),  $Fe_2O_3$  ( $r= 1,0$ ),  $MgO$  ( $r= 1,0$ ),  $K_2O$  ( $r= 1,0$ ) e  $Na_2O$  ( $r= 0,9$ ), exceto com o manganês cujo coeficiente de correlação é baixo ( $r= 0,4$ ) e com o cálcio, onde tem-se  $r= -0,9$  com  $CaO$ , sendo assim nota-se uma alta correlação negativa (Tabela 11).

#### 5.2.6.1.10 Perda ao Fogo (PF)

É possível notar que os valores referentes à perda ao fogo variam de 25,49 a 41,08% nestas rochas, sendo os valores mais baixos associados às rochas com maior conteúdo de  $SiO_2$  (Tabela 10).

Foi observado que existe uma forte correlação positiva entre  $CaO$  e perda ao fogo, com  $r = 1,0$ , o que pode ser devido ao fato de que a PF é contribuída principalmente pelo teor de carbonato da calcita (Figura 76J).

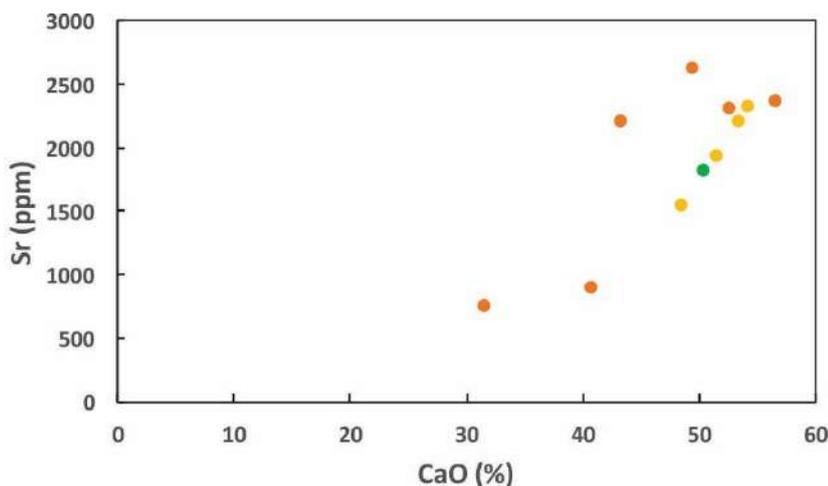
### 5.2.6.2 Geoquímica dos Elementos Traços

#### 5.2.6.2.1 Estrôncio (Sr)

As concentrações de Sr nas amostras analisadas variam de 759 a 2624ppm (Tabela 10).

O coeficiente de correlação entre Sr e  $CaO$  das amostras analisadas é  $r= 0,4$ , mostrando que não há alta correlação entre estes elementos. No entanto é possível notar que os teores mais altos de Sr estão nas amostras com maior concentração de  $CaO$  (Figura 77), podendo assim dizer que o estrôncio compõe uma associação geoquímica com o cálcio.

Figura 77 – Gráfico de dispersão dos calcários estudados em Propriá (SE): Sr vs. CaO.



- CD - Calcário sem bivalvíos e com detritico
- CBD - Calcário com bivalvíos e detritico
- CBOD - Calcário com bivalvíos e ostracodes com detritico

Fonte: A autora (2022).

#### 5.2.6.2.2 Rubídio (Rb)

Aqui, os valores de Rb encontrados nas amostras variam de 5 a 72 ppm (Tabela 10), onde os valores mais elevados estão associados às rochas carbonáticas impuras com maior quantidade de grãos detriticos.

Apesar dos maiores valores de Rb estarem associados às rochas com maior quantidade de fração detritica, não é visto uma forte correlação entre Rb e  $K_2O$ , como era de se esperar, onde têm-se um coeficiente de correlação  $r=0,3$  (tabela 11).

#### 5.2.6.3 Avaliação das Razões Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca, Sr/Ca e Rb/Sr

Com todos os valores obtidos na análise de rocha total, foi possível fazer algumas razões entre os elementos para determinar algumas características e processos sofridos pelas rochas investigadas, como características composicionais e atuação de processo diagenético.

Neste trabalho, a razão Mn/Sr reflete uma predominância na concentração de estrôncio em relação ao manganês, onde a razão varia de 0,1 a 0,696 (Tabela 10). Em todas as amostras a razão encontra-se abaixo de 1. Portanto, esses valores obtidos indicam pouca alteração por efeitos diagenéticos nessas amostras, resultando em boa confiabilidade para os resultados

isotópicos representarem a assinatura original preservada, pois encontra-se dentro dos limites propostos por Jacobsen & Kaufman (1999).

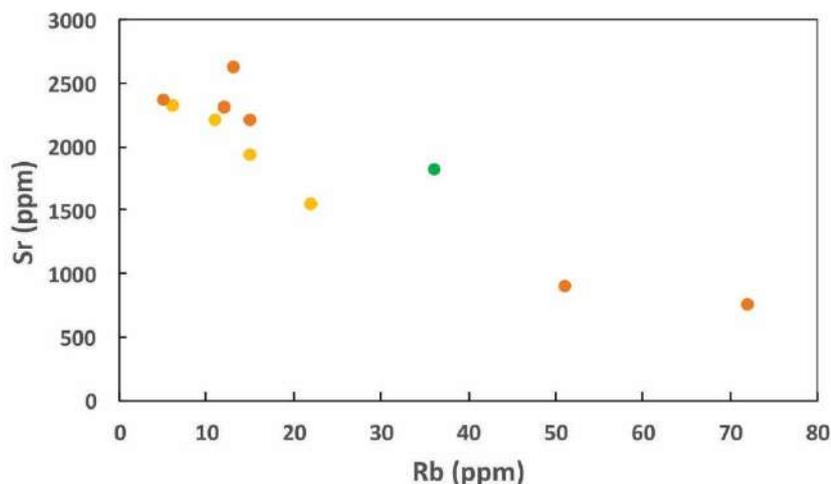
A relação Mg/Ca está associada ao aumento de magnésio através da substituição da calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) por dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), principalmente em fases tardias de diagênese, fazendo com que quanto maior seja esta razão maior será o efeito diagenético na rocha. Porém, aqui, Mg/Ca apresenta valores entre 0,005 e 0,042 (Tabela 10), ou seja, valores baixos que refletem uma mineralogia essencialmente calcítica para estas rochas.

É possível notar no gráfico de curvas que em alguns momentos do perfil existem alguns picos (excursões positivas), onde a razão Mg/Ca aumenta um pouco, isso pode indicar uma maior contribuição de siliciclásticos com Mg em sua composição química. Também é possível notar que a razão Mg/Ca mostra excursões positivas que acompanham as excursões positivas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e MgO, devido ao aumento de componentes terrígenos, fazendo com que exista uma covariância positiva entre essas curvas e, conseqüentemente, tem uma covariância negativa com a curva de CaO, que compõe o componente químico das rochas investigadas (Figura 79).

Uma outra relação geoquímica utilizada como parâmetro é a razão Sr/Ca que aumenta à medida que a qualidade da preservação da rocha diminui, sugerindo que Sr é adicionado à concha durante alteração diagenética. Aqui, os valores obtidos para esta razão foi de 0,003 a 0,007 (Tabela 10), fato que pode interpretar que estas amostras analisadas não sofreram mudanças pós-deposicionais suficientes para interferir nos resultados aqui mostrados.

Na interpretação dos dados geoquímicos também pode-se utilizar a razão Rb/Sr como indicador da presença de minerais clásticos que possuam concentração de Rb o suficiente para alterar consideravelmente as razões isotópicas de Sr. Observou-se que a razão Rb/Sr variou de 0,002 a 0,095 (Tabela 10) e que existe uma correlação negativa entre estes elementos ( $r = -0,9$ ), como visto na Figura 78, mostrando novamente que o Sr é um componente químico associado ao Ca e não ao material siliciclástico.

Figura 78 – Diagrama de dispersão de Sr vs. Rb dos dados elementares dos calcários estudados da no afloramento de Propriá- SE.

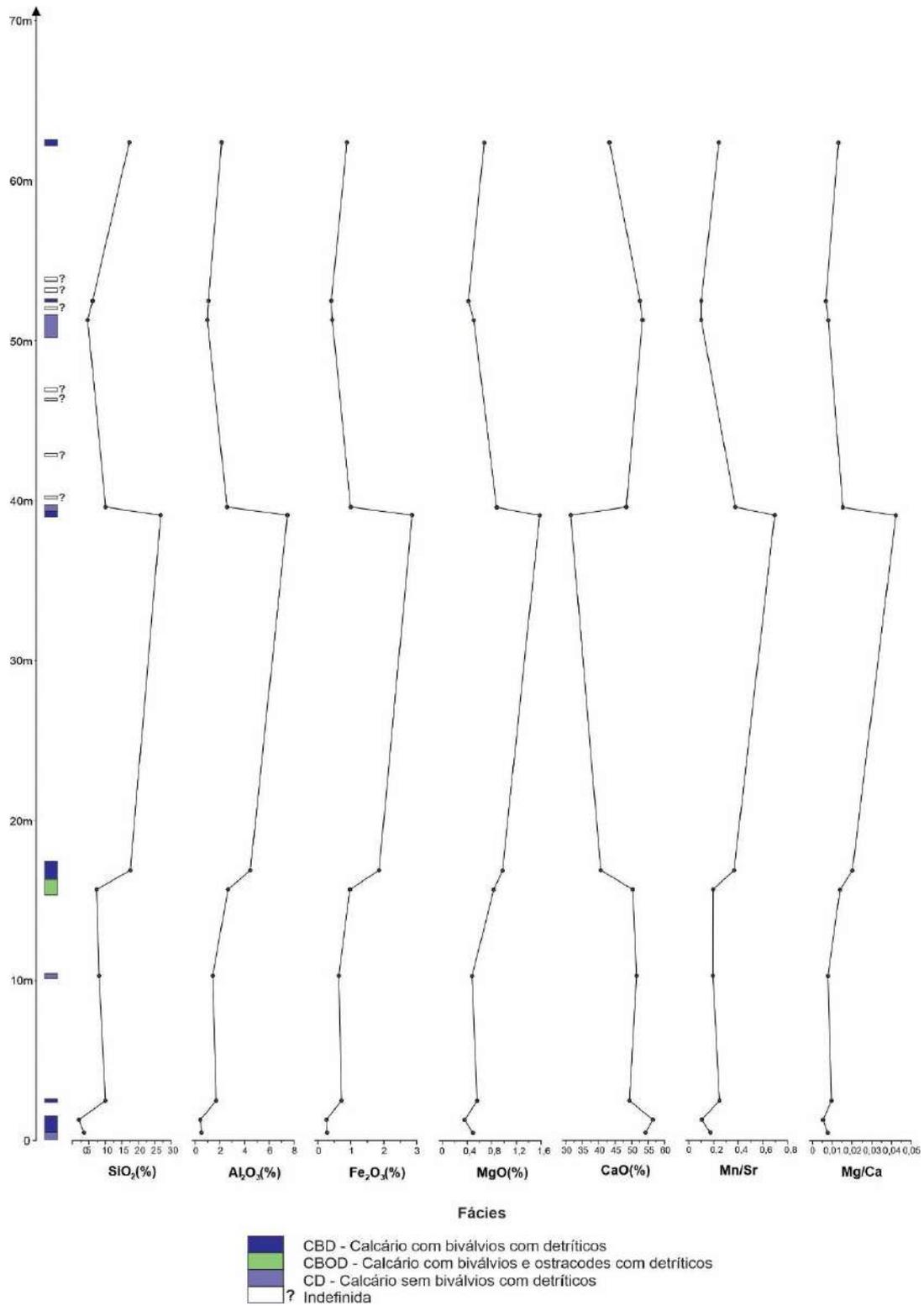


- CD - Calcário sem bivalvíos e com detritico
- CBD - Calcário com bivalvíos e detritico
- CBOD - Calcário com bivalvíos e ostracodes com detritico

Fonte: A autora (2022).

Com os resultados das concentrações dos elementos maiores, menores e traços obtidos pela Fluorescência de Raio-X, também foi possível criar curvas de distribuição das concentrações gerando perfis quimioestratigráficos para alguns elementos químicos na forma de óxido como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$ , além de algumas razões importantes para avaliação da atuação dos processos de origem e diagenéticos das rochas estudadas, como  $\text{Mn}/\text{Sr}$ ,  $\text{Mg}/\text{Ca}$  (Figura 79). É possível notar que os valores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$  estão sempre relacionados, ao longo de todo o perfil quimioestratigráfico, mostrando uma covariância positiva nas curvas destes elementos, assim também como está mostrado nos valores de coeficiente de Pearson (Tabela 11), o que implica que estes elementos estão todos associados à presença de minerais detriticos que existem nas rochas estudadas. Além disso, é possível observar que as concentrações de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$  possuem covariância negativa com as de  $\text{CaO}$ , indicando que o cálcio define a assinatura geoquímica do componente químico das rochas estudadas, contrastando com a assinatura geoquímica do componente detritico ( $\text{Si-Al-Fe-Mg}$ ) de tais rochas.

Figura 79 – Perfil quimioestratigráfico da sessão em Propriá- SE com as curvas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Mn/Sr}$  e  $\text{Mg/Ca}$ .



Fonte: A autora (2022).

### 5.2.7 Difractometria de Raios-X

Para estas análises também foram selecionadas amostras que possuem alguma presença de matriz em seu arcabouço, observada em lâmina petrográfica e também amostras cujas concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são mais elevadas.

As análises de difratometria de raios-x nas amostras de calcários permitiram confirmar a presença de fases minerais inicialmente observadas em análises petrográficas, como é o caso do quartzo e feldspato potássico (ortoclásio -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) e, permitiu verificar a presença de novas fases, como é caso da albita ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) presente em uma das amostras analisadas e dos argilominerais que ocorre na forma de montmorilonita ( $(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_{2.n}\text{H}_2\text{O}$ ) como pode ser visto nas Figuras 80 e 81.

Como constituinte majoritário nestas rochas tem-se a calcita variando de 74,13 a 88,86% que as caracterizam como carbonatos calcínicos (Tabela 12).

Estas análises também mostram que as amostras de calcários apresentam fases minerais diferentes, como também foi observado em estudo petrográfico. Nestas amostras analisadas, quando presente, o ortoclásio varia de 6,80 a 16,99% e a montmorillonita de 2,06 a 8,88%. O quartzo e a albita apresentaram apenas uma ocorrência entre as amostras analisadas, e suas concentrações foram de 13,62% e 4,15%, respectivamente (Tabela 12).

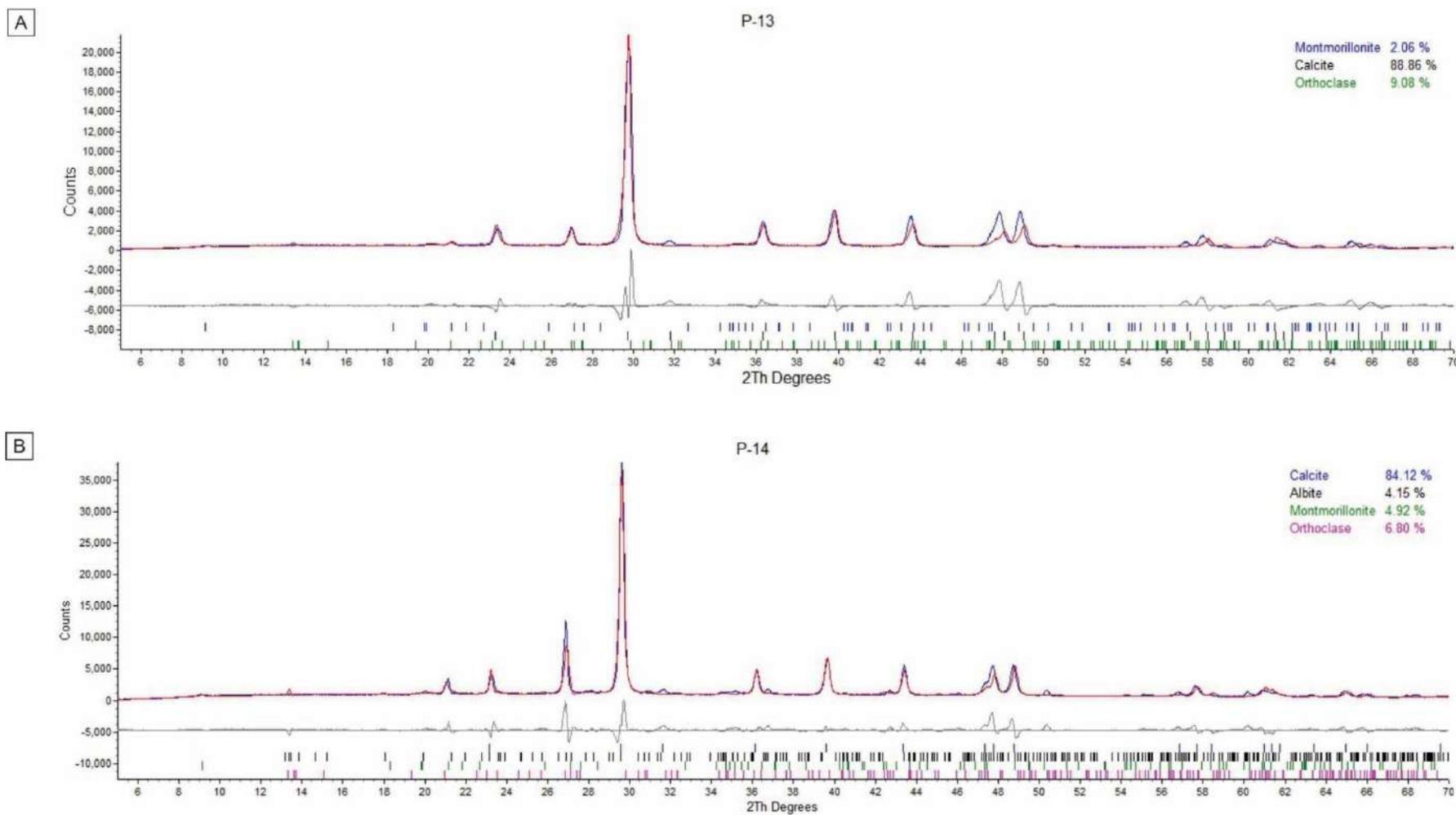
É possível observar que a presença de argilominerais está associada às rochas que também apresentam grãos siliciclásticos em seu arcabouço, onde também é possível notar concentrações maiores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Tabela 12- Valores de concentração em porcentagem das fases minerais encontradas em amostras de rochas carbonáticas coletadas no afloramento de Propriá-SE.

Amostra	Calcita (%)	Quartzo (%)	Ortoclásio (%)	Albita (%)	Montmorillonita (%)
P-13	88,86	-	9,08	-	2,06
P-14	84,12	-	6,80	4,15	4,92
P-17	74,13	-	16,99	-	8,88
P-24	86,38	13,62	-	-	-

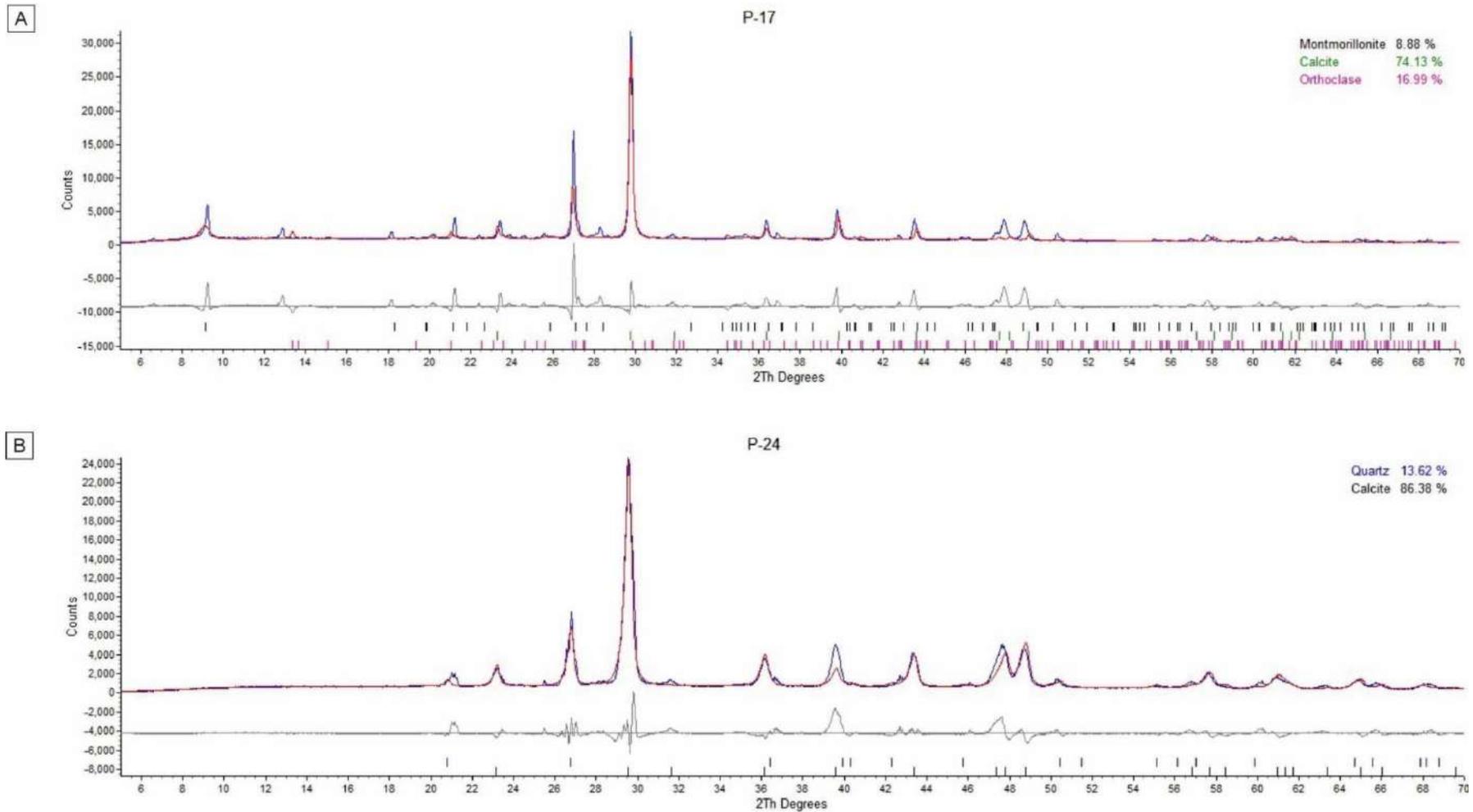
Fonte: A autora (2022).

Figura 80 – Difratomogramas das amostras de rochas carbonáticas analisadas no afloramento da Rodovia BR-101, em Propriá-SE: A) Presença de ortoclásio (9,08%) e montmorilonita (2,06%) na amostra P-13 da fácies CBOD; B) Presença de albita (4,15%) e ortoclásio (6,80%) na amostra P-14 da fácies CBD.



Fonte: A autora (2022).

Figura 81 – Difratomogramas das amostras de rochas carbonáticas analisadas no afloramento da Rodovia BR-101, em Propriá-SE: A) Presença de ortoclásio (16,99%) e montmorilonita (8,88%) na amostra P-17 da fácies CBD; B) Presença de quartzo (13,62%) na amostra P-24 da fácies CBD.



Fonte: A autora (2022).

### 5.3 MICROPALAEONTOLOGIA

Este capítulo apresenta o estudo paleontológico dos ostracodes recuperados em amostras da Formação Morro do Chaves fazendo considerações sobre as implicações bioestratigráficas e paleoecológicas que adicionam dados que auxiliam no entendimento da evolução da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Das oito amostras selecionadas para análise micropaleontológica, as quatro amostras referentes ao afloramento da Pedreira Atol, em São Miguel dos Campos- AL, foram estéreis. A ausência de ostracodes em rochas carbonáticas deste afloramento também foi verificada em estudo petrográfico. Entretanto, no afloramento da Rodovia BR-101, em Propriá-SE, três amostras apresentaram material fossilífero e apenas uma era estéril. Destas três amostras que apresentam ostracodes, duas são rochas carbonáticas e uma é rocha siliciclástica, neste caso, um folhelho.

Os ostracodes que foram encontrados nas amostras encontram-se recristalizados, o que interferiu na preservação dos caracteres morfológicos que são fundamentais para a identificação precisa dos espécimes. Os espécimes ilustrados nas Figuras 82, 83 e 84 foram selecionados da amostra P-13.

As análises permitiram incluir as formas estudadas em duas Superfamílias: Cypridoidea e Cytheroidea. E as espécies são pertencentes à quatro gêneros *Cypridea* Bosquet, 1852, *Reconcavona* Krömmelbein, 1962, *Theriosynoecum* Branson, 1936 e *Petrobrasia* Krömmelbein, 1965 (Tabela 13).

Dos ostracodes identificados, os representantes do gênero *Cypridea* foram os mais abundantes e diversificados (Figura 82).

Parte das espécies dos gêneros *Cypridea*, *Petrobrasia* e *Theriosynoecum* permaneceram em nomenclatura aberta devido à ausência de caracteres morfológicos diagnósticos (Figuras 83 e 84).

Tabela 13 – Classificação hierárquica para os espécimes aqui estudados da Formação Morro do Chaves, Afloramento Rodovia BR-101, Propriá-SE de acordo com Bate *et al.*, 2022.

---

Classe Ostracoda Latreille, 1806

Subclasse Podocopa Sars, 1866

Ordem Podocopida Sars, 1866

Subordem Cypridocopina Jone, 1901

Superfamília Cypridoidea Baird, 1845

Família Cyprideidae Martin, 1940

Subfamília Cyprideinae Martin, 1940

CYPRIDEA Bosquet, 1852

Família Cyprididae Baird, 1845

Subfamília Incerta

PETROBRASIA Krömmelbein, 1965

Família Candonidae Kaufmann, 1900

Subfamília Candoninae Kaufmann, 1900

REONCAVONA Krömmelbein, 1962

Superfamília Cytheroidea Baird, 1850

Família Limnocytheridae Sars, 1925

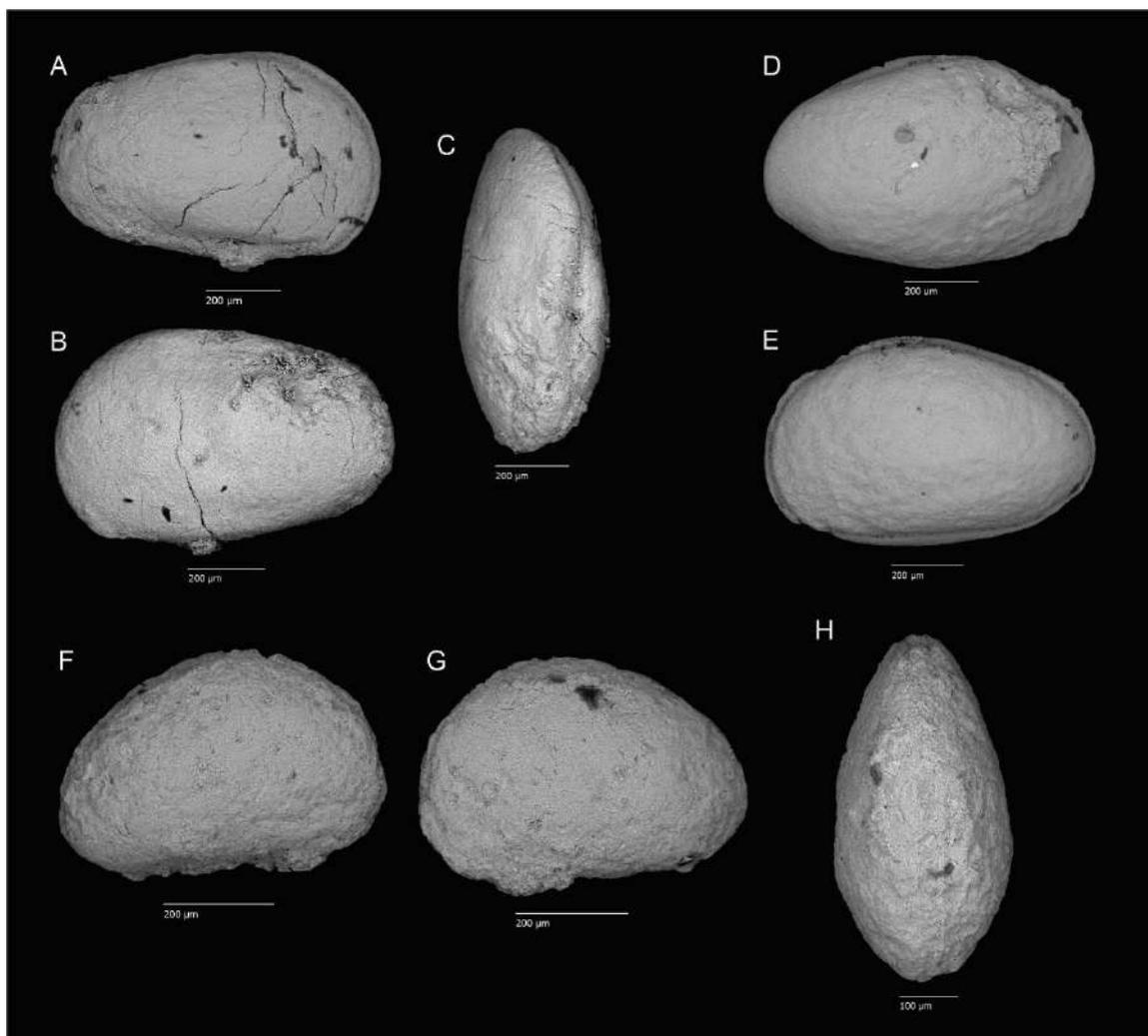
Subfamília Timiriaseviinae Mandelstam, 1960

THERIOSYNOECUM Branson, 1936

---

Fonte: Adaptada de Bate *et al.* (2022).

Figura 82 – Táxons de ostracodes: A-C (VD, VE e dorsal): *Cypridea (Sebastianites)* sp.; D-E (VD e VE): *Cypridea riojoanensis* Moura, 1972; F-H (VD, VE e dorsal): *Cypridea* cf. *hollensis* Grosdidier, 1967.



Fonte: A autora (2022).

Figura 83 – Táxons de ostracodes em nomenclatura aberta: A-C (VD, VE e dorsal): *Cypridea* sp. 1; D-F (VD, VE e dorsal): *Cypridea* sp. 2; G-I (VD, VE e dorsal): *Cypridea* sp. 3; J-L (VD, VE e dorsal): *Cypridea* sp. 4.



Fonte: A autora (2022).

Figura 84 – A-B (VD e VE): *Petrobrasia vallata* Krömmelbein & Weber, 1971; C-E (VD, VE e dorsal): *Petrobrasia* sp. 1; F-H (VD, VE e dorsal): *Petrobrasia* sp. 2; I-K (VD, VE e dorsal): *Petrobrasia* sp. 3; L-M (VD e VE): *Theriosynoecum* sp.; N-P (VD, VE e dorsal): *Reconconvona? ultima* Krömmelbein & Weber, 1971.



Fonte: A autora (2022).

## 6 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 6.1 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

Essas rochas carbonáticas são formadas por partículas não- carbonáticas de origem extrabasinal (grãos de quartzo, feldspatos e fragmentos de rochas) e carbonáticas de origem intrabacinal (conchas de moluscos bivalvíos e ostracodes) assim como também foi definido por Oliveira *et al.* (2019) nas coquinas da Formação Coqueiros na Bacia de Campos.

As rochas da Formação Morro do Chaves, no afloramento da Pedreira Atol, ficaram definidas neste trabalho como rochas carbonáticas (coquinas), arenitos calcíferos com bioclastos, argilitos e folhelhos. Enquanto que no afloramento de Propriá, foram encontradas rochas carbonáticas (coquinas), conglomerado, arenito, siltito, argilito e folhelho.

A mistura de grãos bioclásticos com grãos siliciclásticos que ocorre na Formação Morro do Chaves, está relacionada ao fluxo de terrígenos no lago. Esses sedimentos siliciclásticos também podem ser misturados com os sedimentos bioclásticos devido à atividade tectônica que se misturaram e depositaram gravitacionalmente sedimentos em vales de meio-gráben, assim como ocorre na Formação Coqueiros (Grupo Lagoa Feia), na Bacia de Campos (Goldberg *et al.*, 2017).

Esse influxo de terrígenos que formou depósitos siliciclásticos que estão intercadalos com os depósitos bioclásticos (coquinas) foram gerados por fluxos gravitacionais produzidos por enchentes ou eventos tectônicos, assim como proposto por Oliveira *et al.* (2019)

De acordo com Figueiredo (1981) e Teixeira (2012) é possível relacionar as intercalações dos calcários com as fácies clásticas grossas (com conglomerados) e até mesmo com as fácies clásticas finas que ocorrem no afloramento de Propriá-SE como indicativo de progradação intermitente de fan-deltas (leques deltaicos) sobre uma plataforma carbonática rasa. Enquanto que no afloramento da Pedreira Atol-AL raramente ocorrem estas intercalações.

Os pacotes de coquinas com estratificação cruzada, que foram observados no afloramento na Pedreira Atol, indicam que estas rochas foram depositadas em ambientes rasos e de alta energia (com possíveis influências de maré), como barras e, são dominadas por bioclastos alóctones, de acordo com Thompson (2013). Entretanto, no afloramento em Propriá, não foram observadas estruturas nas camadas das rochas carbonáticas, porém ocorrem arenitos com estratificações plano-paralela e cruzada.

A ocorrência de folhelhos, nos dois afloramentos aqui estudados, representa uma sedimentação de baixa energia para deposição e formação dessas rochas finas, indicando regiões mais profundas do lago onde prevaleciam condições anóxicas.

Os sedimentos argilosos esverdeados que ocorrem no afloramento da Pedreira Atol, indicam condições de um ambiente redutor depositados em área mais central do lago. Enquanto que os sedimentos siltico-argilosos avermelhados que ocorrem em Propriá, indicam condições de ambiente oxidante.

## 6.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E DIAGENÉTICA

As análises microscópicas permitiram classificar as rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves como wackestones, packstones, grainstones e rudstones, que possuem composição calcítica, com grandes quantidades de bioclastos, sendo eles, conchas de moluscos bivalvíos e ostracodes (menor ocorrência) e algumas com presença de grãos siliciclásticos.

Como citado anteriormente, não apenas bivalvíos foram identificados nessas rochas carbonáticas, mas também os ostracodes, porém estes últimos são escassos nas amostras do afloramento da Pedreira Atol e ocorre em grande quantidade em uma amostra de calcário do afloramento em Propriá. Diferente do que foi observado por outros autores como, por exemplo, Tavares *et al.* (2015), não foram encontrados gastrópodes nas amostras aqui estudadas.

De acordo com a presença ou ausência de matriz micrítica nas rochas é possível determinar o grau de energia do ambiente em que os sedimentos foram depositados, sendo assim, é possível dizer, a partir de análises petrográficas, a maior parte dessas rochas (grainstones e rudstones), foi depositada em um ambiente de alta energia. Já os packstones (menos frequentes) tem uma deposição associada à ambiente de energia moderada, já apresentando um pouco de matriz em seu arcabouço. E, diferente dessas, também ocorreu a deposição do wackestone, que foi depositado em um ambiente tipicamente de baixa energia, e desta forma, tende a concentrar maior quantidade de matriz.

O diferente grau de fraturamento das conchas de bivalvíos, seus tamanhos variados, a presença de conchas de bivalvíos desarticuladas e dispostas de forma caótica e, no geral, a pouca quantidade matriz micrítica nessas rochas, também sugerem que esses bivalvíos são de origem alóctone e que os depósitos carbonáticos aqui em questão tenham sido produto de

grande transporte e retrabalhamento em um ambiente de energia moderada a alta até chegar no ambiente de deposição.

Diferentemente do afloramento estudado na Pedreira Atol (AL), apenas em Propriá (SE) foi observada a ocorrência de wackestone, que é a rocha onde observou-se a presença de ostracodes e grande quantidade de matriz micrítica, tipicamente acumulada em fundos calmos.

O grau de articulação dos ostracodes, onde grande parte deles ocorre com suas valvas articuladas, sugere um soterramento rápido sob condições ambientais calmas.

A presença de wackestone maciço que mostra algumas evidências de micritização associadas à ausência de evidências de exposição subaérea, indicam condições de baixa energia hidráulica para a deposição desta rocha, sendo assim interpretada como tendo sido depositados abaixo do nível de base das ondas de tempestade, em condições lacustres mais profundas, onde a atuação de ondas é rara. Associados a esta rocha normalmente ocorrem ostracodes que são organismos comumente encontrados em áreas de substrato lamoso, se assemelhando à associação de fácies de baixa energia que ocorre na Formação Coqueiros, na Bacia de Campos de acordo com Bizotto (2014).

A grande parte das conchas de bivalvíos que foi observada nas amostras estudadas está cimentada. Esta hipótese é comprovada devido ao fato dessas conchas não apresentarem nenhuma feição primária (linhas de crescimento), ou seja, houve alteração completa da estrutura interna das conchas, causada por dissolução, diferenciando-se assim das conchas neomorfizadas que ainda apresentam estrutura interna.

A cimentação de calcários requer uma grande quantidade de  $\text{CaCO}_3$  e um mecanismo de fluxo de fluido eficiente para litificação completa. De acordo com Tucker & Wright (1990), a origem do  $\text{CaCO}_3$  varia com os diferentes ambientes diagenéticos e, neste trabalho, com rochas de ambiente lacustre (ambientes meteóricos e de soterramento), a fonte é principalmente a dissolução do próprio sedimento, neste caso, proveniente da dissolução das conchas de bivalvíos.

A presença de pirita observada em algumas amostras do afloramento da Pedreira Atol é produto de processos diagenéticos, provavelmente relacionados a ambiente redutor anóxico. A ocorrência de pirita framboidal e microcristalina indicam, respectivamente, processos diagenéticos iniciais geralmente nos primeiros centímetros do soterramento (eodiagênese) e mais tardios (mesodiagênese) (Wilkin *et al.*, 1996; Roychoudhury *et al.*, 2003).

A porosidade das coquinas é bastante controlada pela diagênese que pode contribuir tanto positivamente dando origem às porosidades secundárias quanto negativamente, quando os poros são afetados por processo de cimentação. Diferente das coquinas do pré-sal que apresentam porosidade excelente, com ótimas características de rochas-reservatório, as coquinas da Formação Morro do Chaves, que foram detalhadas aqui, no geral, apresentam menor quantidade de poros já que estes foram obliterados pelo alto grau de cimentação, causando uma perda progressiva na porosidade. Além disso, elas se diferenciam também pela presença de material siliciclástico já que, aqui neste trabalho, essas coquinas apresentam uma maior quantidade desse material terrígeno, influenciando também na porosidade final dessas rochas.

Pode-se dizer, a partir das análises por catodoluminescência, que a calcita não-luminescente está relacionada à teores tipicamente baixos de  $Mn^{2+}$  em configurações meteóricas oxidantes, enquanto o cimento de calcita com alta luminescência foi precipitado durante o soterramento a partir de fluidos relativamente mais ricos em Mn, onde o  $Mn^{2+}$  foi mais incorporado na rede cristalina da calcita.

Referente ao conteúdo siliciclástico, a ocorrência de grãos de quartzo com coloração azul na catodoluminescência pode estar associada à sua origem plutônica (Götze e Zimmerle, 2000). Estes mesmos autores, sugerem que os grãos de quartzo que apresentam fraca ou nenhuma luminescência, estão relacionados à processos autigênicos. No entanto, apesar da maioria dos grãos de quartzo nas amostras analisadas não apresentarem luminescência, eles não são autigênicos.

### **6.2.1 Sequência Diagenética**

Com base na análise petrográfica de seções delgadas, no microscópio óptico e catodoluminescência, foi possível notar que as rochas carbonáticas estudadas foram afetadas por processos diagenéticos, como a micritização, cimentação, dissolução, recristalização, piritização e compactação (mecânica e química), como foi mostrado nos tópicos 5.1.2.1 e 5.2.2.1. Alguns desses processos se mostram mais ou menos atuantes e outros até mesmo ausentes em algumas amostras. A partir disso, com base na relação temporal entre esses eventos, foi possível propor uma sequência diagenética evolutiva que vai desde a eodiagênese até a telodiagênese (Figura 85).

Foi possível determinar que durante o estágio eodiagenético essas rochas passaram inicialmente por processo de micritização, caracterizado pela formação de envelopes de micrita em torno de alguns bioclastos (Figuras 24A e 24B) e também pela presença de bioclastos parcialmente micritizados (Figura 65). Também houve a formação de franja isópaca de calcita ao redor de bioclastos (Figura 23B). O neomorfismo, onde ocorreu a transformação de aragonita para calcita (Figura 21) também aconteceu nesta fase. Ainda neste estágio houve o processo de dissolução das conchas de composição inicial aragônica, ou seja, dissolução de minerais carbonáticos instáveis, que é uma feição típica da zona vadosa, com formação de porosidades secundárias móldicas. E que, como consequência desta dissolução houve preenchimento (cimentação) das porosidades primárias (interpartículas) devido à alta disponibilidade de  $\text{CaCO}_3$  no ambiente, como visto na Figura 22.

Figura 85 – Sequência diagenética das rochas carbonática da Formação Morro do Chaves, em afloramento na Pedreira Atol, Alagoas.

Processos Diagenéticos	Estágios Diagenéticos		
	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Micritização	████████		
Cimentação	████████	████████	
Dissolução	████████		████████
Recristalização/ Neomorfismo	████████		
Piritização	████████	████████	
Compactação Mecânica		████████	
Compactação Química		████████	

Fonte: A autora (2022).

O neomorfismo e cimentação das conchas ocorreram sob configurações meteóricas oxidantes que resultaram em teores tipicamente baixos de  $\text{Mn}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{2+}$ , onde o  $\text{Fe}^{2+}$  foi, provavelmente, mais incorporado na rede cristalina da calcita, refletindo na resposta à catodoluminescência, onde foi observado que as conchas de bivalvíos não apresentam resposta à CL, ou seja, são não-luminescentes, uma vez que o  $\text{Fe}^{2+}$  reduz ou extingue a luminescência.

Ainda, durante a eodiagênese, ocorreu o início do processo de piritização (Figura 24), provavelmente relacionado à um ambiente anóxico redutor mais rico em  $\text{Fe}^{2+}$ .

No estágio mesodiagenético, durante o soterramento, tem-se ainda piritização, com a ocorrência de pirita microcristalina sendo precipitada em espaços vazios (porosidades secundárias) gerados por dissolução. Além disso, houve processo de compactação mecânica,

com fraturamento de grãos bioclásticos (Figura 25) e também deformação de grãos detríticos como visto na Figura 66A. Ainda, a ocorrência de compactação química, visualizada por contatos côncavos-convexos e suturados entre conchas de bivalvíos (Figura 25D). Ainda nesta fase há continuidade de cimentação (cimentação de segunda geração) que continua preenchendo os espaços porosos com calcita espática blocosa e poiquilotópica. Durante o soterramento muitos cimentos são formados a partir de fluidos de poros relativamente mais ricos em manganês, onde o  $Mn^{2+}$  foi, provavelmente, mais incorporado na rede cristalina da calcita, com proporções de Mn/Fe relativamente mais altas, que pôde ser observado por análise de catodoluminescência, onde a segunda geração de cimento ocorre apresentando uma alta luminescência, visto que o  $Mn^{2+}$  se comporta como o íon ativador mais importante na calcita.

E, por fim, no estágio telodiagenético continuam o processo de dissolução, formando novas porosidades secundárias do tipo intercrystalina, vugular e móldica (Figuras 26 e 27) e, ainda, a ocorrência de fraturamentos (Figura 66C), que também puderam ser melhor visualizados em algumas imagens obtidas pelo MEV (Figuras 33, 34 e 36B).

### 6.3 GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR

A partir das análises químicas de rocha total é possível dizer que a composição é essencialmente calcítica para as rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves, que foi comprovada a partir das altas concentrações de CaO e baixas concentrações de MgO. Conseqüentemente a razão Mg/Ca apresenta valores baixos variando de 0,003 a 0,013 nas amostras da Pedreira Atol e de 0,005 a 0,042 nas amostras de Propriá. Estas razões abaixo de 0,01 permitem classificar estes carbonatos como calcários calcíticos, de acordo com a classificação de Figueiredo (2006). Além disso, pode-se sugerir que estes carbonatos são calcitas de baixo teor de magnésio (low-magnesium calcite).

As análises químicas das 54 amostras analisadas, no afloramento da Pedreira Atol, revelaram que as amostras de calcário contêm CaO (30,32 a 58,03%) como constituinte principal, seguido por  $SiO_2$  (<0,001 a 37,78%). Formando os constituintes menores têm  $Al_2O_3$  (<0,001 a 2,44%),  $Fe_2O_3$  (0,07 a 1,00%), MgO (0,21 a 0,52%) e  $K_2O$  (<0,001 a 0,85),  $P_2O_5$  (0,02 a 1,78%), enquanto  $TiO_2$ , MnO e Rb estão presentes como traços. Apesar do Sr ocorrer normalmente como um elemento traço, as rochas aqui analisadas apresentam teores elevados deste elemento, variando de 852 a 3241ppm, desta forma ocorrendo como um elemento menor. O conteúdo da perda ao fogo é principalmente fornecido pelos minerais carbonáticos, ou seja,

pela calcita, e apresentou valor variando de 26,34 a 43,89%, sendo os valores menores associados as amostras com maior teor de sílica. E nas 4 amostras analisadas de arenito calcífero, tem  $\text{SiO}_2$  (22,28 a 44,57%) e  $\text{CaO}$  (25,99 a 39,45%) como elementos principais. Como elementos menores têm  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1,68 a 2,11%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,31 a 0,56),  $\text{MgO}$  (0,33 a 0,40),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,52 a 0,64),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,15 a 0,79) e Sr (838 a 1566ppm) enquanto  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  e Rb ocorrem como traços. Os valores de PF para os arenitos calcíferos variaram de 23,41 a 33,34%, sendo os valores maiores associados as amostras com maior teor de calcita.

As análises químicas das 11 amostras analisadas, no afloramento da Rodovia BR-101 em Propriá, revelaram que as amostras de calcário contêm  $\text{CaO}$  (31,50 a 56,50%) como constituinte principal, seguido por  $\text{SiO}_2$  (1,89 a 26,78%) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,41 a 7,47%), porém em algumas amostras o alumínio ocorre como elemento menor. Formando os constituintes menores têm  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,26 a 2,86%),  $\text{MgO}$  (0,36 a 1,58%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,09 a 1,67),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,03 a 0,27%) e Sr (759 a 2624ppm), enquanto  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e Rb estão presentes como traços. Os valores de PF variaram de 25,49 a 41,08%, sendo os valores menores associados as amostras com maior teor de sílica.

As análises obtidas pela Fluorescência de Raio-X mostram, assim como foi observado em lâmina petrográfica, a presença de material detrítico, caracterizado pelo teor mais elevado de  $\text{SiO}_2$  em algumas amostras.

Em geral, a elevada concentração de  $\text{SiO}_2$  nos calcários é devido à contribuição de quartzo e indica a influência de influxo terrígeno durante a deposição das coquinas estudadas, enquanto que a baixa concentração de  $\text{SiO}_2$  reflete um fornecimento restrito de sedimentos clásticos.

O teor de alumínio é diretamente ligado ao influxo de sedimentos terrígenos para o local deposicional (Botz *et al.*, 1988). Buckley e Cranston (1991) inferem que a variação de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  em sedimentos pode ser associada com mudanças no conteúdo de argilominerais ou de feldspatos nos sedimentos. Esta relação pode ser notada nas amostras do afloramento de Propriá onde os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são maiores, devido à maior ocorrência de feldspato.

A correlação positiva entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  cujos os coeficientes de correlação são  $r=0,9$ ,  $r=1,0$  e  $r=0,9$  indica que estes elementos são de origem terrígena ou que estão associados à argilominerais presentes nestes calcários.

$\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  *versus* CaO mostra forte correlação negativa, refletindo o caráter oposto da origem destes elementos, sendo os primeiros derivados dos componentes terrígenos e também dos argilominerais presentes nas amostras de calcário e, o segundo, do componente químico das rochas estudadas. O aumento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  é indicativo maior influxo de aporte terrígeno no lago.

CaO com PF mostra uma forte correlação positiva devido ao fato da perda ao fogo ser contribuída principalmente pelo teor de carbonato, a calcita. Enquanto o CaO com  $\text{SiO}_2$  mostra uma forte correlação negativa por causa de fatores mineralógicos, já que que o CaO (da calcita) e o  $\text{SiO}_2$  (do quartzo) são de duas fases minerais diferentes e não estão relacionados.

A presença de ferro em carbonatos pode ser explicada por dois fatores: 1) o ferro incorporado dentro da calcita durante a precipitação da calcita em condições redutoras; 2) O resultado do aporte de material detrítico no ambiente deposicional. (Tucker & Wright, 1990). Sendo assim, o baixo teor de ferro, encontrado nas amostras analisadas do afloramento na Pedreira Atol, está associado a baixa concentração de minerais ricos neste elemento e, ainda, pode indicar o empobrecimento do teor de ferro na água do paleoambiente durante a precipitação de calcita.

Durante análise petrográfica foi notado que as amostras, da Pedreira Atol, que possuem concentrações maiores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  são das rochas que apresentam grãos detríticos em seu arcabouço. Além disso, este ferro também está associado, principalmente, aos minerais opacos, que ocorrem como piritas, que foram precipitadas no ambiente de deposição (mineral autigênico) e que, provavelmente, teve sua origem a partir do fornecimento de materiais detríticos.

Diferentemente das amostras da Pedreira Atol, nas amostras do afloramento de Propriá o teor de ferro provavelmente estar relacionado à presença de biotita que foi observada em análise petrográfica. Ainda assim, as amostras apresentam também um baixo teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  o que pode indicar o empobrecimento do teor de ferro nos fluidos porosos durante a precipitação de calcita devido à diminuição no fornecimento de materiais detríticos ferrosos. Então, pode-se dizer que o Fe é proveniente do material detrítico, rico em biotitas e fragmentos de rochas que também possuem biotita.

A concentração de sódio acima de 0,3% indica influência marinha, enquanto uma concentração muito baixa inferior a 0,05% indica contribuição de água doce (Ernst, 1970; El Hefnawi *et al.*, 2010). Nas amostras estudadas na Pedreira Atol não foi possível detectar a

presença de  $\text{Na}_2\text{O}$ , por não possuírem ou por apresentarem concentrações abaixo do limite de detecção. Enquanto que, nas amostras de Propriá, os valores encontrados de  $\text{Na}_2\text{O}$  variaram de 0,03 a 0,43% mas, como foi visto a partir dos coeficientes de correlação, que mostra que o  $\text{Na}_2\text{O}$  apresenta alta correlação positiva com  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , pode-se dizer que esses baixos teores de sódio estão relacionados ao material terrígeno e argilominerais. Desta forma, a ausência e a baixa concentração de sódio nas amostras aqui analisadas refletem que estas rochas foram formadas inicialmente a partir de uma solução que tinha baixa concentração de  $\text{Na}_2\text{O}$ , típico de ambiente de água doce.

A correlação positiva de  $\text{K}_2\text{O}$  com  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r=1,0$ ) para as amostras analisadas neste trabalho, sugerem que os minerais que hospedam esses elementos são principalmente argilomineral e feldspato (Mukhopadhyay *et al.*, 1998; Fu *et al.*, 2011).

Como a presença de  $\text{K}_2\text{O}$  é considerada como um indicador da presença de argilominerais e feldspatos, a relação inversa entre  $\text{K}_2\text{O}$  com  $\text{CaO}$  se deve à adição de materiais terrígenos, que controlam a deposição e precipitação de carbonatos e consequente empobrecimento do componente cálcico formado por precipitação química no ambiente sedimentar.

As concentrações de magnésio nas rochas carbonáticas estudadas são muito baixas. Este fato indica que a calcita presente nessas rochas é de baixo teor de magnésio. Além disso, foi possível notar nas curvas quimioestratigráficas que os valores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$  estão sempre relacionados ao longo dos perfis (Figuras 42 e 79), mostrando uma covariância positiva nas curvas destes elementos, o que implica que estes elementos estão todos associados à presença de minerais detríticos que existem nas rochas estudadas. Desta forma,  $\text{MgO}$  não está associado nem ao processo químico de formação das rochas estudadas, nem ao efeito diagenético, como a dolomitização e sim, à prováveis argilominerías e, também, pode ocorrer em outras fases minerais como elemento traço.

O magnésio também permite deduzir a questão da salinidade do ambiente em que estas rochas são formadas. Então, como as amostras analisadas apresentam teores de  $\text{MgO}$  baixos, é possível dizer que o lago era predominantemente de água doce, pois o baixo teor de magnésio indica um ambiente de baixa salinidade.

É possível dizer que as conchas de bivalvíos presentes nas amostras estudadas tinham uma composição inicial aragonítica, de acordo com Scholle e Ulmer- Scholle (2003), já que a aragonita é a forma mais instável do  $\text{CaCO}_3$  e portando, mais propensa a sofrer alteração. Essas

alterações foram o neomorfismo (com estrutura primária preservada) e dissolução (sem estrutura primária preservada).

Além disso, a partir dos dados da concentração de Sr obtidos nas análises desses calcários, aqui estudados, também pode-se fazer uma discussão em relação à origem dos minerais carbonáticos. Isto tem uma implicação direta no tipo de mineral carbonático (calcita ou aragonita) formado na rocha original, devido ao fato da aragonita possuir a rede cristalina maior e incorporar  $\text{Sr}^{2+}$  mais facilmente em comparação com a calcita de baixo magnésio (Holland *et al.*, 1963; 1964; Tucker & Wright, 1990). Quando uma amostra apresenta valores elevados de Sr, acima de 800ppm, propõem-se uma composição aragonítica original (Tucker & Wright, 1990). De acordo também com Sandberg (1983), a calcita secundária resultante do neomorfismo de aragonita normalmente retém teores de Sr relativamente altos de seu precursor. Portanto, como a maioria das amostras, aqui analisadas, obtiveram valores acima de 800ppm de Sr pode-se dizer que estas concentrações estão relacionadas à uma composição inicial aragonítica das conchas dos bivalvíos.

A falta de correlação entre Sr e CaO pode estar relacionada ao conteúdo inicial de aragonita nas conchas de bivalvíos, sendo assim, apresentando concentrações de estrôncio mais elevadas do que o esperado e, portanto, não-covariantes.

Nas amostras de calcários do afloramento na Pedreira Atol, foi notada uma forte correlação positiva entre Rb e  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r= 1,0$ ), podendo-se dizer que a presença de Rb pode estar relacionada à quantidade de material terrígeno na rocha carbonática, principalmente relacionada à presença de minerais que contenham potássio em sua composição, como feldspatos potássicos e argilominerais. O potássio tem afinidade geoquímica com o Rb, ambos metais alcalinos, de forma que uma rocha carbonática impura com elevada quantidade de terrígenos, tenda a apresentar maior concentração de Rb. Essa origem do Rb também se comprova pela alta correlação com  $\text{SiO}_2$  ( $r= 0,9$ ),  $\text{TiO}_2$  ( $r= 0,9$ ) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r= 1,0$ ). No entanto, nas amostras coletadas em Propriá, apesar dos valores de Rb também estarem associados às rochas com maior quantidade de fração detrítica, não é visto esta forte correlação entre Rb e  $\text{K}_2\text{O}$ , como era de se esperar, onde têm-se um coeficiente de correlação  $r= 0,3$ , assim como o  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  também não mostram correlação forte com o rubídio.

De acordo com o que foi discutido até aqui, pode-se dizer que os elementos químicos Mg, K, Ti, Al, Fe e Rb refletem predominantemente a contribuição do sedimento clástico, enquanto o Ca está associado aos carbonatos, que aqui neste trabalho ocorre na forma de calcita.

#### 6.4 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

Os difratogramas de raios-X revelaram uma baixa ocorrência de argilominerais, mas quando ocorrem há uma predominância de caulinita, caulinita 2M (dickita) ambos do grupo da caulinita e, montmorilonita, do grupo da esmectita. Das 10 amostras analisadas, apenas 6 apresentaram algum conteúdo de argilominerais, sendo 3 amostras referentes ao afloramento na Pedreira Atol e 3 amostras em Propriá. Além dos argilominerais foram também detectados clorita, microclina, quartzo, pirita, ortoclásio, albita e calcita nas amostras.

Sendo assim, as análises de difração de raios-X indicaram que as amostras de calcários são predominantemente compostas por calcita, podendo apresentar quartzo, feldspato, pirita, clorita e argilominerais.

Os teores de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  obtidos por fluorescência de raios-x além de serem indicativos de quartzo e feldspato também são indicativos da presença de caulinita (Motta *et al.*, 2008), concordando com a ocorrência de caulinita mostrada nos difratogramas, apesar dos teores de alumínio serem muito baixos nestas amostras.

A caulinita é provavelmente produto do intemperismo dos feldspatos presentes em algumas amostras deste estudo.

A dickita, que foi determinada em duas amostras analisadas da Pedreira Atol, é produto da alteração da caulinita devido ao aumento de temperatura e profundidade (Lanson *et al.*, 2002). A caulinita é o politipo/polimorfo em equilíbrio com baixas temperaturas formada durante a eodiagênese, enquanto a dickita é relacionada a mesodiagênese ou ambientes hidrotermais (De Bona *et al.*, 2008).

A razão Si/Al pode ser utilizada para determinar a presença de argilomineais nas rochas. No entanto, os valores encontrados aqui para esta razão são geralmente altos (Tabelas 6 e 10), devido à baixa concentração de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e à maior presença de grãos de quartzo detríticos em algumas dessas amostras, gerando um alto teor de  $\text{SiO}_2$ . Nas amostras analisadas por Fluorescência de Raios-X do afloramento da Pedreira Atol a razão Si/Al variou de 3,53 a 16,62%, enquanto que nas amostras do afloramento de Propriá variou de 2,42 a 3,47%. Estes valores encontrados para a razão Si/Al nas amostras de Propriá, provavelmente, estão relacionados a maior ocorrência de feldspatos em relação às amostras da Pedreira Atol.

As condições sob as quais a montmorilonita, de acordo com Keller (1964), contrastam com aquelas em que se desenvolve a caulinita. A montmorilonita forma-se em um sistema

químico caracterizado pela alta relação Si/Al, relativa abundância de Mg, Fe, Ca, Na e K e, uma baixa concentração de íons H (Demattê *et al.*, 1972). Aqui foi possível observar que nas amostras de Propriá onde ocorrem montmorilinita, tem-se o teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> levemente maior, devido à presença de biotita. Além disso, o teor de K<sub>2</sub>O também é um pouco maior quando comparado com as amostras presentes na Pedreira Atol. Então, pode-se dizer que por isso não tem a ocorrência de montmorilonita nas amostras da Pedreira Atol, pois as condições não eram favoráveis para sua formação.

A ocorrência de montmorilonita em algumas amostras do afloramento de Propriá pode também está associada a presença de teores de MgO levemente maiores que nas amostras da Pedreira Atol, onde este argilomineral não foi detectado. Além do magnésio, a montmorilonita também é indicada pela sílica, alumina e o cálcio também pode também fazer parte deste argilomineral (Mota *et al.*, 2008), porém já foi discutido que o teor de CaO está associado à calcita.

De acordo com estudos nas coquinas da Formação Coqueiros, foi visto que estas apresentam estevensita (argilomineral magnésiano) em sua composição, porém nas coquinas da Formação Morro do Chaves este argilomineral não foi observado nas análises petrográficas nem por DRX, visto que para sua formação seria necessário um ambiente rico em magnésio, o que não ocorre aqui, como foi visto nos dados geoquímicos. E, de acordo com Oliveira *et al.* (2019), a presença de estevensita na Bacia de Campos é interpretada como precipitada em águas lacustres ricas em magnésio relacionada ao vulcanismo contemporâneo, o que não aconteceu aqui.

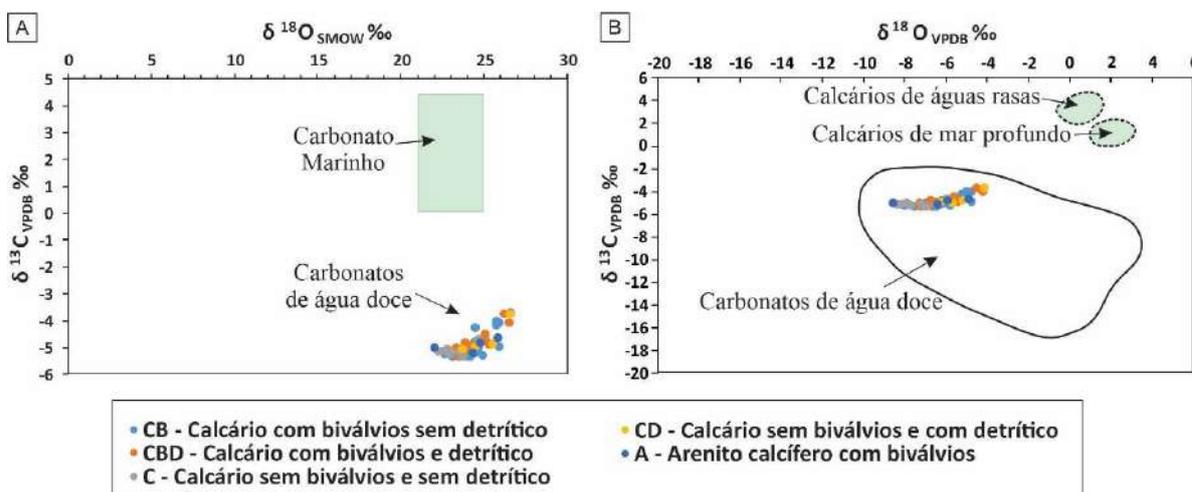
## 6.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Os valores da composição isotópica do carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) nessas rochas variam de -5,34 a -3,67‰ VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) e os valores da composição isotópica de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ), de -8,56 a -4,13‰ VPDB. O intervalo desses valores se enquadram dentro dos valores citados na literatura para carbonatos lacustres (Talbot e Kelts, 1990; Camoin *et al.*, 1997; Bowman, 1998; Hoefs, 2018). Portanto, estes dados sugerem que não houve incursão marinha no lago onde estas rochas foram formadas.

É possível observar, na Figura 86, gráficos de dispersão com os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras analisadas, agrupadas por fácies, baseados em Hoefs (2018), Bowman (1998) e Veizer (1983), mostrando que estas rochas são típicas de ambiente lacustre.

A partir dos valores isotópicos de C e O é possível determinar o comportamento hidrológico do lago. Carbonatos primários de lagos hidrológicamente abertos tipicamente mostram pouca ou nenhuma covariância entre composições isotópicas de oxigênio e carbono, enquanto carbonatos precipitados a partir de águas superficiais de lagos fechados exibem elevada covariância (Talbot e Kelts, 1990). De acordo com Talbot (1990), onde a correlação entre as composições isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  é elevada apresentando o coeficiente de correlação  $r > 0,7$ , os carbonatos normalmente precipitam em um lago fechado.

Figura 86 – Gráficos de dispersão dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos em amostras representativas dos calcários e arenitos calcíferos agrupados por fácies na área da Pedreira Atol: A)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de acordo com Hoefs (2018) e modificado de Bowman (1998); B)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  de acordo com Hoefs (2018) e modificado de Veizer (1983).



Fonte: A autora (2022).

A partir do coeficiente de correlação, foi possível verificar que os resultados isotópicos referentes às amostras que estão na Bancada 02, são as que apresentam uma alta covariância entre os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  ( $r = 0,95$ ), sendo assim, neste intervalo de amostragem, pode-se dizer que o comportamento do lago tinha um regime hidrológico fechado (Talbot e Kelts (1990), Talbot, (1990)).

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  são usados para interpretar a relação influxo-evaporação. Os valores mais negativos indicam aumento do fluxo de entrada e frescor da água do lago (ou seja,

precipitação meteórica dominante). Em contraste, os valores mais positivos refletem um aumento de salinidade e fracionamento resultante da maior evaporação (Sarg *et al.* 2013). Isto pode ser notado nas Figura 52 e 87, onde estes dados isotópicos estão associados aos valores calculados de salinidade. Já o ciclo do carbono depende da fotossíntese e do processo de respiração ou troca de CO<sub>2</sub> atmosfera-água. Onde os valores mais negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  resultam do influxo da água contendo CO<sub>2</sub> dissolvido proveniente de rochas mais antigas, enquanto os valores mais positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  indica enriquecimento em <sup>13</sup>C, impulsionado pela fotossíntese (Sarg *et al.* 2013).

O maior suprimento de material terrígeno pode estar relacionado a períodos mais úmidos, com possíveis chuvas que causou um alto influxo de água e de siliciclásticos para o lago e conseqüentemente aumento no nível de água do lago. Este fato pode ser notado nos intervalos onde o lago tem comportamento hidrológico aberto, e os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  (valores menores) indicam períodos mais úmidos (Figuras 52 e 87).

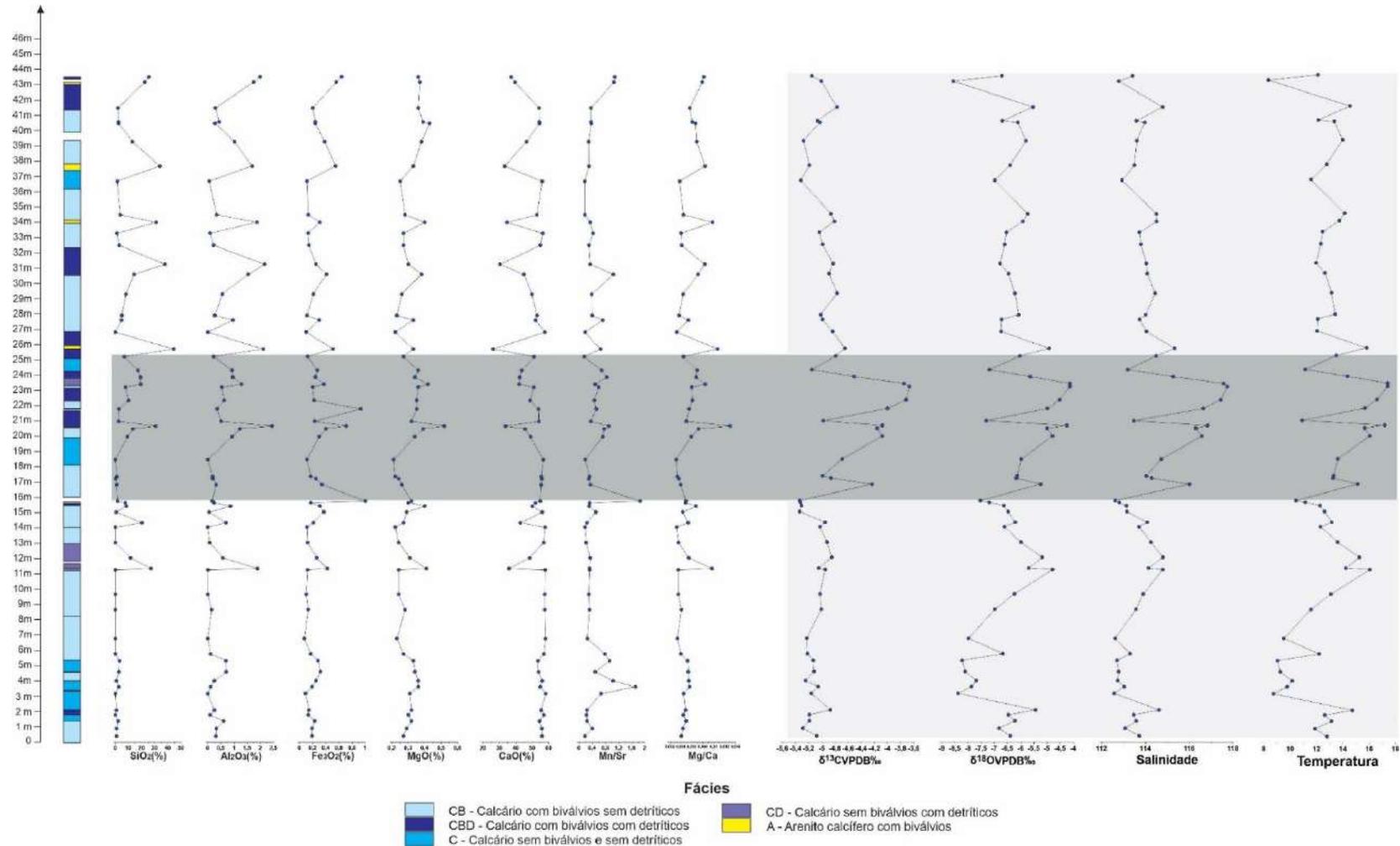
Os valores maiores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , indicam clima mais árido e, conseqüentemente, períodos de maior evaporação com queda no nível do lago.

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  próximo de  $-8\text{‰}$  são os valores mais negativos encontrados neste trabalho e podem corresponder à fase de água mais doce do lago durante o alto influxo.

Como mencionado anteriormente no tópico 5.1.5, os valores isotópicos de todas as amostras analisadas, na área da Pedreira Atol, foram agrupados em uma única curva isotópica para carbono e uma única curva isotópica para oxigênio, como visualizado nas Figuras 52 e 87, onde é possível notar que existem três intervalos predominantes nos quais o comportamento hidrológico do paleolago variou, que serão discutidos a seguir.

Nos intervalos de 0 a 15,82m e de 25,29 até 43,64m, não há covariância entre  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , sendo  $r=0,62$  e  $r=0,38$ , respectivamente, e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  tem pouca variação, sugerindo que o lago teve um comportamento hidrológico aberto (Talbot, 1990), onde teve maior influxo de água e de material siliciclástico, chegando a formar calcários com siliciclásticos e arenitos (Figuras 52 e 87). Também indica um lago de nível de água mais alto, com um período de maior umidade e conseqüentemente valores menores (mais negativos) de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (Talbot & Kelts 1990; Valero-Garcés *et al.* 1995). Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  passam a ser menores devido ao alto influxo de água resultando no retorno de <sup>16</sup>O da atmosfera para o lago. Já os menores valores de  $\delta^{13}\text{C}$  estão associados à uma queda na produtividade e ao menor processo de fotossíntese dos organismos fotossintetizantes.

Figura 87 – Diagrama quimioestratigráfico da sessão completa na área da Pedreira Atol com as curvas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Mg/Ca}$  e  $\text{Mn/Sr}$  associadas às curvas dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , salinidade e temperatura com destaque para o intervalo 15,82 a 25,29m (porção de cor cinza escura) cujo lago tem comportamento hidrológico fechado. E os intervalos 0 a 15,82m e 25,29 a 43,64m (porções de cor cinza clara), lago com comportamento aberto.



Fonte: A autora (2022).

É possível notar que de 0 a 15,29m há algumas flutuações relativamente grande nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  juntamente com valores razoavelmente constantes de  $\delta^{13}\text{C}$  mostrando uma não-covariância isotópica que sugere mudança hidrológica do lago (Valero-Garcés *et al.*, 1997).

No intervalo de 15,82 a 25,29m é observado que existem três ciclos de deposição notáveis nessas curvas isotópicas de carbono e oxigênio (Figuras 52 e 87), que indicam variações no nível e comportamento do lago. Dentro de todo este intervalo houve três incursões negativas marcantes nos valores isotópicos, em 17,29m, 21,04m e 24,39m, indicando que houve influxo de água nestes momentos e apenas em seguida aconteceram as incursões positivas, relacionadas à diminuição de entrada de água, momentos de maior aridez e consequente maior evaporação e diminuição do nível do lago (Li & Ku, 1997).

É possível observar que neste intervalo de 15,82 a 25,29m, referente às amostras da Bancada 02, tem-se uma covariância positiva ( $r=0,95$ ) entre os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , e ainda, é o intervalo que ocorre maior variação de amplitude tanto nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  quanto nos de  $\delta^{18}\text{O}$ , típico de comportamento de lago fechado (Talbot, 1990), onde havia um balanço hídrico (equilíbrio entre o influxo + precipitação e o efluxo + evaporação), diferenciando-se assim dos lagos hidrológicamente abertos, onde o influxo + precipitação é maior que o efluxo + evaporação. Também é possível notar um aumento nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , o que indica que neste período houve uma queda no nível do lago devido à um período de maior aridez e consequentemente um favorecimento à evaporação (Talbot & Kelts 1990, Valero-Garcés *et al.* 1995). O aumento de  $\delta^{18}\text{O}$  está relacionado ao período de maior evaporação do lago, já que o isótopo mais leve  $^{16}\text{O}$  é perdido para a atmosfera. De acordo com Frimmel (2010) o lago fica mais enriquecido em  $^{13}\text{C}$  por causa da evasão de  $\text{CO}_2$  durante a evaporação. Segundo Valero-Garcés *et al.* (1995), a evaporação também leva à preservação da matéria orgânica no sedimento e, consequentemente, depleção de  $^{12}\text{C}$  na água do lago. E além disso, o  $\delta^{13}\text{C}$  também aumenta devido a uma depleção de  $^{12}\text{C}$  causada pela absorção preferencial do isótopo mais leve pelas plantas/algas durante a fotossíntese.

A partir de tudo que foi mencionado até aqui, a existência ou não de covariância dos valores isotópicos de carbono e oxigênio, sugeriu que ao menos durante parte de sua evolução o paleolago se comportou como um sistema hidrológicamente fechado, enquanto que em alguns momentos, se comportou como um lago hidrológicamente aberto, de acordo com Talbot (1990).

Associando os dados de geoquímica elementar com a geoquímica isotópica, foi possível observar que no intervalo onde o lago se comportou como um sistema hidrológicamente

fechado (15,82 a 25,29m), tem-se uma constância nos valores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_2$ ,  $\text{MgO}$  mostrando que houve uma queda no aporte de terrígenos chegando no lago, com apenas um pico maior de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  neste intervalo, referente à amostra FA-02-18, que apresentam valores de 30,86% e 2,44%, respectivamente. Entretanto, no intervalo de 25,29 a 43,64m, onde estes mesmos elementos apresentam levemente maiores variações em suas concentrações, chegando a apresentar a ocorrência de arenitos (Figura 87), tem-se o comportamento hidrológico aberto, evidenciando o alto *input* de siliciclásticos que chegava no ambiente de deposição.

No que diz respeito à salinidade, de acordo Keith e Weber (1964), calcários com um valor Z acima de 120 são classificados como marinhos, aqueles com Z abaixo de 120 como tipos de água doce e aqueles com Z próximo a 120 como indeterminados. Portanto, como os valores aqui calculados variaram de 112,6 a 117,7 é possível confirmar o fato desses calcários serem de origem lacustres e, esta pequena variação de salinidade está relacionada à flutuações climáticas durante o período de formação dessas rochas.

O aumento da evaporação invariavelmente deixa a água mais salina que também é mais enriquecida em  $^{18}\text{O}$  e  $^{13}\text{C}$  (Frimmel, 2010), por isso é possível notar que quando houve aumento nos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  a salinidade (Z) também aumentou (Figuras 52 e 87), ou seja, a água ficou menos doce, já que se trata de um ambiente lacustre.

Os valores de temperatura calculados para as amostras analisadas variaram de 8,4 a 17,4°C, mostrando que houve poucas flutuações nas temperaturas do lago naquele período.

## 6.6 MICROPALÉONTOLOGIA

A associação de ostracodes encontrada é interpretada como não-marinha, portanto, pode-se inferir o mesmo para o ambiente deposicional da seção da Formação Morro do Chaves, no afloramento em Propriá. Desta forma, esta análise representou uma contribuição no que diz respeito ao estudo dos ostracodes não-marinhos da Formação Morro do Chaves.

A Superfamília Cypridoidea é representada por uma fauna predominantemente não-marinha associada à paleoambientes de lagos de água doce com tolerância a salinidade (Smith e Horne, 2002) e está representada pela maioria dos ostracodes identificados neste trabalho.

A Superfamília Cytheroidea é composta predominantemente por ostracodes marinhos e de água salobra, mas também têm alguns importantes representantes não-marinhos, como por exemplo os da família Limnocytheridae (Smith e Horne, 2002), representado neste estudo pela ocorrência do gênero *Theriosynoecum*.

Nas amostras da Formação Morro do Chaves, o gênero mais abundante nas amostras aqui estudadas foi o *Cypridea* Bosquet, 1852, que é um gênero predominantemente de água doce e que está bem distribuído do Jurássico Superior ao Eoceno em ambientes não marinhos ao redor do mundo, sendo muito mais diversificado no Eocretáceo (Horne e Colin, 2005; Sames, 2011; Coimbra, 2020). De acordo com Coimbra (2020), devido às suas altas taxas de radiação, o gênero *Cypridea* é amplamente utilizado para fins bioestratigráficos e correlação não só no Brasil, mas também em todo o mundo, incluindo bacias petrolíferas.

Thompson (2013) também registrou os gêneros de ostracodes não-marinhos *Theriosynoecum* e *Cypridea* dentro das camadas de coquinas da Formação Morro do Chaves.

Foi encontrado um exemplar do gênero *Reconconvona* (Krömmelbein, 1962), que é comum em sucessões flúvio-lacustres em depósitos brasileiros e africanos do Eocretáceo (Grosdidier e Bignoumba, 1984).

Nesta pesquisa foi registrada *Cypridea riojanenseis*, importante espécie marcadora do Andar Jiquiá, que ocorre tanto na Bacia do Recôncavo (Moura, 1972) e Bacia de Campos (Moura, 1987; Poropat e Colin, 2012) como também na Bacia Sergipe-Alagoas, na Zona de *Cypridea (Pseudocypridina) faveolata*, no Andar Jiquiá, de acordo do Moura (1972). Dessa forma, o posicionamento biocronoestratigráfico do afloramento de Propriá no Andar Jiquiá (Barremiano-Aptiano) foi possível através da identificação da espécie guia *Cypridea riojoanensis* (Moura, 1972) da biozona RT-009.

## 7 CONCLUSÕES

As rochas da Formação Morro do Chaves, no afloramento da Pedreira Atol, ficaram definidas neste trabalho como rochas carbonáticas (coquinas), arenitos calcíferos com bioclastos, argilitos e folhelhos. Enquanto que no afloramento de Propriá, foram encontradas rochas carbonáticas (coquinas), conglomerado, arenito, siltito, argilito e folhelho.

As análises microscópicas permitiram classificar as rochas carbonáticas da Formação Morro do Chaves como wackestones, packstones, grainstones e rudstones, que possuem composição calcítica, com grandes quantidades de conchas de moluscos bivalvíos e ostracodes restritos, podendo apresentar grãos siliciclásticos.

A partir de análise geoquímica multielementar foi verificado que  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Rb}$  são provenientes da fração detrítica, enquanto que  $\text{CaO}$  está representando a fração química desses carbonatos, representanda pela calcita.

A partir da baixa concentração de  $\text{MgO}$  pode-se inferir que o lago era predominantemente de água doce, pois o baixo teor de magnésio indica um ambiente de baixa salinidade. Assim como a baixa concentração de  $\text{Na}_2\text{O}$  também indica um ambiente de água doce.

Os valores de isótopos de carbono e oxigênio, variando de -5,34 a -3,67‰ VPDB para  $\delta^{13}\text{C}$  e de -8,56 a -4,13‰ VPDB para  $\delta^{18}\text{O}$ , também definem valores típicos de carbonatos formados em ambiente lacustre de água doce.

Com a distribuição vertical dos valores da composição isotópica de carbono e oxigênio, foi notada uma alta covariância dos valores isotópicos no intervalo de 15,82 a 25,29m e, portanto, é possível dizer que neste período o lago tinha característica hidrológica de um sistema lacustre fechado, enquanto que nos outros intervalos da sessão estudada, de 0 a 15,82m e de 25,29 até 43,64m, não existe uma correlação entre os valores isotópicos e, portanto, pode-se dizer que o lago tinha um comportamento hidrológico aberto.

Os valores calculados de salinidade variam de 112,56 a 117,73 e confirmam mais uma vez um ambiente de água doce para formação dessas rochas.

Por fim, além dos dados geoquímicos isotópicos, o conteúdo micropaleontológico representado por ostracodes não-marinhos também indica um ambiente lacustre.

**REFERÊNCIAS**

- ALLEGRE, C. J. *Isotope Geology*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom, 512p, 2009.
- ALMEIDA, F.M., HASUY, H., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. Simpósio De Geologia Do Nordeste, 8. Campina Grande, SBG, p: 363-391, 1977.
- ANTONIOLI, L., DINO, R., GALLO, V. Palinomorfos Barremianos e peixes associados em sedimentos da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil. Livro de Resumos do Congresso Brasileiro de Paleontologia 21, p. 22, 2009.
- ARAI, M., HASHIMOTO, A.T., UESUGUI, N. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 3, n.1/2, p. 87-103, 1989.
- AZAMBUJA FILHO, N. C. Guidebook to the Rift-Drift Sergipe-Alagoas Basin: Field Trip. Adaptação para Guidebook to the Rift-Drift Sergipe-Alagoas Passive Margin Basin, Brazil. In: The 1998 AAPG International Conference and Exhibition, 69p, 1998.
- BAIRD, W. Arrangement of the British Entomostraca, with a list of species, particularly noticing those which have as yet been discovered within the bounds of the club. *Berwickshire Naturalists' Club*, 2, 145–148, 1845.
- BAIRD, W. The natural history of the British Entomostraca. The Ray Society, London, 364 pp, 1850. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.39641>
- BATHURST, R.G.C. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscs bioespatoites. *Geology J*, v. 5, 1966.
- BATHURST, R.G.C. Carbonate diagenesis and reservoir development: conversion, destruction and creation of pores. *Quarterly of Colorado School of Mines*. 81(4), p: 1-25, 1986.
- BENDER, F. Stratigraphic units in Sergipe Basin. Rio de Janeiro, Petrobras (DEPEX), Maceió. Divisão Regional de Exploração. Relatório, 49, 1957.
- BIZOTTO, A. C. Coquinas eoaptianas do sudoeste da Bacia de Campos: fácies deposicionais, eventos diagenéticos e fatores controladores da qualidade do reservatório. Dissertação, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 114, 2014. doi: <http://hdl.handle.net/11449/123782>.
- BOSQUET, J. Description des Entomostracés fossiles des Terrains Tertiaires de la France et de la Belgique. *Mémoire. Couronnés Mémoire. Savants Étrangers* 24, 1–142, 1852.
- BRANSON, C.C. New name for a Morrison ostracode genus. *Journal of Paleontology*, 10, 323, 1936.

- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South América during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.*, v. 53, p. 23–40, 1991.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U.G. Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A.(eds). Rio de Janeiro. Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, p: 151–182, 2000.
- BOWMAN, J. R. Stable Isotope Systematics, In: Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, D. Lentz (ed), Mineralogical Association of Canada Short Course, v. 26, p. 99-146, 1998.
- CAMOIN, G., CASANOVA, J., ROUCHY, J. M., BLANC-VALERON, M. M., DECONINCK, J. F. Environmental control on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central Palaeo-Andean basin of Bolivia during Late Cretaceous to Early Tertiary times. *Sedimentary Geology*, 113: p.1-26, 1997.
- CAMPOS NETO, O.P.A., LIMA, W.S., CRUZ, F.E.G. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15, 405-415, 2007.
- CAROZZI, A. V., BOUROULLEC, J., DELOFFRE, R., RUMEAU, L. Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. *Bulletin Centre de Recherches Pau*, volume spécial, n. 1, Pau France, 594p, 1972.
- CERLING, T. E., HAY, R. L. An Isotopic Study of Paleosol Carbonates from Olduvai Gorge. *Quaternary Research*, 25(01), 63–78, 1986. doi:10.1016/0033-5894(86)90044-x
- CHINELATTO, G. F., VIDAL, A. C., KURODA, M. C., BASILICI, G. A taphofacies model for coquina sedimentation in lakes (Lower Cretaceous, Morro do Chaves Formation, NE Brazil). *Cretaceous Research*, 85, 1–19, 2018. doi:10.1016/j.cretres.2017.12.005
- COIMBRA, J.C. The genus *Cypridea* (Crustacea, Ostracoda) and the age of the Quiricó Formation, SE Brazil: a critical review. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 23 (2), 90–97, 2020. <http://doi:10.4072/rbp.2020.2.02>
- DAL'BÓ, P.F, VALLE, B., FAVORETO, J., MENDES, M., RIGUETI, A.L., BORGHI, L., PORTO BARROS, J.P. Coquinas da Formação Morro do Chaves: Tafonomia, Diagênese, Porosidade e Classificação. 1.ed. – Rio de Janeiro: Albatroz. 134 p, 2021. ISBN: 978-65-5656-016-8.
- DANTAS, E. L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. Archean accretion in the Sao Jose do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 2, n. 28, p. 221 – 228, 1998.
- DE BONA, J., DANI, N., KETZER, J. M, DE ROS, L. F. Dickite in shallow oil reservoirs from Recôncavo Basin, Brazil: diagenetic implications for basin evolution. *Clay Minerals (Print)*, v. 43, p. 213-233, 2008.
- DEOCAMPO, D.M. The geochemistry of continental carbonates. *Developments in Sedimentology*, 62, 1–59, 2010. doi: 10.1016/s0070-4571(09)06201-3

- DERRY, L.A., KAUFMAN, A.J., JACOBSEN, S.B. Sedimentary cycling in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 2331–2339, 1992.
- DEMATTÊ, J. L. I., MENDES, A. C. T., GERALDI FILHO, L. Ocorrência de montmorilonita em alguns solos desenvolvidos do arenito de Botucatu. *Anais Da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz*, 29(0), 39–60, 1972.
- DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir AAPG* 1, p: 108-121, 1962.
- EBERT, H. The precambrian geology of Borborema Belt (states of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil), and origin of its mineral resources. *Geol. Rundschau* 59, p: 1299-1326, 1970.
- EL HEFNAWI, M.A., MASHALY, A.O., SHALABY, B.N., RASHWAN, M.A. Petrography and geochemistry of Eocene limestone from Khashm Al-Raqaba area, El-Galala El-Qibliya, Egypt. *Carbonates Evaporites* 25:193–202, 2010. doi:10.1007/s13146-010-0023-4
- EMBRY, A. F., J. E. KLOVAN. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781, 1971.
- ERNST, W. Geochemical facies analysis. In: *Methods in geochemistry and geophysics*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 11(1): 158, 1970.
- FAVORETO, J., VALLE, B., BORGHI, L., DAL' BÓ, P.F., MENDES, M., ARENA, M., SANTOS, J., SANTOS, H., RIBEIRO, C., COELHO, P. Depositional controls on lacustrine coquinas from an early cretaceous rift lake: Morro do Chaves Formation, Northeast Brazil, *Marine and Petroleum Geology*, 2020. doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104852
- FEIJÓ, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p 149-16, 1994.
- FIGUEIREDO, A.M.F. Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their Relationship to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil (Unpubl. PhD thesis). The university of Texas in Austin, 275p, 1981.
- FIGUEIREDO, S. A. S. T. Análise Geométrica e Arquitetural em Afloramento de Coquinas da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas, e sua Aplicação na Caracterização de Reservatórios. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia. 151p, 2018.
- FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. W. E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir* 1, p: 62 – 84, 1962.
- FRIMMEL, H. E. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, 182(4), 239–253, 2010. doi:10.1016/j.precamres.2010.01.003

FOLK, R. L. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In *Dolomitization and Limestone Diagenesis*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 13, 14–48, 1965.

FU, X.G., WANG, J., ZENG, Y.H., TAN, F.W., HE, J.L. Geochemistry and origin of rare earth elements (REEs) in the Shengli River oil shale, northern Tibet, China. *Chemie der Erde-Geochemistry* 71 (1), 21–30, 2011. doi:10.1016/j.chemer.2010.07.003

GALLO, V., CARVALHO, M. S., & SANTOS, H. R. New occurrence of †Mawsoniidae (Sarcopterygii, Actinistia) in the Morro do Chaves Formation, Lower Cretaceous of the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi - Ciências Naturais*, v. 5, n. 2, 195-205, 2010.

GARCIA, G. G., GARCIA, A. J. V., HENRIQUES, M. H. P. Palynology of the Morro do Chaves Formation (Lower Cretaceous), Sergipe Alagoas Basin, NE Brazil: Paleoenvironmental implications for the early history of the South Atlantic. *Cretaceous Research*, 90, 7–20, 2018. doi:10.1016/j.cretres.2018.03.029

GRABAU, A. W. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist* 33, p: 228-247, 1904.

GROSDIDIER, E. Quelques ostracodes nouveaux de la série anté-salifère ('Wealdienne') des bassins cotiers du Gabon et du Congo. *Revue de Micropaléontologie*, 10 (2), 107– 118, 1967.

GROSDIDIER, E., BIGNOUMBA, J. Exemple de coupures écostratigraphiques basées sur un renouvellement des faune d'Ostracodes lacustres dans le Crétacé inférieur du rift atlantique au droit du Sud Gabon. *Géologie Méditerranéenne*. 11, 87–95, 1984. <https://doi.org/10.3406/geolm.1984.1292>

GUIMARÃES, I. P., DA SILVA FILHO, A. F., ALMEIDA, C. N., VAN SCHMUS, W. R., ARAUJO, J. M. M., MELO, S. C., MELO, E. B. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Res.*, v. 135. P. 23-53, 2004.

GÖTZE, J., ZIMMERLE, W. Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contributions to Sedimentary Geology*, 21, pp. 1–91, 2000.

HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., DANTAS, E.L. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 6. p. 2683-2696, 1991.

HANCOCK, P. L., SKINNER, B. J. (eds). *The Oxford Companion to The Earth*. x+1174 pp. Oxford, New York: Oxford University Press. 2000. ISBN 0 19 854039 6.

HARTT, C. F. *Geologia e Geografia Física do Brasil - Sergipe*. São Paulo, Cia. Editora Nacional. Col. Brasileira, Sér. 5, v. 200, 1870.

HOEFS, J. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer International Publishing. 8ª edição. 437p, 2018.

HOLLAND, H.D., BORCSIK, M., MUNOZ, J.L., OXBURGH, U.M. The coprecipitation of Sr<sup>2+</sup> with aragonite and of Ca<sup>2+</sup> with strontianite between 90 and 100°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 957–977, 1963.

HOLLAND, H.D., HOLLAND, H.J., MUNOZ, J.L. The coprecipitation of cations with CaCO<sub>3</sub>. II. The coprecipitation of Sr<sup>2+</sup> with calcite between 90 and 100°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 1287–1302, 1964.

HORNE, D. J., COHEN, A., MARTENS, K. Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living ostracoda. *Geophysical Monograph Series*, 5–36. 2002. doi:10.1029/131gm02

HORNE, D.J., COLIN, J.P. The affinities of the ostracod genus *Cypridea* Bosquet, 1852, and its allies, with consideration of implications for the phylogeny on nonmarine cypridiodean ostracods. *Revista de Micropaleontologia*. 48, 25–35, 2005.

HORSCHUTZ, P.M.C., SCUTA, M.S. Fácies-perfis e mapeamento de qualidade do reservatório de coquinas da Formação Lagoa Feia do Campo de Pampo. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, 511 (21), 45 e 58, 1992.

JACOBSEN, S. B., & KAUFMAN, A. J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1-3), 37–57, 1999. doi: 10.1016/s0009-2541(99)00080-7

JARDIM DE SÁ, E. F. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: *Proceedings of the XI Geological Symposium of Northeast Brazil*. Extended Abstract. p. 297–316, 1984.

JARDIM DE SÁ, E.F. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana. Brasília-DF. Tese de Doutorado, IGc - Universidade de Brasília, 804p, 1994.

JOHNSON, C.M., BEARD, B.L. AND ALBAREDE, F. Overview and General Concepts, in: Johnson, C.M., Beard, B.L., Albarède, F. (Eds.), *Geochemistry of Non-Traditional Stable Isotopes*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., v.55, pp. 1-24, 2004.

JONES, T.R. On some Fossils of Wenlock Age from Mulde, near Klinteberg, Gotland. In Chapman, F. (Ed.), *The Annals and Magazine of Natural History*, 7, 141–160, 1901.

KAUFMANN, A. Cypriden und Darwinuliden der Schweiz. *Revue Suisse de Zoologie*, 8, 209–423, 1900. <https://doi.org/10.5962/bhl.part.10584>

KAUFMAN, A. J., JACOBSEN, S. B., KNOLL, A. H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 409–430, 1993. doi:10.1016/0012-821x(93)90254-7

KAUFMAN, A., KNOLL, A. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73(1-4), 27–49, 1995. doi:10.1016/0301-9268(94)00070-8

KEITH, M.L., WEBER, J.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, 1787–1816, 1964. doi: 10.1016/0016-7037(64)90022-5

KELLER, W. D. Processes of origin and alteration of clay minerals. In: *Soil Clay Mineralogy*, University of North Carolina Press, 3-76, 1964.

KRÖMMELBEIN, K. Zur Taxionomie und Biochronologie stratigraphisch wichtiger Ostracoden-Arten aus der oberjurassisch? unterkretazischen Bahia-Serie, Wealden- Fazies, NE-Brasiliens. *Senckenberg. Lethaea* 43 (6), 437–528, 1962.

KRÖMMELBEIN, K. Neue, für Vergleiche mit West-Afrika wichtige ostracoden-Arten der Brasilianischen Bahia Serie (Ober-Jura? Unter-Kreide in Wealden-Fazies). Sonderdruck aus *Senckenbergiana Lethaea* 46, 177–213, 1965.

LANA, M. C. Riftingamento da Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 124p, 1985.

LANSON B., BEAUFORT D., BERGER G., BAUER A., CASSAGNABERE A., MEUNIER A. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. *Clay Minerals*, 37, 1-22, 2002.

LATREILLE, P.A. *Genera crustaceorum et insectorum, secundum ordinem naturalem et familias disposita*. Amand Koenig, Paris, xviii + 302 pp, 1806.

LI, H.C., KU, T.L.  $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{C}$  covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133(1-2), 69–80, 1997. doi:10.1016/s0031-0182(96)00153-8

MANDELSTAM, M.I. In: Luebimova, P.S., Kazmina, T.A. & Reshetnikova, M.A. (1960) *Ostrakody Mezozoyskikh i Kaynozoykskikh Otlozheniy Zapadno-Sibirskoy Nizmennosti*. (Ostracoda from Mesozoic and Cenozoic deposits of the West-Siberian lowland). *Trudy VNIGRI, New Series*, 160, pp. 1–427, 1960.

MANSO, C.L.C., SOUZA-LIMA, W. Novos Equinoides para o intervalo aptiano-albiano (Cretáceo Inferior) da sub-bacia de Sergipe, Nordeste do Brasil. São Paulo, UNESP, *Geociências*, Rio Claro, v.31, n.4, p.584-605, 2012.

MARTIN, G.P.R. Ostracoden des Norddeutschen Purbeck und Wealden. *Senckenbergiana*, 22 (5/6), 275–361, 1940.

MILHOMEN, P.S; VIVIERS, M.C.; GALM, P.C. Os crustáceos: Ostracodes. In: Os fósseis da bacia de Sergipe-Alagoas. *Fundação Paleontológica Phoenix*, a. 3, n. 28, 2001.

MOORE, C.H. Carbonate Diagenesis and Porosity. *Developments in Sedimentology* 46. Elsevier Science, 337p, 1989.

MORAES REGO, L. F. Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*, n. 24, p. 31- 84, 1933.

MOTTA, J.F.M., LUZ, A.B., BALTAR, C.A.M., BEZERRA, M.S., CABRAL JÚNIOR, M., COELHO, J.M. Argila plástica para cerâmica branca. *Rochas Miner. Indus.* 9, 33–46, 2008.

MOURA, J.A. Algumas espécies e subespécies novas de ostracodes da Bacia Reconcavo/Tucano. *Boletim técnico da Petrobrás* 15, 245–263, 1972.

MOURA, J.A. Ostracods from non-marine Early Cretaceous sediments of the Campos Basin, Brazil. In: Hanai, T., Ikeya, N., Ishizaki, K. (Eds.), *Evolutionary Biology of Ostracoda: Its Fundamentals and Applications - Proceedings of the 9th International Symposium on Ostracoda*, Shizuoka, Japan 1985. Elsevier, Tokyo, pp. 1207–1216, 1988.

MOURA, J.A., PRAÇA, U.M. Ostracodes das seqüências não marinhas e transicionais Mesozóicas (Andares Jiquiá e Alagoas), Bacia de Campos. In: Campos, D.A., Ferreira, C.S., Brito, I.M., Viana, C.F. (Eds.), *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos: Série Geologia*, 27 (2). Departamento Nacional da Produção Mineral / Ministério das Minas e Energia, Brasília, pp. 401–408, 1985.

MUKHOPADHYAY, P.K., GOODARZI, F., CRANDLEMIRE, A.L., GILLIS, K.S., MACNEIL, D.J., SMITH, W.D. Comparison of coal composition and elemental distribution in selected seams of the Sydney and Stellarton basins, Nova Scotia, Eastern Canada. *International Journal of Coal Geology* 37 (1), 113–141, 1998.

NUNES, M., VALLE, B., BORGHI, L., FAVORETO, J., MENDES, M. Multi-scale and multi-technique characterization of hybrid coquinas: A study case from the Morro do Chaves Formation (Barremian-Aptian of Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil), *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 2021. doi: <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109718>.

OLIVEIRA, V.C.B., SILVA, C.M.A., BORGHI, L.F., CARVALHO, I.S. Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Salt, lower cretaceous, Campos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.95, p.102254, 2019. doi:10.1016/j.jsames.2019.102254

PETRI, S. Foraminíferos Cretáceos de Sergipe. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, *Boletim*, 265, *Geologia*, 20, 140 p, 1962.

PETTIJOHN, F. J. *Sedimentary Rocks (Second Edition)*: New York, Harper Brothers, 718p, 1957.

PONTE, F. C., ASMUS, H. E. The Brazilian margin basins-current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 48, supl., p. 215-240, 1976.

POROPAT, S.F., COLIN, J.P. Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: An overview. *Gondwana Research*, 22, 772–798, 2012.

PORTO-BARROS, J.P., MENDES, I.D., DAL' BÓ, P.F. Features of meteoric diagenesis in coquinas of Morro do Chaves Formation (Barremian-Aptian of Sergipe-Alagoas Basin). *Brazilian Journal of Geology*. v. 50, p. 1-15, 2020. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190072>

QUEIROZ NETO, J.V. Taxonomia, paleoecologia e correlação bioestratigráfica de ostracodes não marinhos do Membro Morro do Chaves, Formação Coquiéro Seco, Eoaptiano, Bacia de

Alagoas, NE-Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Distrito Federal, Brasil. 62 p, 2005.

RODRIGUES, G. B.; FAUTH, G. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terrae Didactica*, Campinas, SP, v. 9, n. 1, p. 34–49, 2013. DOI:10.20396/td.v9i1.8637408

ROYCHOUDHURY A. N., KOSTKA J. E., VAN CAPPELLEN P. Pyritization: a Palaeoenvironmental and Redox Proxy Reevaluated. *Estuar Coast Shelf Sci*, 57: 1183–1193, 2003.

SAMES, B. Early cretaceous Cypridea Bosquet 1852 in north America and europe. *Micropaleontology* 57, 345–431, 2011.

SANDBERG, P. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature* 305, 19–22, 1983. <https://doi.org/10.1038/305019a0>

SANTOS, B., VIEIRA, C.D.C., SILVA, J.C., LIMA, S.F.B., GARCIA, G.G., GARCIA, A.J.V., LIPARINI, A. Taxonomia e Paleocologia dos bivalves fósseis da Formação Morro do Chaves, Bacia Sergipe-Alagoas (Cretáceo Inferior). In *Anais do XIII Congresso de Ecologia*, Viçosa, 2017.

SARG, J. F., SURIAMIN, N., TANAVSUU-MILKEVICIENE, K., HUMPHREY, J. D. Lithofacies, stable isotopic composition, and stratigraphic evolution of microbial and associated carbonates, Green River Formation (Eocene), Piceance Basin, Colorado. *AAPG Bulletin*, 97(11), 1937–1966, 2013. doi:10.1306/07031312188

SARS, G.O. An Account of the Crustacea of Norway with short descriptions and figures of all the species, Bergen, 9 Ostracoda (5–12), 73–208, 1925.

SARS, G.O. Oversigt af Norges marine ostracoder. *Norske Videnskabselskabet, Forhandling* 1865, 1–130, 1866.

SAUNDERS, M., GEIGER, L., NEGRI, D., STEIN, A. J., SANSAL, A. T., SPRINGMAN. J. Improved stratigraphic interpretation using broadband processing – Sergipe Basin, Brazil. *First Break*, v.33, p. 87–93, 2015.

SCHALLER, H. Revisão Estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas: *Boletim Técnico Petrobras*, v. 12, p. 21-86, 1969.

SCHOLLE, P.A., ULMER-SCHOLLE D.S. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. *AAPG Memoir* 77, 474p, 2003.

SIAL, A.N., FERREIRA, V.P. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 113-133, 2016.

SILVA, F. M. A.; SANTANA, A. C.; BONFIM, L. F. C. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Estância: suas correlações. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife. *Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 2, p. 685-699, 1978.

SHARP, Z. Principles of Stable Isotope Geochemistry, 2nd Edition, 2017.  
<https://doi.org/10.25844/h9q1-0p82>

SMITH, A. J., HORNE, D. J. Ecology of marine, marginal marine and nonmarine ostracodes. Geophysical Monograph Series, p. 37–64, 2002. doi:10.1029/131gm03

TALBOT, M. R., KELTS, K. Paleolimnological Signatures from Carbon and Oxygen Isotopic Ratios in Carbonates from Organic Carbon-Rich Lacustrine Sediments, 1990.  
<https://doi.org/10.1306/M50523C6>

TALBOT, M.R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 80: 261–279, 1990.

TAVARES, A. C., BORGHI, L., CORBETT, P., NOBRE-LOPES, J., CÂMARA, R. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. Brazilian Journal of Geology, 45(3), 415–429, 2015. doi:10.1590/2317-488920150030211

TEIXEIRA, B. F. L. Coquinas da Formação Morro do Chaves (Cretáceo Inferior), Seção Rife da Bacia de Sergipe-Alagoas. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ. 143p, 2012.

TENG, F-Z., WATKINS, J.M. AND DAUPHAS, N. Non-Traditional Stable Isotopes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America, v.82, 885p, 2017. ISBN: 978-0-939950-98-0

TERRA, G. J. S., SPADINI, A. R., FRANÇA, A. B., SOMBRA, C. L., ZAMBONATO, E. E., JUSCHAKS, L. C. S., ARIENTI, L. M., ERTHAL, M. M., BLAUTH, M., FRANCO, M. P., MATSUDS, N. S., SILVA, N. G. C., MORETTI, JR. P. A., DAVILA, R. S. F., SOUZA, R. S., TONIETTO, S. N., ANJOS, S. M. C., CAMPINHO, V. S., WINTER, W. R. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. Boletim de Geociências Petrobrás, 18, 9-29, 2010.

THOMPSON, D.L. The stratigraphic architecture and depositional environments of non-marine carbonates from Barremian-Aptian Pre-Salt strata of the Brazilian continental margin. PhD Thesis, Monash University, Melbourne, Victoria, Australia, 277 pp, 2013.

THOMPSON, D. L., STILWELL, J.D., HALL, M. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. Gondwana Research, Volume 28, Issue 1, August 2015, Pages 26-51, 2015. doi: 10.1016/j.gr.2014.12.00

TUCKER, M.E. Sedimentary Petrology: An Introduction. Blackwell, Oxford, 252 p, 1981.

TUCKER, M.E. e Wright, V.P. Carbonate Sedimentology. 1. ed. Oxford, Blackwell, 482p, 1990.

- TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3rd edição. Editora Wiley-Blackwel. 272p, 2001.
- VALERO-GARCÉS, B. L. V., KELTS, K., ITO, E. Oxygen and carbon isotope trends and sedimentological evolution of a meromictic and saline lacustrine system: the Holocene Medicine Lake basin, North American Great Plains, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117(3-4), 253–278, 1995. doi:10.1016/0031-0182(94)00136-v
- VALERO-GARCÉS, B. L., LAIRD, K. R., FRITZ, S. C., KELTS, K., ITO, E., & GRIMM, E. C. Holocene Climate in the Northern Great Plains Inferred from Sediment Stratigraphy, Stable Isotopes, Carbonate Geochemistry, Diatoms, and Pollen at Moon Lake, North Dakota. *Quaternary Research*, 48(03), 359–369, 1997. doi:10.1006/qres.1997.1930
- VAN SCHMUS, W.R., BRITONEVES, B.B., HACHSPACHER, P., BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil, initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, p: 267-288, 1995.
- VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., SILVA FILHO, A.F., TOTEU, F., PENAYE, J., GUIMARÃES, I.P. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publication, v. 294, p: 69 – 99, 2008.
- VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M. & BRITO NEVES, B.B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from SmeNd and U e Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p: 227 – 252, 2011.
- VEIZER, J. Trace Elements and Isotopes in Sedimentary Carbonates. In Reeder, R.J. (Ed.): *Carbonates: Mineralogy and Chemistry, Reviews in Mineralogy*, v.11, 265-299, 1983.
- VIANA, C.F., GAMA JUNIOR, E.G., SIMÕES, I.D.A., MOURA, J.A., FONSECA, J.D.R., ALVES, R.J. Revisão estratiográfica da bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, 14 (3–4), 157–192, 1971.
- WANLESS, H. R. Limestone Response to Stress: Pressure Solution and Dolomitization. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 49, 437-462, 1979. doi:10.1306/212f7766-2b24-11d7-8648000102c1865d
- WERNER, R. A., BRAND, W. A. Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 15(7), 501–519, 2001. doi:10.1002/rcm.258
- WILKIN, R. T., BARNES, H. L., BRANTLEY, S. L. The Size Distribution of Framboidal Pyrite in Modern Sediments: an Indicator of Redox Conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(20): 3897–3912, 1996.