

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, GEOCIÊNCIAS E SAÚDE COLETIVA
CAMPUS MONTE CARMELO

LETÍCIA LOPES DOS SANTOS

APLICAÇÃO DE *ROCK TYPING* NA CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS DO
PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS: UM ESTUDO DE CASO COM FÁCIES QUÍMICAS.

Monte Carmelo - MG

2026

LETÍCIA LOPES DOS SANTOS

APLICAÇÃO DE *ROCK TYPING* NA CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS DO
PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS: UM ESTUDO DE CASO COM FÁCIES QUÍMICAS.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia do Instituto de Geografia,
Geociências e Saúde Coletiva da Universidade
Federal de Uberlândia, como requisito parcial para
obtenção do título de bacharel em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Josiane Branco Plantz
(IGESC – UFU)
Coorientador: MSc. Jeferson de Andrade Santos
(Lagesed – UFRJ)

Monte Carmelo - MG

2026

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, GEOCIÊNCIAS E SAÚDE COLETIVA
CAMPUS MONTE CARMELO

LETÍCIA LOPES DOS SANTOS

APLICAÇÃO DE *ROCK TYPING* NA CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS DO
PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS: UM ESTUDO DE CASO COM FÁCIES QUÍMICAS.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia do Instituto de Geografia,
Geociências e Saúde Coletiva da Universidade
Federal de Uberlândia, como requisito parcial para
obtenção do título de bacharel em Geologia.

Monte Carmelo, 18 de março de 2026.

Banca Examinadora:

Profª. Dra. Josiane Branco Plantz (UFU)

Prof. Dr. Francisco Manoel Wohnrath Tognoli (UFRJ)

Doutoranda Kimmolly Ferrari Ferreira (PPGL – UFRJ)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Projeto P, D&I PRESAL II (ANP 23009-4 – *Impact of tectono-stratigraphic control on Pre-salt reservoir quality and distribution, Santos Basin*) e ao Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed – UFRJ) pela disponibilização dos dados que viabilizaram a realização desta pesquisa. Estendo meus agradecimentos a toda a equipe do projeto, em especial ao coordenador Prof. Leonardo Borghi, ao meu coorientador Jeferson Santos e aos pesquisadores Laís de Oliveira Ferreira e Héllisson Nascimento dos Santos, pelas valiosas contribuições técnicas, pelo compartilhamento de conhecimentos e pelo suporte ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

À minha orientadora, Profa. Dra. Josiane Branco Plantz, expresso minha profunda gratidão por todo o conhecimento compartilhado ao longo da minha trajetória na UFU. Agradeço pelo incentivo constante, pelos conselhos que nortearam minha graduação, pela paciência e pela confiança depositada em mim como sua orientanda. Agradeço, também, aos demais professores da UFU pela sólida formação que me proporcionaram.

À minha mãe, Valéria Lopes Valério, agradeço por ser meu alicerce e meu norte, sempre apoiando meus sonhos e enfrentando comigo cada batalha. Dedico esta vitória ao seu esforço incansável e à sua dedicação amorosa. Ao meu pai, Ruber Rodrigues dos Santos, sou grata por todo apoio e incentivo que sempre me ofereceu. À minha irmã, Larissa Lopes dos Santos, agradeço por ser minha companheira de vida e minha maior motivadora. Aos meus familiares e amigos, expresso minha gratidão pela presença constante, pelas risadas compartilhadas e por caminharem ao meu lado durante toda essa jornada.

Nenhuma sociedade que esquece a arte de
questionar pode esperar encontrar respostas
para os problemas que a afligem.

Zygmunt Bauman

RESUMO

Impulsionadas pela descoberta de grandes reservas de petróleo no intervalo pré-sal das bacias brasileiras de margem leste, as últimas décadas foram marcadas por avanços significativos no entendimento das rochas carbonáticas não marinhas. Apesar disso, a compreensão das heterogeneidades dessas rochas continua sendo um desafio significativo. Diante disso, em uma abordagem integrada, o estudo utiliza: (i) dados litológicos e mineralógicos, adquiridos em escalas macro- e microscópicas; (ii) dados geoquímicos, expressos por meio de fácies químicas definidas por análise multivariada; e (iii) dados de porosidade (%) e permeabilidade (mD), todos obtidos a partir de testemunhos de sondagem de dois poços (A e B), perfurados no Campo de Tupi, pré-sal da Bacia de Santos. O estudo objetiva integrar o método classificatório de *rock typing* a dados petrográficos e geoquímicos para, dessa forma, aprofundar o entendimento dos controles deposicionais e diagenéticos sobre as propriedades permo-porosas de rochas carbonáticas do pré-sal. Os resultados indicam que, apesar de similares, as sucessões analisadas apresentam particularidades quanto ao percentual de ocorrência das litologias e composição química primária, principalmente no que diz respeito à contribuição siliciclástica. Apesar de exibirem as mesmas texturas de dolomita (blocosa, mosaico, lamelar, em franja, sela e romboédrica) e de sílica (microcristalina, macrocristalina e calcedônia), há, entre os poços, uma clara diferenciação quanto à intensidade dos processos deposicionais. Essa diversidade fica bem evidenciada quando se busca uma relação entre as litologias, as fácies químicas, as texturas de dolomita e sílica e os *Global Hydraulic Elements* (GHE), que categorizam os intervalos de estudo quanto a capacidade de fluxo. Como tendência geral, verifica-se que o poço A apresenta um sistema *multi-petrotype* altamente heterogêneo (GHE 1 ao 9), com predomínio de GHE 4 e 5. Nesse cenário, a influência diagenética não seguiu uma relação inversamente proporcional simples; a dolomitização parcial e o fraturamento de intervalos silicificados atuaram favorecendo os melhores desempenhos petrofísicos (GHE 8 e 9), identificados na porção intermediária da Formação Barra Velha. Em contraste, o poço B revelou um reservatório mais homogêneo e de desempenho mediano (GHE 1 ao 8, com predomínio de GHE 4 e 5), com seu melhor nível (GHE 8) também situado na porção intermediária do poço, na Formação Barra Velha, influenciado não só pela diagênese, mas também pela maior contribuição detrítica. Dessa forma, a qualidade dos reservatórios do pré-sal resulta da interação entre herança deposicional e processos diagenéticos, configurando um sistema permo-poroso variável e heterogêneo, sendo a integração multitécnica indispensável para sua caracterização.

Palavras-chave: Pré-sal da Bacia de Santos, Caracterização de reservatórios, Fácies químicas, *Rock typing*, Elementos hidráulicos globais (GHE).

ABSTRACT

Driven by the discovery of large oil reserves in the pre-salt interval of the Brazilian eastern margin basins, the last few decades have been marked by significant advances in the understanding of non-marine carbonate rocks. Despite this progress, understanding the heterogeneities of these rocks remains a significant challenge. Therefore, using an integrated approach, this study incorporates: (i) lithological and mineralogical data acquired at macro- and microscopic scales; (ii) geochemical data, expressed through chemical facies defined by multivariate analysis; and (iii) porosity (%) and permeability (mD) data, all obtained from core samples from two wells (A and B) drilled in the Tupi Field, pre-salt of the Santos Basin. The study aims to integrate the rock typing classification method with petrographic and geochemical data to deepen the understanding of depositional and diagenetic controls on the permeability–porosity properties of pre-salt carbonate rocks. The results indicate that, although similar, the analyzed successions present particularities regarding the relative abundance of lithologies and primary chemical composition, especially with respect to siliciclastic contribution. Although they exhibit the same dolomite textures (blocky, mosaic, lamellar, fringing, saddle, and rhombohedral) and silica textures (microcrystalline, macrocrystalline, and chalcedony), there is a clear differentiation between the wells in terms of the intensity of depositional processes. This diversity becomes evident when establishing relationships among lithologies, chemical facies, dolomite and silica textures, and Global Hydraulic Elements (GHE), which categorize the study intervals according to flow capacity. As a general trend, Well A presents a highly heterogeneous multi-petrotype system (GHE 1 to 9), with a predominance of GHE 4 and 5. In this case, the diagenetic influence did not follow a simple inversely proportional relationship; partial dolomitization and fracturing of silicified intervals contributed to the best petrophysical performance (GHE 8 and 9), identified in the intermediate portion of the Barra Velha Formation. In contrast, Well B revealed a more homogeneous reservoir with moderate performance (GHE 1 to 8, predominantly GHE 4 and 5). Its best interval (GHE 8) is also located in the intermediate portion of the well, within the Barra Velha Formation, influenced not only by diagenesis but also by greater detrital contribution. Thus, the quality of pre-salt reservoirs results from the interaction between depositional inheritance and diagenetic processes, configuring a variable and heterogeneous permeability–porosity system and making multi-technique integration indispensable for its characterization.

Keywords: Santos Basin pre-salt, Reservoir characterization, Chemical facies, Rock typing, Global Hydraulic Elements (GHE).

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Santos, situada na costa leste do Brasil e delimitada pelos altos de Florianópolis e Cabo Frio. Destaca-se a posição dos testemunhos de sondagem (A e B) utilizados neste estudo de caso, ambos adquiridos no Campo de Tupi. 4
- Figura 2. Diagrama cronoestratigráfico do intervalo pré-sal da Bacia de Santos. A evolução tectono-estratigráfica é apresentada em (1) de acordo com o modelo clássico de Moreira *et al.* (2007); em (2) segundo Buckley *et al.* (2015), Barnett *et al.* (2018) e Farias *et al.* (2019); em (3) tem-se a proposta de Karner e Gamboa (2007), Torsvik *et al.* (2009) e Moulin *et al.* (2013); em (4) o refinamento de Minzoni *et al.* (2021) e Adriano *et al.* (2022); e em (5) o modelo mais recente, proposto por Dehler *et al.* (2024). 6
- Figura 3. Diagrama quaternário para classificação das rochas carbonáticas do pré-sal, em que SPH = *spherulestone*; SHB = *shrubstone*; CRS = *crustone*; e CRE = calcarenito. 13
- Figura 4. Etapas de pré-processamento e processamento aplicadas à análise multivariada não supervisionada de dados geoquímicos. 15
- Figura 5. As dez classes de *Global Hydraulic Elements* (GHEs), com seus limites inferiores de *Flow Zone Indicator* (FZI). 17
- Figura 6. Perfil litológico simplificado do poço A, destacando a unidade litoestratigráfica e a distribuição vertical das fácies químicas definidas a partir de dados de p-FRX exportados em óxidos (C1–C5) e em elementos químicos (D1–D5), bem como sua relação com as variações litológicas ao longo da Formação Barra Velha. As porções estratigráficas foram delimitadas com base na distribuição destas fácies químicas. O gráfico de pizza ilustra a proporção relativa das litologias identificadas, permitindo a análise da heterogeneidade composicional da seção. 21
- Figura 7. Perfil litológico simplificado do poço B, destacando as unidades litoestratigráficas e a distribuição vertical das fácies químicas definidas a partir de dados de p-FRX exportados em óxidos (E1–E5) e em elementos químicos (F1–F4), bem como sua relação com as variações litológicas ao longo das formações Barra Velha e Itapema. As porções estratigráficas foram delimitadas com base na distribuição destas fácies químicas. O gráfico de pizza ilustra a

proporção relativa das litologias identificadas, permitindo a análise da heterogeneidade composicional da seção. 22

Figura 8. Principais aspectos macroscópicos dos carbonatos formados *in situ*. (A e B) exemplares de *spherulestone* (SPH) laminado; (C e D) exemplares de *shrubstone* (SHB); (E, F e G) exemplares de calcilutito (CLU), com destaque em (F e G) para a abundância de sílica tabular; e (H) Intercalação entre SPH e SHB. 23

Figura 9. Principais aspectos macroscópicos das rochas carbonáticas retrabalhadas. (A e B) exemplares de calcarenito com nódulos de sílica (CRE); (C e D) exemplares de calcirrudito (CRU); (E e F) exemplar de calcarenito bioclástico (CRE-bio), em (E) sob luz branca e em (F) sob luz ultravioleta (UV); e (G e H) exemplar de calcirrudito bioclástico (CRU-bio), em (G) sob luz branca e em (F) sob luz UV. 27

Figura 10. Principais aspectos macroscópicos das litologias que ocorrem de forma subordinada. (A) dolomito; (B) evaporito; (C e D) exemplares de brecha, em (C) brecha associada a intensa silicificação e em (D) brecha sustentada por matriz arenosa; (E) chert; e (F) argilito laminado. 30

Figura 11. Gráficos de distribuição para os dados do poço A. Em (A) frequência de ocorrência de fácies químicas em óxidos em função da profundidade; (B) probabilidade de ocorrência de fácies químicas em óxidos em função da litologia; (C) frequência de ocorrência de fácies químicas em elementos em função da profundidade; e (D) probabilidade de ocorrência de fácies químicas em elementos químicos em função da litologia. 33

Figura 12. Gráficos de distribuição para os dados do poço B. Em (A) frequência de ocorrência de fácies químicas em óxidos em função da profundidade; (B) probabilidade de ocorrência de fácies químicas em óxidos em função da litologia; (C) frequência de ocorrência de fácies químicas em elementos em função da profundidade; e (D) probabilidade de ocorrência de fácies químicas em elementos químicos em função da litologia. 34

Figura 13 Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química C1. (A) O Si apresenta altas concentrações e ocorre isolado dos demais constituintes, indicando forte controle diagenético por silicificação, possivelmente responsável pela obliteração de texturas primárias; (B–D) distribuição de Mg, Fe e K, respectivamente, onde é possível notar a ausência de associação com Si.....35

Figura 14. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química D1. (A) O Si apresenta altas concentrações e ocorre isolado dos demais constituintes, indicando forte controle diagenético por silicificação, possivelmente responsável pela obliteração de texturas primárias; (B) distribuição de Ca, marcando a presença de matriz calcítica; (C) distribuição de Mg, indicativo da ocorrência de dolomita; e (D) distribuição de Ba, indicativo da ocorrência de barita.....36

Figura 15. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos das fácies químicas C2 e C4. (A) Distribuição do Mg em C2, evidenciando picos de concentração do elemento; (B) distribuição do Mg em C4, com menor intensidade relativa em comparação a C2; (C) distribuição do Al em C2, indicando baixos teores; (D) distribuição do Al em C4, com concentrações mais elevadas em relação a C2; (E) distribuição do Si em C2, caracterizada por baixa resposta elementar; (F) distribuição do Si em C4, exibindo maior afinidade e concentração de sílica quando comparada a C2. 37

Figura 16. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química D3. (A) Distribuição de Mg, indicando dolomitização intensa; (B-C) distribuição de Ca e Sr, respectivamente, apontando, possivelmente, para a preservação de componentes calcíticos deposicionais; e (D) distribuição de Si, em concentrações subordinadas, característico de silicificação, porém menos intensa que a dolomitização. 38

Figura 17. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química D2. (A) Distribuição de Ca, demonstrando a matriz carbonática homogênea e predominante; (B) distribuição de Sr, evidenciando sua associação típica com a fase calcítica, mas em baixas concentrações; (C-D) distribuição de Al e Si, respectivamente, ilustrando uma contribuição detrítica e silicatada mínima e localizada nesta fácies química. 39

Figura 18. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química C3. (A) Distribuição do Ca, indicando a predominância de matriz calcítica. (B-F) Distribuições de Fe, Al, K, Ba e Si, respectivamente, evidenciando concentrações coincidentes desses elementos em laminações, o que sugere aporte de material terrígeno.....40

Figura 19. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química D5. (A) Distribuição de Ca evidenciando a matriz calcítica

predominante; (B-C) distribuição de Fe e Al, respectivamente, confirmando a presença pontual de minerais detríticos acessórios; e (D) distribuição de Si revelando concentrações expressivas com morfologia nodular e esférica, associada a silicificação.....41

Figura 20. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos das fácies químicas C5 e D4. (A–D) Distribuições de Mg, Si, Fe e Al, respectivamente. A associação espacial das concentrações desses óxidos evidencia a presença de fases de argilominerais magnesianos (*e.g.*, talco e stevensita) e aluminossilicatados (*e.g.*, illita). 42

Figura 21. Diferentes tipos texturais de dolomita identificados nos poços A e B. (A) cristais de dolomita blocosa preenchendo o espaço intercristalino; (B) Cristais de dolomita blocosa bem compactados; (C) dolomita lamelar; (D) dolomita em franja com crescimento isópaco contornando as bordas dos grãos; (E) Detalhe de dolomita em sela com faces curvas e extinção ondulante (seta amarela); (F) cristais de dolomita romboédrica com hábito euédrico bem preservado. Todas as fotomicrografias em nicóis cruzados. 45

Figura 22. Distribuição estatística das variedades texturais de dolomita e litologias identificados no Poço A. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada fácies química em relação ao volume total de dolomita por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas litologias. As variedades texturais estão discriminadas em: (A) Dolomita blocosa; (B) Dolomita mosaico; (C) Dolomita lamelar; (D) Dolomita franja; (E) Dolomita em sela; (F) Dolomita romboédrica. 48

Figura 23. Distribuição estatística das variedades texturais de dolomita e litologias identificados no Poço B. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada fácies química em relação ao volume total de dolomita por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas litologias. As variedades texturais estão discriminadas em: (A) Dolomita blocosa; (B) Dolomita mosaico; (C) Dolomita lamelar; (D) Dolomita franja; (E) Dolomita em sela; (F) Dolomita romboédrica. 49

Figura 24. Distribuição estatística das variedades texturais de dolomita e fácies químicas identificados no Poço A. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada fácies química em relação ao volume total de dolomita por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas fácies químicas de óxidos (C1 a C5, representados em azul) e elementos (D1 a D5, representados em vermelho). As variedades texturais estão discriminadas em: (A) Dolomita blocosa; (B) Dolomita mosaico; (C) Dolomita lamelar; (D) Dolomita franja; (E) Dolomita em sela; (F) Dolomita romboédrica. 51

Figura 25. Distribuição estatística das variedades texturais de dolomita e fácies químicas identificados no Poço B. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada fácies química em relação ao volume total de dolomita por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas fácies químicas de óxidos (E1 a E5, representados em azul) e elementos (F1 a F4, representados em vermelho). As variedades texturais estão discriminadas em: (A) Dolomita blocosa; (B) Dolomita mosaico; (C) Dolomita lamelar; (D) Dolomita franja; (E) Dolomita em sela; (F) Dolomita romboédrica. ..52

Figura 26. Diferentes tipos texturais de sílica identificados nos poços A e B. (A) Sílica microcristalina (MS) preenchendo poro interparticular e substituindo matriz carbonática; (B) contato entre sílica microcristalina (MS) e sílica macrocristalina (MMQ), evidenciando diferentes estágios de cristalização ou substituição; (C) detalhe de cristais de sílica macrocristalina (MMQ) e sílica microcristalina (MS); (D) textura de calcedônia (Cal) com arranjo radial-fibroso característico. Todas as fotomicrografias em nicóis cruzados. 53

Figura 27. Distribuição da frequência relativa das texturas de sílica nos poços A e B. As texturas incluem macrocristalina (MS), microcristalina (MMQ) e calcedônia, segmentadas por litologia e fácies químicas. (A-B) Relação entre texturas de sílica e litologia para os poços A e B, respectivamente; (C-D) relação com fácies químicas baseadas em óxidos para os poços A e B; (E-F) relação com fácies químicas baseadas em elementos para os poços A e B. 56

Figura 28. Distribuição estatística considerando a porosidade visual e as litologias identificadas nos poços A e B. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada litologia em relação a porosidade por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas litologias. Tem-se em (A) dados do poço A e em (B) dados do poço B.....57

Figura 29. Distribuição da frequência de porosidade visual por textura de sílica (MS – macrocristalina; MMQ – microcristalina; e calcedônia). O eixo Y representa a frequência absoluta de ocorrência da variedade de sílica, enquanto o eixo X indica os intervalos de porosidade. (A) Amostras do poço A; e (B) amostras do poço B. 58

Figura 30. Distribuição da frequência absoluta da porosidade visual pela fácies químicas. (A) Fácies químicas em óxidos do poço A; (B) fácies químicas em elementos do poço A; (C) fácies químicas em óxidos do poço B; e (D) fácies químicas em elementos do poço B.....61

Figura 31. *Basemap* global de unidades de fluxo (GHE) aplicado às amostras do poço A. 62

Figura 32. *Basemap* global de unidades de fluxo (GHE) aplicado às amostras do poço B. 64

Figura 33. Distribuição dos elementos hidráulicos globais (GHE) e intensidade dos processos diagenéticos de dolomitização e silicificação ao longo do poço A, subdividido nas porções superior (5.032 – 5.058 m), intermediária (5.058 – 5.100 m) e inferior (5.100 – 5.134,2 m). O perfil detalha as texturas de dolomita, classificadas como blocosa (bloc), mosaico (mos), lamelar (lam), franja (fran), sela e romboédrica (rom) e as texturas de sílica, compreendendo microcristalina (MS), macrocristalina (MMQ) e calcedônia (Cal). Os gráficos de pizza à direita ilustram a variação percentual de cada GHE em relação à porção, permitindo a correlação direta entre a evolução diagenética e a capacidade de fluxo do reservatório. 76

Figura 34. Distribuição dos elementos hidráulicos globais (GHE) e intensidade dos processos diagenéticos de dolomitização e silicificação ao longo do poço B, subdividido nas porções superior (4.800 – 4.880 m), intermediária (4.880 – 4.990 m) e inferior (4.990 – 5.090 m). O perfil detalha as texturas de dolomita, classificadas como blocosa (bloc), mosaico (mos), lamelar (lam), franja (fran), sela e romboédrica (rom) e as texturas de sílica, compreendendo microcristalina (MS), macrocristalina (MMQ) e calcedônia (Cal). Os gráficos de pizza à direita

representam a distribuição percentual dos GHE para cada porção, permitindo a correlação direta entre a evolução diagenética e a capacidade de fluxo do reservatório. 77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Limites inferiores das unidades hidráulicas (apresentados como valores de FZI) para os 10 Elementos Hidráulicos Globais (GHEs)	17
Tabela 2. Distribuição estatística e organização estratigráfica das diferentes texturas de dolomita identificados ao longo do poço A. Os dados integram a abundância total de cada textura com sua ocorrência específica em diferentes intervalos de profundidade sendo: porção superior (5.032 – 5.058 m), porção intermediária (5.058 – 5.100 m) e porção inferior (5.100 – 5.134,2 m).....	46
Tabela 3. Distribuição estatística e organização estratigráfica das diferentes texturas de dolomita identificadas ao longo do poço B. Os dados integram a abundância total de cada textura com sua ocorrência específica em diferentes intervalos de profundidade sendo: porção superior (4.800 – 4.880 m), porção intermediária (4.880 – 4.990 m) e porção inferior (4.990 – 5.090 m).....	46
Tabela 4. Distribuição estatística e organização estratigráfica das diferentes texturas de sílica identificados ao longo do poço A. Os dados integram a abundância total de cada tipo com sua ocorrência específica em diferentes intervalos de profundidade sendo: porção superior (5.032 – 5.058 m), porção intermediária (5.058 – 5.100 m) e porção inferior (5.100 – 5.134,2 m).	54
Tabela 5. Distribuição estatística e organização estratigráfica das diferentes texturas de sílica identificados ao longo do poço B. Os dados integram a abundância total de cada tipo com sua ocorrência específica em diferentes intervalos de profundidade sendo: porção superior (4.800 – 4.880 m), porção intermediária (4.880 – 4.990 m) e porção inferior (4.990 – 5.090 m).	55
Tabela 6. Distribuição estatística e organização estratigráfica dos intervalos de porosidade para o poço A. A coluna frequência (%) indica a participação de cada intervalo de porosidade no total geral das amostras, enquanto a seção de frequência relativa (%) detalha como cada intervalo de porosidade está distribuído verticalmente entre os intervalos estratigráficos: porção superior (5.032 – 5.058 m), porção intermediária (5.058 – 5.100 m) e porção inferior (5.100 – 5.134,2 m).....	57
Tabela 7. Coeficientes de correlação de Pearson (r) e p-valor calculados para avaliar a relação entre os percentuais de porosidade visual (estimada em lâminas petrográficas) e as proporções	

relativas das diferentes texturas de dolomita descritas ao longo do poço A. As correlações foram determinadas considerando um intervalo de confiança de 95%. 59

Tabela 8. Distribuição estatística e organização estratigráfica dos intervalos de porosidade para o poço B. A coluna frequência (%) indica a participação de cada intervalo de porosidade no total geral das amostras, enquanto a seção de frequência relativa (%) detalha como cada intervalo de porosidade está distribuído verticalmente entre os intervalos estratigráficos: porção superior (4.800 – 4.880 m), porção intermediária (4.880 – 4.990 m) e porção inferior (4.990 – 5.090 m). 59

Tabela 9. Coeficientes de correlação de Pearson (r) calculados para avaliar a relação entre os percentuais de porosidade visual (estimada em lâminas petrográficas) e as proporções relativas das diferentes texturas de dolomita descritas ao longo do poço B. As correlações foram determinadas considerando um intervalo de confiança de 95%. 60

Tabela 10. Distribuição estatística e organização estratigráfica dos GHE para o poço A. A coluna frequência (%) indica a participação de cada GHE no total geral das amostras, enquanto a seção de frequência relativa (%) detalha como cada intervalo de porosidade está distribuído verticalmente os intervalos estratigráficos: porção superior (5.032 – 5.058 m), porção intermediária (5.058 – 5.100 m) e porção inferior (5.100 – 5.134,2 m). 63

Tabela 11. Distribuição estatística e organização estratigráfica dos GHE para o poço B. A coluna frequência (%) indica a participação de cada GHE no total geral das amostras, enquanto a seção de frequência relativa (%) detalha como cada intervalo de porosidade está distribuído verticalmente os intervalos estratigráficos: porção superior (4.800 – 4.880 m), porção intermediária (4.880 – 4.990 m) e porção inferior (4.990 – 5.090 m). 65

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Fácies químicas em óxidos estabelecidas para o poço A por meio de análise multivariada aplicada a dados de FRX portátil.	32
Quadro 2. Fácies químicas em elementos estabelecidas para o poço A por meio de análise multivariada aplicada a dados de FRX portátil.	32
Quadro 3. Fácies químicas em óxidos estabelecidas para o poço B por meio de análise multivariada aplicada a dados de FRX portátil.	33
Quadro 4. Fácies químicas em elementos estabelecidas para o poço B por meio de análise multivariada aplicada a dados de FRX portátil.	34
Quadro 5. Relação entre elementos hidráulicos globais (GHE), fácies químicas em óxidos (C1 a C5) e em elementos (D1 a D5), litologias, intervalo estratigráfico e constituintes diagenéticos para o poço A.....	72
Quadro 6. Relação entre elementos hidráulicos globais (GHE), fácies químicas em óxidos (E1 a E5) e em elementos (F1 a F4), litologias, intervalo estratigráfico e constituintes diagenéticos para o poço B.....	73

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	1
2.	OBJETIVOS	2
3.	GEOLOGIA REGIONAL	3
3.1	Bacia de Santos	3
3.2	Evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Santos.....	4
3.3	Intervalo pré-sal da Bacia de Santos	7
3.3.1	Formação Itapema	8
3.3.2	Formação Barra Velha.....	9
4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
4.1	Materiais.....	10
4.2	Métodos	11
4.2.1	Descrição litológica em escalas macro- e microscópicas.....	12
4.2.2	Fácies químicas	13
4.2.3	<i>Rock typing</i>	16
4.2.4	Análise estatística	18
5.	RESULTADOS	19
5.1	Caracterização litológica.....	19
5.1.1	Rochas carbonáticas formadas <i>in situ</i>	19
5.1.2	Rochas carbonáticas retrabalhadas	25
5.1.3	Litologias de ocorrência subordinada.....	28
5.2	Fácies químicas	31
5.3	Constituintes diagenéticos e porosidade visual	43
5.3.1	Dolomita	43
5.3.2	Sílica.....	53
5.3.3	Porosidade visual.....	56
5.4	<i>Rock typing</i> e elementos hidráulicos globais (GHE)	61
6.	INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO	65
6.1	Processos deposicionais	65
6.2	Processos diagenéticos e suas variações nas sucessões dos poços A e B	

6.3	Padrões de <i>rock typing</i> nos poços A e B	71
7.	CONCLUSÃO.....	79
	REFERÊNCIAS	81

1. INTRODUÇÃO

A exploração de hidrocarbonetos na Bacia de Santos ganhou notoriedade com a descoberta das gigantescas reservas de petróleo no intervalo pré-sal, em águas ultraprofundas. A declaração de comercialidade do Campo de Tupi, em 2006, representa um divisor de águas para o setor de óleo e gás no Brasil, consolidando um novo *play* de reservatórios carbonáticos situados abaixo do sal (Chagas *et al.*, 2024).

Essa descoberta colocou as rochas carbonáticas não marinhas no centro de intensos debates entre geocientistas. Com características singulares e alta variabilidade litofaciológica, essas rochas apresentam desafios tanto na compreensão dos processos relacionados à sua gênese quanto na análise das modificações pós-deposicionais. Tais fatores exercem um controle direto sobre o desenvolvimento do espaço poroso e geram heterogeneidades que influenciam as propriedades desses carbonatos como reservatório (Pietzsch *et al.*, 2018; Gomes *et al.*, 2025). Com isso, tem-se um desafio significativo para a sua caracterização e para a previsão do comportamento dos fluidos.

Atualmente, tem-se uma compreensão muito mais assertiva acerca dos processos biológicos, químicos e diagenéticos envolvidos na sua história evolutiva. Um dos modelos deposicionais mais aceitos sugere que esses carbonatos se formaram por precipitação abiótica em um ambiente lacustre altamente alcalino e hipersalino, com ciclos de rasamento e afogamento bem definidos pela ocorrência de fácies de calcilutitos, *spherulestones* e *shrubstones* (Wright e Barnett, 2014 e 2015; Lima e De Ros, 2019; Basso *et al.*, 2020; e Wright, 2022).

Os processos diagenéticos acrescentam ainda mais complexidade à história dessas rochas. Geralmente pervasivos, atuam desde a interface água-sedimento, sob condições extremamente rasas de soterramento (Zeitoun *et al.*, 2022), até estágios mais profundos, associados à mesodiagênese, obliterando texturas, estruturas e a composição primária desses carbonatos. Essas transformações representam um desafio adicional para a compreensão das propriedades permo-porosas, uma vez que tais processos podem tanto preencher o espaço poroso (*e.g.*, por precipitação de dolomita e sílica) quanto gerar porosidade secundária por dissolução.

A caracterização petrofísica dos reservatórios carbonáticos do pré-sal constitui um dos principais desafios para a exploração e produção de hidrocarbonetos, devido à elevada heterogeneidade dessas rochas. A determinação confiável de parâmetros como porosidade e permeabilidade é essencial para compreender a distribuição do fluxo e o desempenho produtivo dos reservatórios (Tiab e Donaldson, 2024). Contudo, as variações texturais, composicionais e

diagenéticas desses carbonatos geram forte complexidade permo-porosa, dificultando a previsão do comportamento dos fluidos.

Diante desse cenário, torna-se fundamental o desenvolvimento de estudos que integrem as características texturais, químicas e permo-porosas dessas rochas. A classificação em unidades com comportamento hidráulico semelhante representa uma estratégia eficaz para reduzir incertezas associadas às heterogeneidades do reservatório. Essa abordagem é crucial para compreender o comportamento dinâmico dos fluidos e, consequentemente, otimizar a previsão do desempenho e o desenvolvimento do campo.

Para atender a essa necessidade, destaca-se o *rock typing*, uma abordagem amplamente consolidada em campos carbonáticos globais, especialmente no Oriente Médio, onde se beneficia de décadas de aplicação em reservatórios gigantes e extensivamente estudados (Giot *et al.*, 2000; Tavakoli *et al.*, 2022), mas ainda pouco aplicada no pré-sal brasileiro, em particular na Bacia de Santos (Nunes *et al.*, 2022). Trata-se de um método de classificação de rochas reservatório que agrupa unidades com propriedades semelhantes de porosidade, permeabilidade e comportamento de fluxo. A integração das classes de *rock typing* com dados litológicos e químicos, estes últimos organizados em fácies químicas, conforme propõem dos Santos *et al.* (2025), tem potencial para fornecer uma caracterização mais robusta e detalhada dos reservatórios do pré-sal.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal deste estudo é realizar uma caracterização integrada que utiliza o método de *rock typing* (*sensu* Corbett e Potter, 2004) em conjunto com a análise petrográfica e geoquímica. Fundamentado nas fácies químicas estabelecidas por dos Santos *et al.* (2025), busca-se analisar como a composição química e os constituintes mineralógicos influenciam as propriedades petrofísicas das rochas reservatório do pré-sal. A integração desses dados permite uma compreensão abrangente das relações entre a litofácies, a assinatura geoquímica e a resposta petrofísica, com a finalidade de aprofundar o entendimento sobre os controles deposicionais e diagenéticos na evolução da porosidade e permeabilidade, fornecendo subsídios para a otimização da produção de hidrocarbonetos.

Além disso, a aplicação da técnica em duas sucessões litológicas distintas possibilita uma análise comparativa, favorecendo a identificação de diferenças e similaridades entre os reservatórios. Essa abordagem contribui para uma caracterização mais detalhada e auxilia na redução de incertezas nos modelos de reservatórios do pré-sal.

Os objetivos específicos incluem: (i) integrar fácies químicas e dados litológicos em escalas macro- e microscópicas, estabelecendo relações entre as fácies químicas, as litologias e os diferentes tipos texturais dos principais minerais diagenéticos; (ii) definir unidades de fluxo para as sucessões litológicas analisadas e correlacioná-las com as fácies químicas, promovendo uma integração dos resultados obtidos; e (iii) caracterizar e comparar as duas sucessões litológicas, destacando suas particularidades em termos de composição, litologia e propriedades petrofísicas, contribuindo para uma compreensão mais detalhada da variabilidade desses reservatórios.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Bacia de Santos

A Bacia de Santos se estende do litoral sul do estado do Rio de Janeiro até o norte de Santa Catarina, abrangendo a costa dos estados de São Paulo e Paraná (Figura 1). É a maior bacia sedimentar marítima do Brasil, com uma área aproximada de 350.000 km² até a cota batimétrica de 3.000 metros. Sua origem está associada aos pulsos tectônicos iniciados no Eocretáceo (Neocomiano), os quais resultaram na separação entre América do Sul e África e na abertura do oceano Atlântico Sul (Moreira *et al.*, 2007; Caldas e Zalán, 2009).

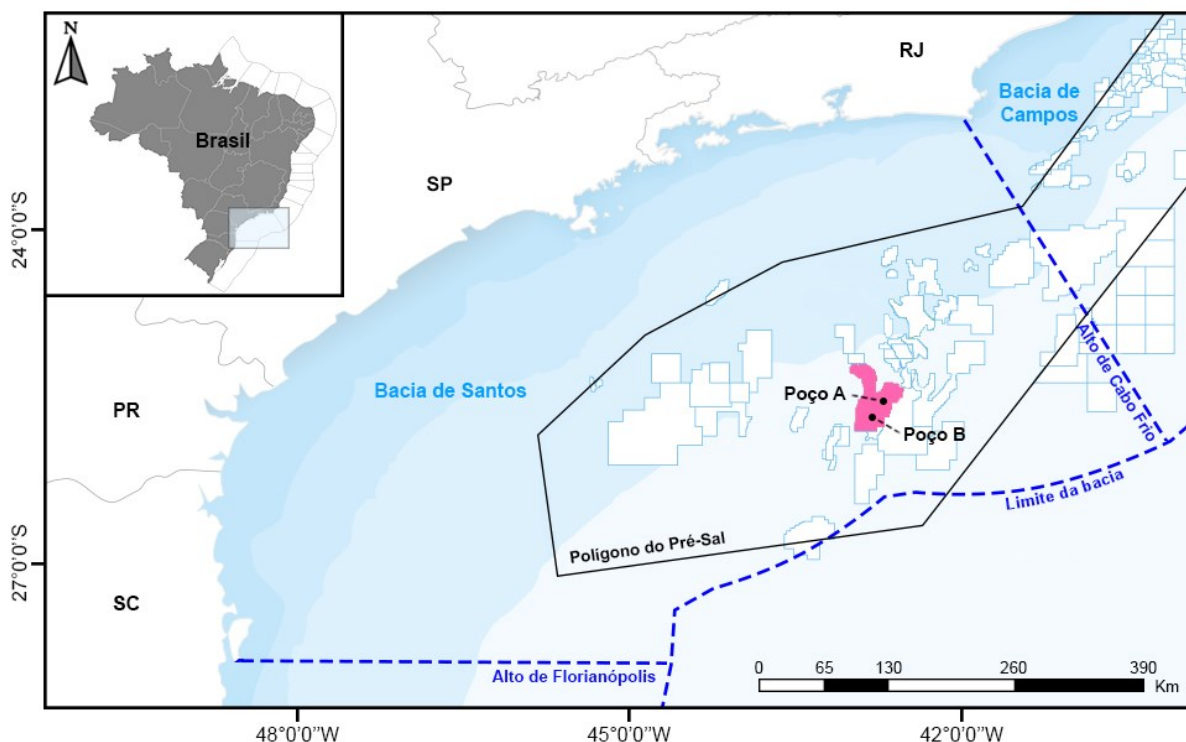
Seus limites são bem definidos por altos estruturais e feições geográficas: ao norte, a separação entre as bacias de Santos e Campos é marcada pelo Alto de Cabo Frio, enquanto ao sul, sua extensão é restringida pela Bacia de Pelotas, com o Alto de Florianópolis marcando essa divisão (Figura 1). A oeste, a bacia é margeada pelo Maciço da Carioca e pelas serras do Mar e da Mantiqueira, e a leste, seu limite é determinado pela borda externa do Platô de São Paulo (Macedo, 1989; Moreira *et al.*, 2007; Caldas e Zalán, 2009).

O embasamento cristalino da Bacia de Santos é formado por granitos e gnaisses pré-cambrianos do Complexo Costeiro, além de rochas metassedimentares da Faixa Ribeira. Os basaltos da Formação Camboriú, datados do Cretáceo Inferior e formados durante os estágios iniciais de ruptura do Gondwana, constituem o embasamento econômico da bacia, marcando o início de sua evolução (Moreira *et al.*, 2007; Rigoti, 2015).

Sobre os basaltos, encontra-se uma espessa sucessão sedimentar, que pode atingir até 15 km de espessura (Moreira *et al.*, 2007). De acordo com Milani *et al.* (2007), essa sucessão preserva registros de deposição continental, associada aos estágios iniciais do rifteamento, seguida por uma fase restrita/lagunar, responsável pela formação dos principais reservatórios e

da espessa camada de sal que define o topo do intervalo pré-sal. Com a evolução da bacia para uma margem passiva, acumulam-se depósitos característicos de ambientes costeiros, marinho raso (plataformal) e marinho profundo.

Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Santos, situada na costa leste do Brasil e delimitada pelos altos de Florianópolis e Cabo Frio. Destaca-se a posição dos testemunhos de sondagem (A e B) utilizados neste estudo de caso, ambos adquiridos no Campo de Tupi.



Fonte: Modificado de Plantz e Borghi (2023).

3.2 Evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Santos

A Bacia de Santos é uma bacia de margem passiva, formada durante a fragmentação do supercontinente Gondwana e a subsequente abertura do Oceano Atlântico Sul (Caldas e Zalán, 2009). Os esforços divergentes que deram origem a bacia tiveram início na porção sul do supercontinente, estando intimamente relacionados ao estiramento litosférico, intumescência do manto e à ocorrência de anomalias térmicas (*hot spots* – Asmus e Baiche, 1983; Silva e Pereira, 2017).

Neste contexto, é consenso na literatura que a sedimentação na bacia esteve intimamente relacionada a três grandes estágios tectônicos (rifte, pós-rifte e drifte). No entanto, o limite, posição e idade destas fases evolutivas são, ainda hoje, controversos (*q.v.*, Pereira e Feijó, 1994; Dias, 2005; Moreira *et al.*, 2007). De acordo com Zalán *et al.* (2011) e Peron-Pinvidic *et al.*

(2013), o rifteamento ocorre de forma progressiva e diácrona, sendo assim, durante a separação continental, enquanto alguns segmentos já avançaram para a fase pós-rifte, outros permanecem no estágio de rifte, apresentando diferentes graus de estiramento crustal, o que explica as variadas interpretações encontradas na literatura.

De acordo com o modelo clássico de Moreira *et al.* (2007) para a Bacia de Santos, a fase rifte (Hauteriviano – Aptiano) é caracterizada por tectônica extensional com basculamento e rotação de blocos, resultando na reativação de estruturas do embasamento e na formação de um mosaico de falhas sintéticas e antitéticas. Esse regime tectônico levou ao desenvolvimento de grábens, semi-grábens e hemi-grábens (Mohriak, 2003; Moreira *et al.*, 2007; Souza e Sgarbi, 2019), criando espaço para a acomodação dos basaltos da Formação Camboriú e para a deposição de uma espessa sucessão sedimentar, que corresponde às formações Piçarras e Itapema, unidades inferiores do Grupo Guaratiba (Figura 2 – Moreira *et al.*, 2007). A Formação Piçarras foi depositada entre o estágio inicial e o clímax tectônico da fase rifte, no Barremiano (Figura 2), e a deposição da Formação Itapema ocorreu nos estágios finais de subsidência mecânica, entre o Neobarremiano e o Eoaptiano (Figura 2– Moreira *et al.*, 2007).

A fase subsequente (pós-rifte), datada do final do Aptiano (Figura 2), é marcada por relativa estabilidade tectônica e subsidência térmica flexural, resultando em uma fisiografia de golfo alongado (Moreira *et al.*, 2007; Caldas e Zalán, 2009). Essa configuração, aliada às condições climáticas da época, favoreceram a deposição de uma espessa sucessão de rochas carbonáticas e evaporíticas, que caracterizam as formações Barra Velha e Ariri, unidades superiores do Grupo Guaratiba (Figura 2 – Moreira *et al.*, 2007). Tem-se, deste modo, os carbonatos não marinhos intercalados com laminitos da Formação Barra Velha e as espessas camadas de evaporitos (halita e anidrita) da Formação Ariri, que marcam o topo do intervalo pré-sal (Moreira *et al.*, 2007).

Ainda de acordo com Moreira *et al.* (2007), a bacia possui uma fase drifte, que se estende do Albiano ao recente e é marcada pelo espalhamento do assoalho oceânico e pela abertura do Atlântico Sul, representando a transição da bacia para uma margem passiva (Caldas e Zalán, 2009). Durante essa fase, destaca-se a flexura do embasamento, resultante da subsidência térmica, e a influência da halocinese, fatores que controlaram a distribuição dos sedimentos carbonáticos neoalbianos, a progradação de sedimentos marinhos siliciclásticos e a deposição de águas profundas, representados, respectivamente, pelos grupos Camburi, Frade e Itamambuca (Caldas e Zalán, 2009; Moreira *et al.*, 2007; Charboureau *et al.*, 2013), que, em conjunto, representam o intervalo conhecido como pós-sal.

Figura 2. Diagrama cronoestratigráfico do intervalo pré-sal da Bacia de Santos. A evolução tectono-estratigráfica é apresentada em (1) de acordo com o modelo clássico de Moreira *et al.* (2007); em (2) segundo Buckley *et al.* (2015), Barnett *et al.* (2018) e Farias *et al.* (2019); em (3) tem-se a proposta de Karner e Gamboa (2007), Torsvik *et al.* (2009) e Moulin *et al.* (2013); em (4) o refinamento de Minzoni *et al.* (2021) e Adriano *et al.* (2022); e em (5) o modelo mais recente, proposto por Dehler *et al.* (2024).

Ma	Período	Idade	Andar Local	Grupo	Formação	Discordâncias	Evolução tectônica				
							(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
115	Cretáceo Inferior	Aptiano	Alagoas	GUARATIBA	Ariri	base do sal	Pós-Rifte	Pós-Rifte	Rifte	Rifte tardio	Rifte II
					Barra Velha superior						
120					Barra Velha	intra-Alagoas					
		Barra Velha inferior	pré-Alagoas		Rifte	Rifte		Rifte superior			
125		Itapema	pré-Jiquiá					Rifte inferior			
130		Barremiano	Buracica		Piçarras	topo do basalto	Rifte			Rifte I	
			Hauteriviano		Aratu	Camboriú					
135		Rio da Serra									

Fonte: Modificado de Adriano *et al.* (2022).

Em estudos mais recentes, dedicados à melhor compreensão da evolução tectono-estratigráfica do pré-sal, autores sugerem modelos distintos daquele proposto por Moreira *et al.* (2007), divergindo quanto à duração da fase rifte e à ocorrência de sedimentação associada à fase de quiescência tectônica (Figura 2). Buckley *et al.* (2015), Barnett *et al.* (2018) e Farias *et al.* (2019), admitem que a discordância Intra-Alagoas, uma superfície de erosão regional, interna a Formação Barra Velha, marca o final do período de mais intensa atividade tectônica da bacia e, deste modo, assumem que a unidade pode ser dividida em Formação Barra Velha inferior e superior. A primeira, associada a uma fase rifte tardia e a segunda relacionada a fase pós-rifte (Figura 2).

Karner e Gamboa (2007), Torsvik *et al.* (2009) e Moulin *et al.* (2013), por sua vez, entendem que toda a deposição do pré-sal ocorreu em um contexto de tectônica ativa (Figura 2). Tal hipótese é retomada e refinada por Minzoni *et al.* (2021) e Adriano *et al.* (2022), que, com base nos diferentes estilos estruturais observados em seções sísmicas, subdividem a fase rifte em: (i) inferior, associado aos depósitos das formações Camboriú e Piçarras; (ii) superior, que engloba as formações Itapema e Barra Velha inferior; e (iii) rifte tardio, relacionado a deposição das formações Barra Velha superior e Ariri (Figura 2).

Dehler *et al.* (2024), por sua vez, sugerem que o desenvolvimento do pré-sal foi resultado de dois períodos de maior atividade tectônica, denominados rifte I e rifte II, separados por um breve período de quiescência. A fase rifte I de Dehler *et al.* (2024) é equivalente ao rifte inferior de Minzoni *et al.* (2021) e Adriano *et al.* (2022), compreendendo o estágio inicial de estiramento crustal, caracterizado por falhamentos com trends SW-NE e N-S, de alto rejeito, formando calhas e grábens profundos. Contudo, para Dehler *et al.* (2024) toda a sedimentação seguinte é penecontemporânea à reativação tectônica da fase rifte II (Figura 2), menos intensa que a fase anterior.

3.3 Intervalo pré-sal da Bacia de Santos

O pré-sal, cuja importância se dá por concentrar algumas das maiores reservas de petróleo do Brasil, sendo responsável por 79,63% da produção nacional em 2025 (ANP, 2025), corresponde ao intervalo estratigráfico localizado em subsuperfície, entre o embasamento cristalino e a extensa e espessa camada de sal. O intervalo se estende entre os estados de Santa Catarina e Espírito Santo, em uma área de aproximadamente 800 km de extensão por 200 km de largura, denominada polígono do pré-sal (Figura 1 – Mello *et al.*, 2005), que abrange as bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Tal área encontra-se a cerca de 300 km da costa brasileira, em profundidades de aproximadamente 5 km, sendo cerca de 2 km correspondentes à lâmina d'água, 1 km aos sedimentos do pós-sal e 2 km à camada de sal (Mohriak *et al.*, 2008).

Geologicamente, o pré-sal engloba rochas vulcânicas sobrepostas por um pacote sedimentar composto predominantemente por rochas carbonáticas lacustres, folhelhos orgânicos e sílex, limitado, no topo, pela camada de sal. Essa sucessão reflete a complexidade dos sistemas lacustres do pré-sal. Embora existam interpretações que atribuam a origem dessas rochas à atividade biológica, referindo-se a elas como microbialitos (*e.g.*, Muniz e Bosence, 2015; Araújo *et al.*, 2024), a vertente aqui adotada propõe uma gênese predominantemente abiótica, controlada pela hidroquímica extrema do lago. Sob esta ótica, as fácies *in situ* são descritas como precipitados químicos na forma de agregados fasciculares (*shrubs*) e esferulititos (*e.g.*, Wright e Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Gomes *et al.*, 2020), que ocorrem frequentemente associadas a fácies retrabalhadas (*grainstones*). A evolução de todo esse pacote foi influenciada por uma complexa interação entre processos tectônicos, variações climáticas, química da água e eventos hidrotermais. Na Bacia de Santos, essa sucessão corresponde litoestratigraficamente às formações Camboriú, Piçarras, Itapema, Barra Velha e Ariri (Figura 2).

A Formação Piçarras está disposta, de modo discordante, sobre os basaltos da Formação Camboriú. É caracterizada inicialmente por conglomerados e arenitos polimíticos associados a leques aluviais, que marcam a borda de falha ativa da bacia. Contudo, a unidade também inclui arenitos, siltitos e folhelhos orgânicos com valores de carbono orgânico total que atingem, em média, 7%. Devido a essa característica, esses folhelhos, depositados em sistemas lacustres anóxicos da fase rifte, constituem o principal intervalo gerador da bacia (Chang *et al.*, 2008; Moreira *et al.*, 2007; Zuo *et al.*, 2022). Em estudo mais recente, Leite *et al.* (2020) descrevem a ocorrência de depósitos híbridos retrabalhados, bem como ooides e peloides de talcoestevensita na Formação Piçarras, sugerindo que sua gênese está associada a condições de alta alcalinidade.

A Formação Itapema e a Formação Barra Velha ganham relevância por constituírem as principais unidades reservatórios do pré-sal da Bacia de Santos, abrigando as maiores acumulações provadas de óleo da bacia (Araújo *et al.*, 2024). Ambas são caracterizadas como reservatórios de alta complexidade geológica, apresentando heterogeneidades marcantes no espaço permo-poroso em decorrência de processos deposicionais e modificações diagenéticas intensas (Araújo *et al.*, 2024).

3.3.1 Formação Itapema

A Formação Itapema tem como limite inferior a discordância pré-Jiquiá, uma marcante discordância angular, que, de acordo com Dehler *et al.* (2024), marca a passagem da fase rifte I para a fase rifte II (Figura 2), promovendo a reorganização dos sistemas deposicionais no Andar Jiquiá (Araújo *et al.*, 2024). Já o topo da unidade é marcado pela discordância pré-Alagoas (Figura 2), que, segundo Moreira *et al.* (2007), registra um importante evento erosivo regional associado a reativação tectônica e mudanças paleogeográficas, separando a Formação Itapema das unidades subjacentes.

A Formação Itapema é caracterizada por espessas sucessões de *grainstones*, *packstones* e *wackestones* bioclásticos constituídos predominantemente por acumulações esqueléticas de moluscos bivalves, as coquinas *sensu* Pettijohn (1957). A intercalação dessas fácies com folhelhos orgânicos e margas reflete o dinamismo de um sistema lacustre onde zonas de águas rasas e alta energia coexistiam com depósitos de regiões mais profundas e anóxicas (Moreira *et al.*, 2007; Chinelatto *et al.*, 2020). Essa configuração, somada aos altos teores de matéria orgânica, sugere condições de elevada produtividade biológica sob influência de um clima quente e úmido (Dias, 2005; Beurlen *et al.*, 2007).

Os calcirruditos e calcarenitos bioclásticos constituem as fácies reservatório de maior qualidade da Formação Itapema e suas características permo-porosas estão intrinsecamente ligadas à evolução diagenética. Estudos detalhados indicam que a porosidade primária é afetada pela micritização e pela recristalização precoce dos bioclastos, com a dolomitização microcristalina ocorrendo durante a eodiagênese intermediária (Simon, 2024).

No entanto, é na mesodiagênese que ocorrem os maiores impactos: os processos de cimentação por calcita e sílica, que variam em hábito (drusiforme, poiquilotópico) e intensidade, promovem a obliteração do espaço poroso em níveis estratigráficos classificados como não-reservatório ou, ainda, barreiras de fluxo (Simon, 2024). Em contraste, o principal fator de preservação e ganho de porosidade é a dissolução. Este processo atua de forma seletiva sobre os constituintes primários (bivalves e ooides) e diagenéticos, gerando porosidade secundária (móldica e vugular) crucial para a qualidade final dos melhores reservatórios, com porosidade média variando em torno de 11% (Araújo *et al.* 2024).

3.3.2 Formação Barra Velha

A Formação Barra Velha, de idade Aptiana (Andar Alagoas), teve sua origem inicialmente associada a uma subsidência térmica regional, ocorrida durante a fase pós-rifte da Bacia de Santos (Moreira *et al.*, 2007). Todavia, os modelos evolutivos mais recentes colocam a unidade em um contexto de tectônica ativa (Figura 2), admitindo o efeito da subsidência mecânica, que, embora localizada, ocorre de forma heterogênea ao longo da bacia (Dehler *et al.*, 2024).

Quanto à evolução deposicional, observa-se uma tendência de aumento na alcalinidade e aridez entre os andares Jiquiá e Alagoas, o que, associado ao evento erosivo regional registrado pela discordância pré-Alagoas, controlou a deposição dos carbonatos da Formação Barra Velha, culminando com a precipitação dos evaporitos da Formação Ariri (Figura 2 – Moreira *et al.*, 2007; Araújo *et al.*, 2024).

As rochas da Formação Barra Velha foram inicialmente descritas como calcários estromatolíticos, laminitos microbiais (Moreira *et al.*, 2007) ou, ainda, estromatólitos, dendrolitos e leiólitos (Terra *et al.*, 2010), termos que possuem uma conotação genética e indicam intensa atividade microbial em sua gênese. Atualmente, grande parte dessas rochas são interpretadas como produto da precipitação abiótica de carbonatos e silicatos magnesianos, formados em um ambiente lacustre com alta alcalinidade e salinidade. Este sistema é caracterizado por ciclos de evaporação bem definidos, evidenciados pela ocorrência de fácies

de calcilutitos, *spherulestones* e *shrubstones* (Wright e Barnett, 2014 e 2015; Lima e De Ros, 2019; Basso *et al.*, 2020; e Wright, 2022).

A principal exceção do modelo abiótico está localizada no topo da Formação Barra Velha. Trata-se de um intervalo com cerca de 30 metros de espessura, que guarda evidências da instalação de uma planície microbial (da Silva *et al.*, 2025), refletindo uma fase final de precipitação com influência microbiana, ausência de argilas magnesianas e evidências de exposição subaérea, marcando a transição para o ambiente evaporítico (Araújo *et al.*, 2024; Souto, 2010).

Os carbonatos da Formação Barra Velha constituem o principal reservatório do pré-sal da Bacia de Santos. Nessas rochas, além das particularidades texturais dadas pelo contexto deposicional, destaca-se a intensa interação entre processos de dolomitização, silicificação e dissolução, sendo a substituição de argilas e carbonatos por dolomita um dos mecanismos de modificação pós-deposicional mais relevantes. Em fases precoces, a formação de dolomita microcristalina e romboédrica é controlada por variações na composição da água do lago (Martiny, 2024; De Carvalho e Fernandes, 2021).

Já a dolomita em sela, por exemplo, é um produto mesodiagenético e hidrotermal. Essa influência hidrotermal é ratificada pela presença de minerais como barita, celestina e fluorita, que, associados à dolomita em sela, ocorrem concentrados em altos estruturais, como produto da circulação de fluidos enriquecidos em elementos incompatíveis com o sistema lacustre primário (Lima e De Ros, 2019).

Apesar da intensa cimentação e substituição de seus constituintes primários, a Formação Barra Velha apresenta uma porosidade que varia tipicamente entre 6 e 12%, com tipos de poros que incluem os de arcabouço (*growth framework*), intergranular, vugular (por dissolução) e por fraturas ou brechas. Níveis com menor cimentação precoce (eodiagenética) e com predomínio de poros vugulares e móldicos, gerados por dissolução, exibem valores mais elevados de porosidade, chegando aos 15% (Araújo *et al.*, 2024).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Materiais

Os dados utilizados neste estudo são oriundos de testemunhos de sondagem de dois poços (A e B) perfurados no Campo de Tupi, pré-sal da Bacia de Santos (Figura 1). Os referidos testemunhos integram o acervo da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e

Biocombustíveis (ANP) e foram temporariamente cedidos para análise ao Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed – UFRJ), por meio do Projeto P, D&I PRESAL – Caracterização geológica de reservatórios carbonáticos do intervalo pré-sal da Bacia de Santos, correlatos (Bacias de Sergipe e Alagoas) e análogos (Fundação Coppetec / UFRJ-IGEO-20.951).

O topo dos testemunhos dos poços A e B corresponde à porção mais superior da Formação Barra Velha, amostrada nas proximidades do contato com a base do sal (Formação Ariri). A partir deste contato, em direção às unidades mais antigas da bacia, o poço A foi amostrado em dois intervalos, entre 5.032,00 e 5.082,55 m e 5.106,00 e 5.134,20 m de profundidade, totalizando 78,75 m de rochas recuperadas, atribuídas exclusivamente à Formação Barra Velha, com um *gap* de 23,40 m entre os intervalos. Já o poço B, também amostrado em dois intervalos, entre 4.840,90 e 5.040,35 m e 5.055,10 e 5.087,00 m de profundidade, possui um *gap* menor, de apenas 14,75 m, e totaliza 231,35 m de rochas recuperadas, dos quais os 199,45 m superiores correspondem à Formação Barra Velha e os 31,90 m restantes são associados à Formação Itapema.

Considerando os intervalos testemunhados dos poços A e B, foi gerado e sistematizado, no âmbito do Projeto P, D&I PRESAL, um extenso conjunto de dados que integra o acervo do Lagesed – UFRJ. Desse acervo, foram disponibilizados para o presente estudo de caso:

- (a) imagens de alta resolução e descrições detalhadas (escala 1:40) dos 78,75 m de testemunhos do poço A e dos 231,35 m de testemunhos do poço B;
- (b) *scans* de alta resolução com polarização múltipla e descrições semiquantitativas de 263 lâminas petrográficas confeccionadas ao longo dos testemunhos do poço A e 513 confeccionadas ao longo dos testemunhos do poço B;
- (c) dados químicos quantitativos e mapas elementares obtidos por microfluorescência de raios-X (micro-FRX) em 59 lâminas do poço A; e
- (d) dados de porosidade e permeabilidade provenientes de análises laboratoriais realizadas em 1.076 plugues horizontais, dos quais 233 foram obtidos ao longo dos testemunhos do poço A e 843 ao longo dos testemunhos do poço B.

Além disso, o estudo utiliza as fácies químicas definidas por dos Santos *et al.* (2025) para os testemunhos dos poços A e B. Essas fácies foram definidas a partir das concentrações de óxidos e elementos químicos, quantificadas por meio de fluorescência de raios-X portátil (p-FRX).

4.2 Métodos

4.2.1 Descrição litológica em escalas macro- e microscópicas

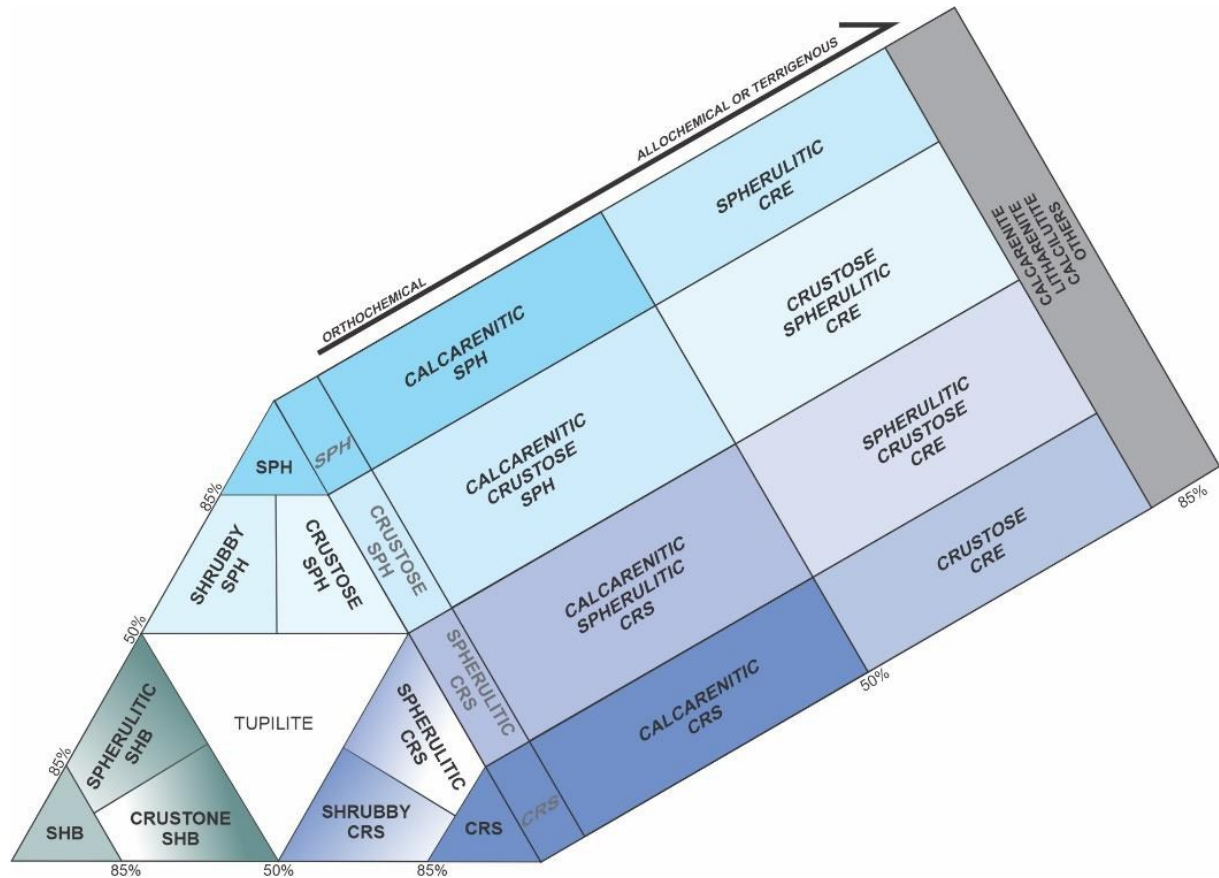
Os testemunhos de sondagem e as lâminas petrográficas dos poços A e B foram previamente descritos por colaboradores do Projeto P, D&I PRESAL e, neste estudo, procedeu-se ao reconhecimento e validação de seus principais aspectos a partir de imagens de alta resolução, que fazem parte do acervo do Lagesed – UFRJ.

As imagens disponibilizadas dos testemunhos de sondagem foram obtidas no analisador de testemunhos CoreScan da marca DMT e permitiram o reconhecimento da litologia, textura, cor (segundo a escala de cores de Munsell, 2012), tipos de contatos estratais e estruturas sedimentares. Embora baseadas em dados digitais, adotou-se a metodologia de descrição sedimentológica proposta por Selley (1968), utilizando-se escala de 1:40.

A partir dos *scans* com polarização múltipla das lâminas petrográficas, obtidos no *scanner* de lâminas ZEISS Axioscan 7, foi possível reconhecer variações texturais, estruturas sedimentares, composição primária e diagenética, tipos de poros e a forma de ocorrência dos constituintes na rocha. Além disso, foi realizada, a partir de estimativas visuais em pelo menos cinco campos distintos de cada lâmina, a quantificação da porosidade visual e dos diferentes tipos texturais de dolomita e sílica. A visualização das imagens foi feita a partir do *software* ZEISS ZEN Blue (versão 3.3), que também possibilita a captura de fotomicrografias.

Após o reconhecimento das feições descritas, as rochas foram classificadas de acordo com Borghi *et al.* (2022). O modelo, apresentado na Figura 3, baseia-se em um diagrama quaternário que combina: (1) texturas formadas *in situ* (*crustone*, *shrubstone* e *spherulestone*), definidas por critérios como morfologia de cristais (fibrosos, prismáticos ou microcristalinos), padrões de crescimento (fractal, ramificado ou esferulítico) e presença de matriz; e (2) rochas retrabalhadas, classificadas conforme o tamanho dos grãos (calcilutito, calcarenito e calcirrudito, *sensu* Folk, 1962) e composição (carbonática ou híbrida, esta última com percentual de siliciclásticos <50%).

Figura 3. Diagrama quaternário para classificação das rochas carbonáticas do pré-sal, em que SPH = *spherulestone*; SHB = *shrubstone*; CRS = *crustone*; e CRE = calcarenito.



Fonte: Borghi *et al.* (2022).

A classificação dos tipos texturais de sílica observados neste estudo foi baseada na abordagem proposta por Pereira *et al.* (2023), que descrevem os diferentes estilos de ocorrência da sílica no pré-sal da Bacia de Santos e distinguem três variedades texturais principais: sílica microcristalina, calcedônia e quartzo macrocristalino.

Embora alguns modelos de classificação textural de dolomita sejam amplamente utilizados (*q.v.*, Randazzo e Zachos, 1983; Sibley e Gregg, 1987; e Scholle e Scholle, 2003), na literatura específica sobre as rochas do pré-sal (*e.g.* Wright e Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Lima e De Ros, 2019; Carramal *et al.*, 2022) as texturas de dolomita mais recorrentes e presentes em maior volume são descritas como: blocosa, mosaico, em franja, em sela, romboédrica e lamelar, terminologia adotada neste estudo.

4.2.2 Fácies químicas

As fácies químicas que caracterizam os poços A e B foram definidas por dos Santos *et al.* (2025) por meio de um fluxo de análise não supervisionada. Com o intuito de ressaltar tendências composicionais e minimizar vieses instrumentais inerentes aos dados de fluorescência de raios-X portátil (p-FRX), os autores aplicaram técnicas de análise multivariada de agrupamento. Conforme detalha a Figura 4, esse fluxo de trabalho compreende etapas que vão desde a organização, limpeza e imputação da base de dados até a análise estatística básica, transformação de variáveis e eliminação de *outliers*. O processamento final envolveu a Análise de Componentes Principais (PCA) seguida pelo agrupamento via algoritmo *k-Means*. Maiores detalhes sobre essa metodologia, bem como os parâmetros específicos de aquisição dos dados químicos, podem ser consultados na referida obra.

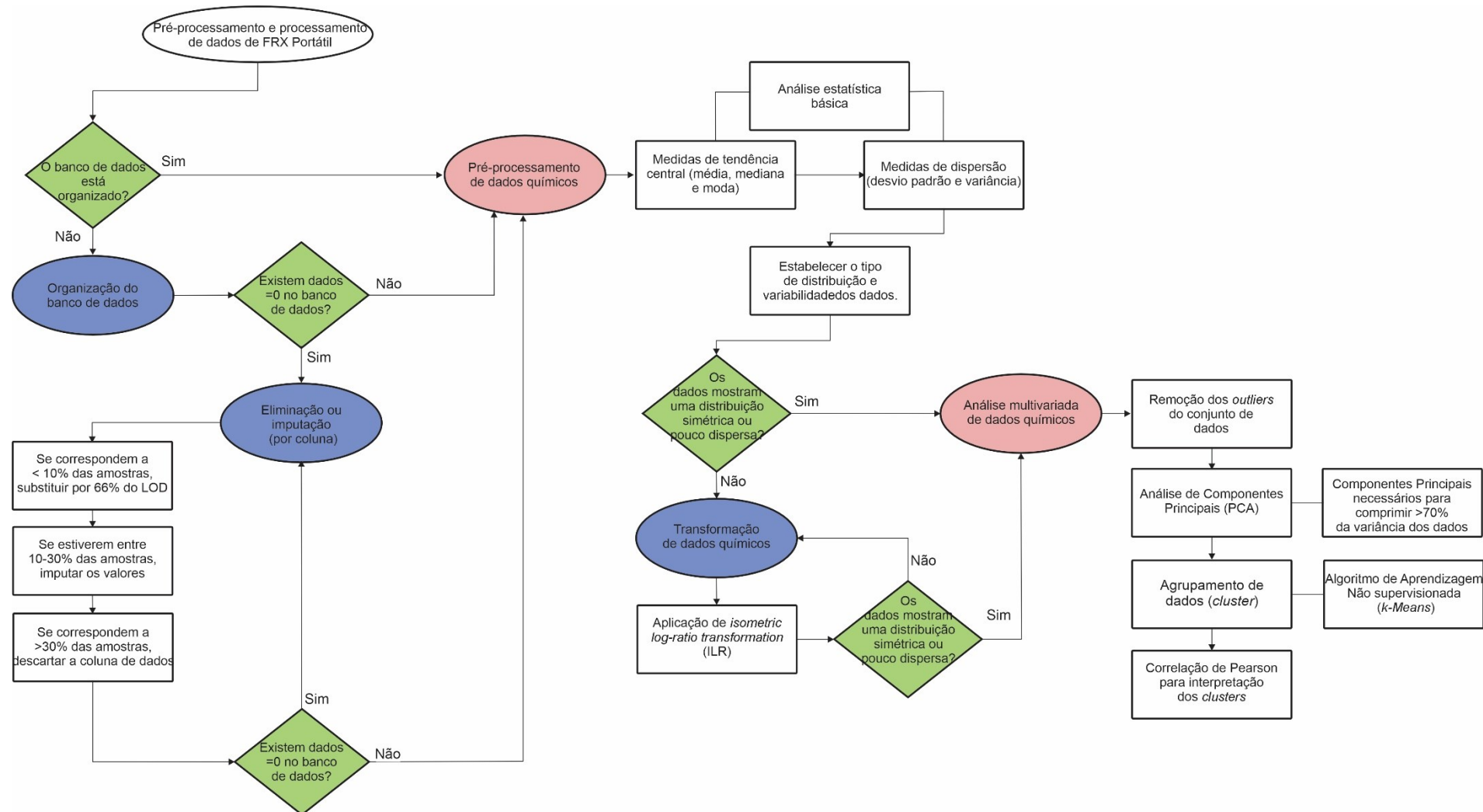
A compreensão do significado químico e mineralógico dos *clusters* foi feita por dos Santos *et al.* (2025) através de correlações significativas de Pearson, estabelecendo um nível de confiança de 95% ($p\text{-valor} \leq 5\%$). Todavia, os autores destacam que algumas das fácies químicas identificadas são de mais difícil entendimento, por isso suas interpretações foram reavaliadas e refinadas com dados de microfluorescência de raios-X (micro-FRX).

A base de dados do Lagesed – UFRJ conta com dados quantitativos e mapas composicionais de micro-FRX apenas para o poço A. Tais análises foram conduzidas diretamente em lâminas petrográficas, utilizando o equipamento M4 Tornado da Bruker, que possibilita a realização de análises químicas precisas e não destrutivas.

O equipamento opera em vácuo de 2 mbar, com resolução espacial de 20 μm . O tubo de raios-X de ródio foi mantido a 35 kV e 800 μA , utilizando dois espectrômetros de 40 keV e 275 kcps. As lâminas foram analisadas com ajuste preciso de foco, baseado na medição do eixo Z e controle rigoroso da temperatura do tubo (entre 26-32°C). Os dados brutos foram salvos no formato BCF e processados no *software* M4, onde, após a adição de um arquivo (.eli) contendo os elementos de interesse, foram gerados mapas químicos individuais. A quantificação foi realizada através da delimitação de polígonos, utilizando uma rotina analítica do próprio *software*, baseada na concentração de óxidos. Por fim, os resultados da quantificação foram apresentados em tabela Excel e exportados juntamente com os mapas dos elementos químicos.

Adicionalmente, as fácies químicas foram integradas aos dados descritivos macro- e microscópicos, dando ênfase à forma de ocorrência dos constituintes e aos tipos texturais descritos para a sílica e dolomita. Por meio do *software* CorelDRAW® Graphics Suite (versão XVIII), as informações descritivas macroscópicas e as fácies químicas em óxidos e em elementos foram compiladas em perfis verticais, favorecendo a integração de dados.

Figura 4. Etapas de pré-processamento e processamento aplicadas à análise multivariada não supervisionada de dados geoquímicos.



Fonte: Adaptado de dos Santos *et al.* (2025).

4.2.3 Rock typing

Estabelecidas as características litológicas e químicas dos testemunhos dos poços A e B, procedeu-se à seleção e organização dos dados de permeabilidade (k) e porosidade (ϕ) disponíveis no banco de dados do Lagesed – UFRJ. Esses dados foram cedidos pela ANP no âmbito do Projeto PRESAL-II e, para o presente estudo de caso, foram utilizados exclusivamente os obtidos em plugues horizontais.

Com base no conceito de *rock typing* ou *petrotyping sensu* Corbett e Potter (2004), que define o agrupamento sistemático de dados petrofísicos em relação a um referencial padrão global para fins de comparação e predição de reservatórios, os valores de k e ϕ serviram de base para a determinação das unidades de fluxo. Este método de *petrotyping* baseia-se no conceito de *Flow Zone Indicator* (FZI), parâmetro derivado da relação entre k e ϕ , expressos em fração, originalmente introduzido por Amaefule *et al.* (1993) para identificar unidades hidráulicas. Inicialmente, empregam-se as Equações 1 e 2 para determinar o *Reservoir Quality Index* (RQI) e a porosidade normalizada (ϕ_z), respectivamente. Em seguida, conforme expresso na Equação 3, estabelece-se a relação entre RQI e ϕ_z para o cálculo do FZI.

$$RQI = 0,0314 \sqrt{\frac{k}{\phi}} \quad (1)$$

$$\phi_z = \frac{\phi}{1 - \phi} \quad (2)$$

$$FZI = \frac{RQI}{\phi_z} \quad (3)$$

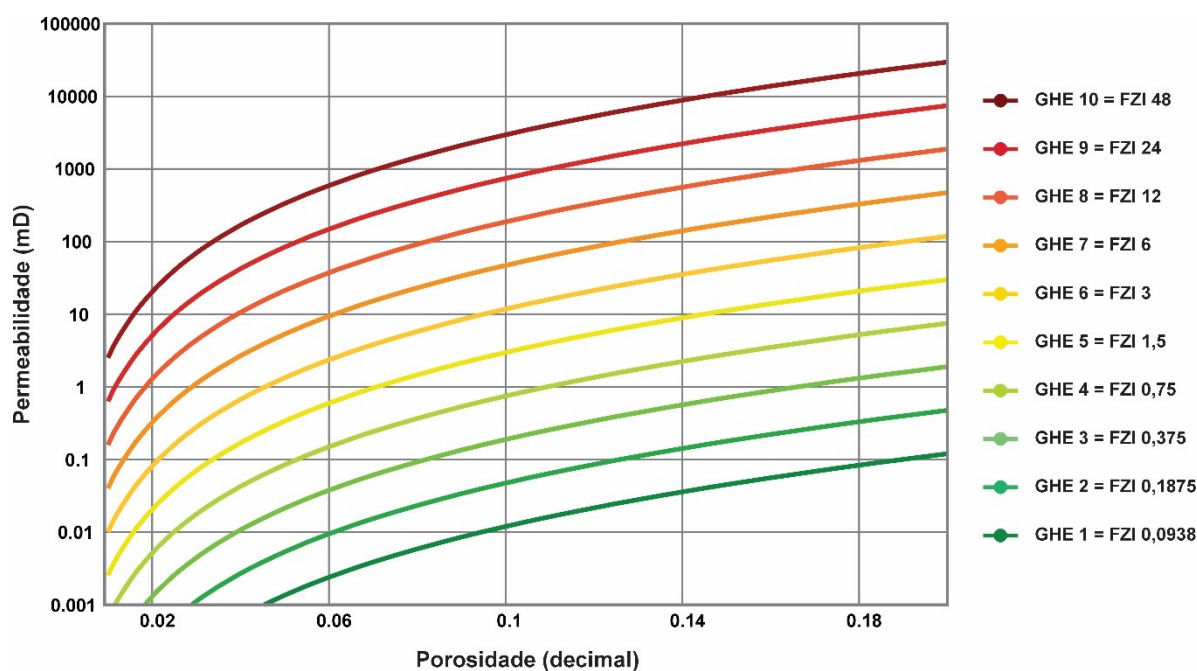
Neste método, intervalos com FZI semelhantes correspondem ao mesmo *Global Hydraulic Element* (GHE), representando *rock types* com comportamento hidráulico equivalente. Em sua proposição, Corbett e Potter (2004) estabeleceram dez classes de GHEs, definidos por uma progressão regular de valores de FZI (Tabela 1). Diferentemente de uma classificação customizada, esses GHEs atuam como uma unidade pré-definida, onde as linhas de FZI constante delimitam os GHEs no gráfico de k versus ϕ , conhecido como *basemap*. Em conformidade com a Tabela 1, no *basemap* da Figura 5 são representadas as linhas de FZI correspondentes aos limites inferiores de cada GHE definido por Corbett e Potter (2004).

Tabela 1. Limites inferiores das unidades hidráulicas (apresentados como valores de FZI) para os 10 Elementos Hidráulicos Globais (GHEs)

GHE	FZI
1	0,0938
2	0,1875
3	0,375
4	0,75
5	1,5
6	3
7	6
8	12
9	24
10	48

Fonte: Corbett e Potter (2004).

Figura 5. As dez classes de *Global Hydraulic Elements* (GHEs), com seus limites inferiores de *Flow Zone Indicator* (FZI).



Fonte: Adaptado de Corbett e Potter (2004).

As linhas de FZI constante foram estabelecidas por Corbett e Potter (2004) por meio da reordenação algébrica da equação do FZI para o cálculo de k (Equação 4), permitindo que dados de diferentes estudos de caso sejam sobrepostos ao mesmo enquadramento hidráulico global. Esse sistema classificatório fornece um padrão de referência universal, possibilitando a

comparação de propriedades petrofísicas de distintos reservatórios dentro de um mesmo quadro interpretativo.

$$k = \phi \left(\frac{FZI \cdot \phi_z}{0.0314} \right)^2 \quad (4)$$

Neste estudo, todos os parâmetros foram calculados por meio do *software* Microsoft Excel, que também foi utilizado para a elaboração dos *basemaps*. Uma vez definidos os *rock types* para cada poço analisado, procedeu-se à integração com os dados litológicos, diagnéticos e químicos, permitindo não apenas estabelecer as unidades de fluxo, mas também interpretar seus controles deposicionais e/ou diagenéticos.

O estudo possibilitou, ainda, a comparação detalhada entre as rochas recuperadas ao longo dos poços A e B, que, conforme apresentado na Figura 1, encontram-se em relativa proximidade espacial.

4.2.4 Análise estatística

A análise estatística foi utilizada para integrar os diferentes conjuntos de dados e subsidiar as interpretações geológicas e petrofísicas, com destaque para a identificação dos principais fatores texturais, mineralógicos e composicionais que controlam a porosidade e a permeabilidade ao longo das sucessões analisadas.

Inicialmente, aplicou-se a estatística descritiva por meio do cálculo de frequências absolutas e relativas, método essencial para a caracterização da distribuição das variáveis categóricas ao longo da sucessão sedimentar. Essa abordagem permitiu mensurar a representatividade de cada fácies química, litotipo, variedade textural de dolomita e sílica, além da porosidade visual e dos *Global Hydraulic Elements* (GHE), auxiliando na identificação de padrões de ocorrência e dos processos deposicionais e diagenéticos predominantes nos diferentes intervalos testemunhados.

A relação entre as variáveis e os possíveis controles mineralógicos sobre a porosidade visual foi avaliada por meio do coeficiente de correlação de Pearson (r), adotando-se nível de significância de 5% ($p < 0,05$). Esse método permitiu determinar a intensidade e a direção das associações lineares entre a porosidade visual estimada em lâminas petrográficas e as proporções das diferentes texturas de dolomita descritas.

Complementarmente, a análise descritiva incluiu a elaboração de gráficos do tipo *boxplot*, utilizados para representar a distribuição estatística das variedades de dolomita e da porosidade visual em função das litologias e das fácies químicas identificadas. Esses gráficos permitiram visualizar a mediana, o intervalo interquartil (IQR), a dispersão dos dados e os possíveis valores extremos, facilitando a comparação entre os diferentes grupos analisados.

5. RESULTADOS

5.1 Caracterização litológica

Os poços A e B (Figuras 6 e 7, respectivamente) são constituídos predominantemente por carbonatos formados *in situ*, como calcilutitos (CLU), *spherulestones* (SPH) e *shrubstones* (SHB), além de calcarenitos (CRE) e calcirruditos (CRU), que correspondem a rochas carbonáticas retrabalhadas. No poço A, essas litologias representam aproximadamente 91% da sucessão, enquanto o restante é composto por intercalações pontuais entre SPH e SHB e entre CRE e SPH, que em conjunto somam cerca de 6% das litologias descritas, além de ocorrências subordinadas de dolomito, brecha, chert e argilito (Figura 6).

No poço B, além de CLU, SPH, SHB, CRE e CRU, que, em conjunto, representam cerca de 77% da sucessão, os calcarenitos e calcirruditos bioclásticos (CRE-bio e CRU-bio), litologias não identificadas no poço A, ganham destaque e ocorrem concentrados na porção inferior do testemunho, entre aproximadamente 4.990 e 5.090 m de profundidade (Figura 7). As demais litologias, incluindo intercalações entre SPH e SHB e entre CRE e SHB e as ocorrências de brecha, chert, argilito e evaporito, somam somente 6,5% das rochas descritas (Figura 7).

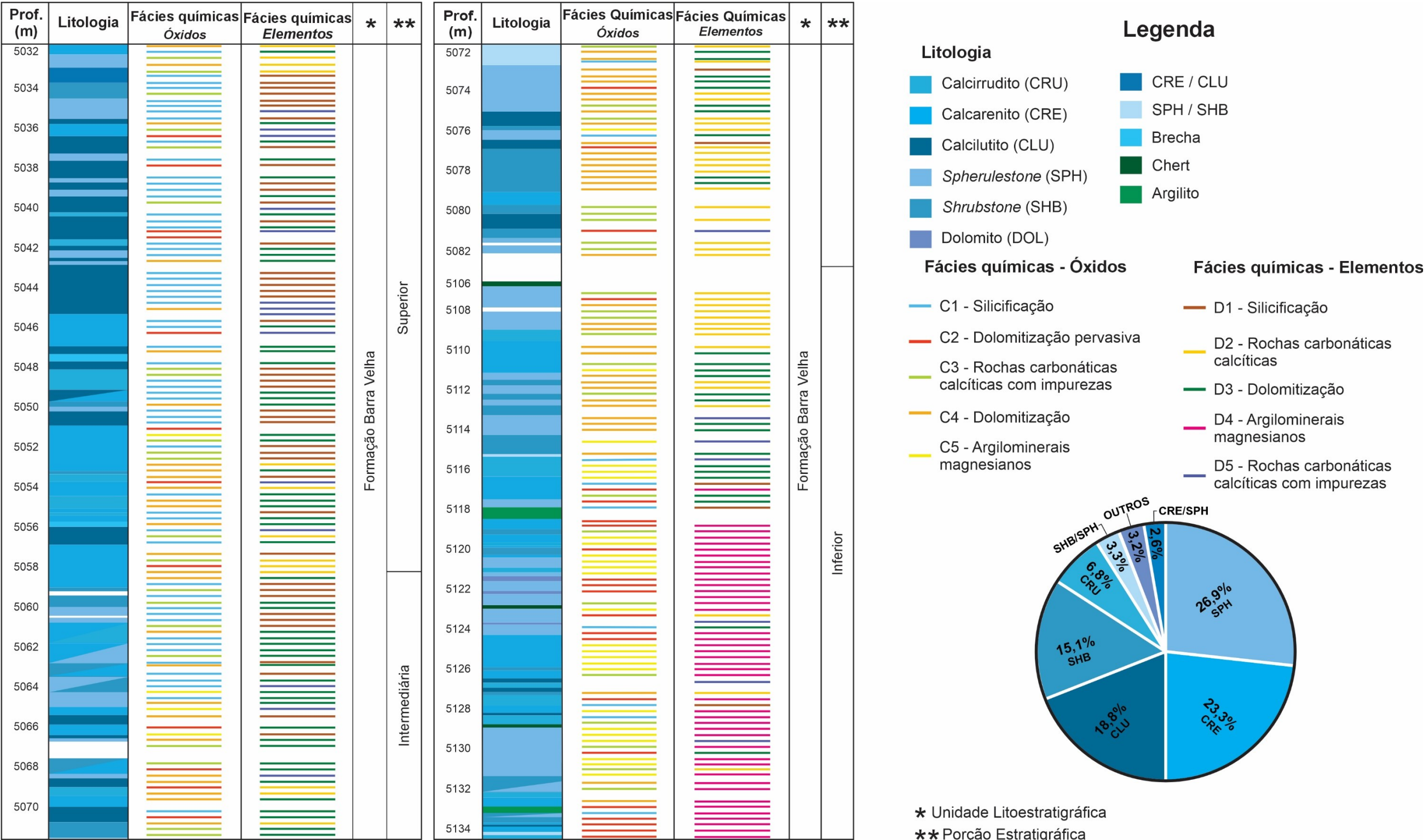
5.1.1 Rochas carbonáticas formadas *in situ*

Os *spherulestones* (SPH – Figuras 8A e B) destacam-se como a litologia *in situ* mais recorrente no poço A (26,9%), concentrando-se na porção inferior, entre 5.100 e 5.134,2 m de profundidade (Figura 6). Neste intervalo, ocorrem em camadas de 5 cm a 1,9 m, com a espessura modal de 50 cm. Em contraste, no poço B o SPH é a litologia menos frequente (9,6%) e ocorre concentrada no topo da sucessão, entre 4.800 e 4.880 m (Figura 7), onde está presente em camadas que variam de 10 cm a 1,2 m de espessura, sendo mais frequentes camadas de 30 cm.

O SPH é constituído por esferulitos com morfologia esférica a irregular e tamanho variando entre areia média a muito grossa, com até 1,5 mm de diâmetro. O arranjo dos esferulitos varia de disperso a aglutinado e, normalmente, ocorrem associadas a matriz micrítica laminada. No poço B, destaca-se a recorrência de esferulitos com núcleos granulares de quartzo e texturas radiais em "pétala". Diageneticamente, esta litologia é marcada por intensa compactação mecânica, evidenciada por contatos suturados e estilólitos, além de substituição por dolomita e silicificação, o que resulta em uma porosidade visual macroscópica heterogênea, variando entre 3% e 15%.

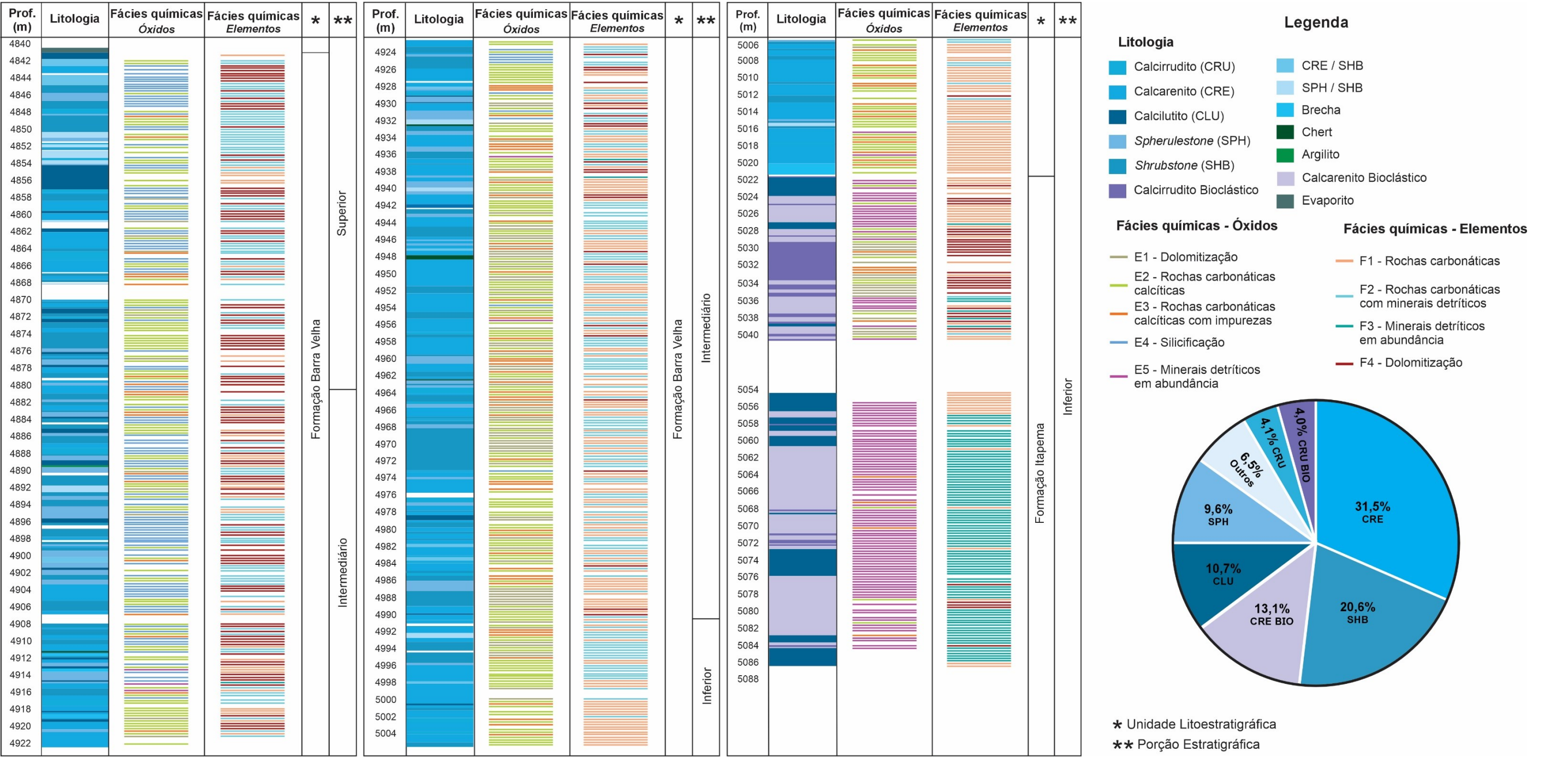
Já os *shrubstones* (SHB – Figuras 8C e D) são mais frequentes no poço B (20,6%) do que no poço A (15,1%). Embora apresentem, em ambos os poços, espessura modal de 20 cm, as camadas no poço A atingem até 2,2 m (Figura 6), enquanto no poço B são mais expressivas, alcançando até 4,8 m (Figura 7).

Figura 6. Perfil litológico simplificado do poço A, destacando a unidade litoestratigráfica e a distribuição vertical das fácies químicas definidas a partir de dados de p-FRX exportados em óxidos (C1–C5) e em elementos químicos (D1–D5), bem como sua relação com as variações litológicas ao longo da Formação Barra Velha. As porções estratigráficas foram delimitadas com base na distribuição destas fácies químicas. O gráfico de pizza ilustra a proporção relativa das litologias identificadas, permitindo a análise da heterogeneidade composicional da seção.



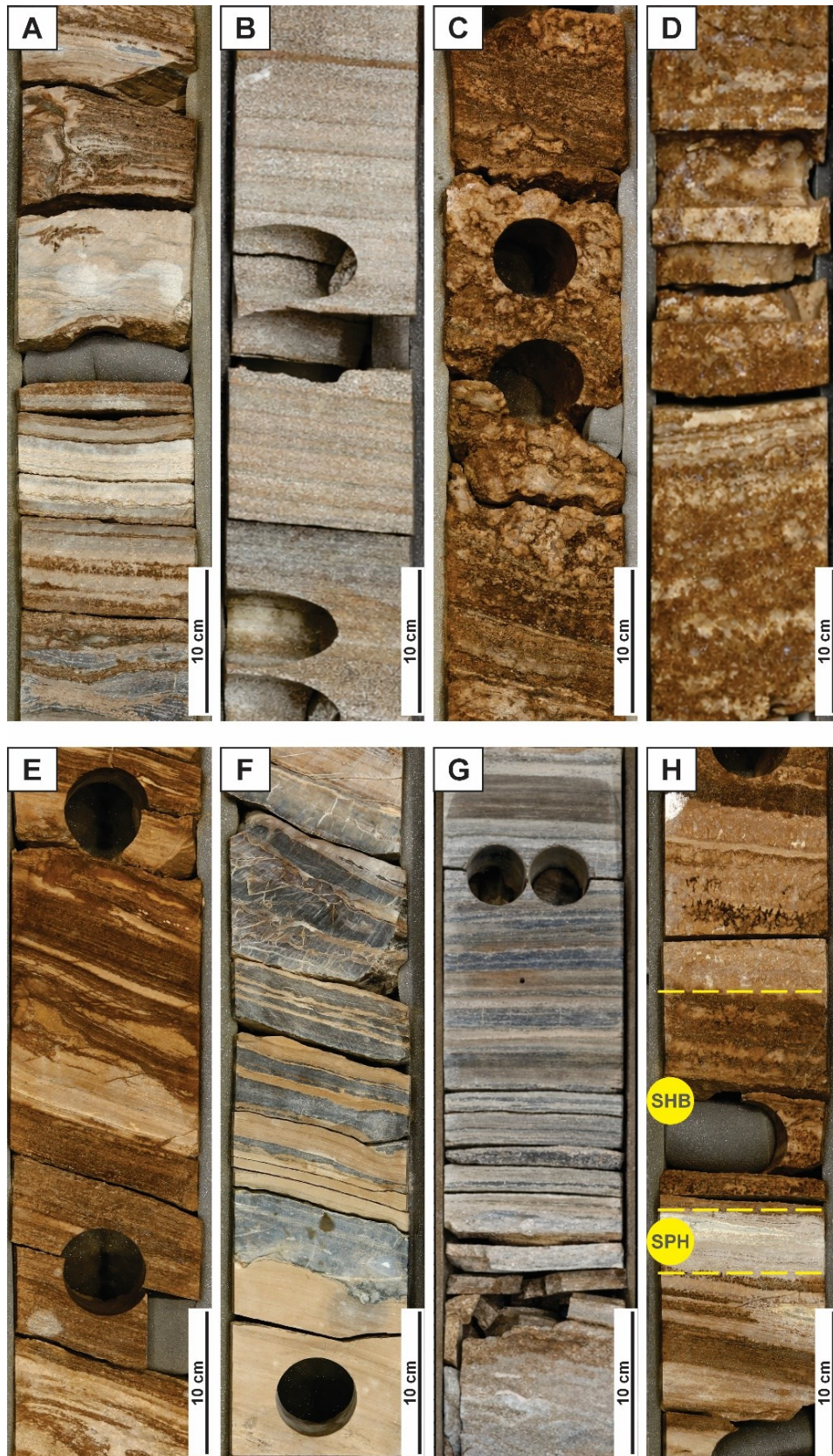
Fonte: Adaptado de dos Santos et al. (2025).

Figura 7. Perfil litológico simplificado do poço B, destacando as unidades litoestratigráficas e a distribuição vertical das fácies químicas definidas a partir de dados de p-FRX exportados em óxidos (E1–E5) e em elementos químicos (F1–F4), bem como sua relação com as variações litológicas ao longo das formações Barra Velha e Itapema. As porções estratigráficas foram delimitadas com base na distribuição destas fácies químicas. O gráfico de pizza ilustra a proporção relativa das litologias identificadas, permitindo a análise da heterogeneidade composicional da seção.



Fonte: Modificado de dos Santos *et al.* (2025).

Figura 8. Principais aspectos macroscópicos dos carbonatos formados *in situ*. (A e B) exemplares de *spherulestone* (SPH) laminado; (C e D) exemplares de *shrubstone* (SHB); (E, F e G) exemplares de calcilitito (CLU), com destaque em (F e G) para a abundância de sílica tabular; e (H) Intercalação entre SPH e SHB.



Fonte: Autoria própria.

Os SHB são constituídos por calcita com crescimento fascicular (*shrubs*), que apresentam morfologias variadas (arbustiforme, arborescentes, colunares, microdigitadas e dendriformes), com laminações internas bem marcadas e arranjos que variam de abertos a densos. Além disso, podem ser identificadas crostas calcíticas, níveis com fragmentos fosfáticos, ooides, partículas oncolíticas, fragmentos vulcânicos e nódulos de sílica.

No poço A, que apresenta as zonas mais intensamente dolomitizadas e recristalizadas, impondo maiores desafios para o reconhecimento das morfologias dos *shrubs*, ocorrem SHB com matriz esferulítica, calcarenítica e calcilutítica. Já no poço B, predominam *shrubs* arbustiformes nodulares ou laminados, com ramificações verticais e laminações horizontais. Nessa sucessão, os SHB exibem matriz finamente cristalina e registros de níveis silicificados. Comparativamente, os SHB do poço A apresentam uma porosidade mais elevada do que os do poço B; no primeiro, predominam poros *intershrubs*, vulgares e móldicos, enquanto no segundo são mais comuns os poros intersticiais.

Os calcilutitos (CLU – Figuras 8E, F e G), por sua vez, representam 18,8% da sucessão descrita para o poço A e 10,7% do poço B. No poço A, ocorrem em camadas de 10 cm e 2,7 m, com espessura modal de 40 cm; enquanto no poço B, as camadas de CLU variam de 10 cm a 3 m, com espessura mais recorrente de 20 cm. Esta litologia concentra-se no topo do poço A, entre 5.032 e 5.058 m de profundidade (Figura 6), onde apresenta laminações contínuas, irregulares e frequentemente crenuladas. No poço B, os CLU também ocorrem preferencialmente no topo da sucessão, entre 4.800 e 4.880 m (Figura 7), porém tem-se maior recorrência de CLU maciços ou com laminação incipiente.

Alguns dos CLU exibem níveis milimétricos com esferulitos dispersos ou coalescidos, por vezes associados a crostas calcíticas. Fragmentos fosfáticos, ostracodes articulados e estilólitos são recorrentes no poço A, enquanto no poço B destaca-se a presença de bioclastos e/ou grânulos dispersos. Uma característica marcante dessa litologia é a dolomitização pervasiva, associada à presença frequente de sílica oval e tabular (Figura 8F e G).

Observam-se camadas formadas pela intercalação entre SPH e SHB (Figura 8H), que correspondem a 3,3% da sucessão do poço A, onde ocorrem em camadas de até 1,2 m (Figura 6), sendo ainda menos recorrentes no poço B, onde representam 2,4% e atingem o máximo de 90 cm (Figura 7). Nesses intervalos, alternam-se níveis de SPH laminado, com 1 a 3 cm, e níveis de SHB arborescente, com até 3,5 cm. O contato inferior entre SPH e SHB é tipicamente reto a regular; apenas no poço B observam-se gradações sutis entre essas litologias. Em contraste, o topo dos *shrubs* é irregular e dômico, refletindo seu padrão de crescimento.

Parte das texturas originais e das relações de contato encontra-se obliterada por cimentação de calcita e/ou dolomita, dificultando a descrição detalhada.

5.1.2 Rochas carbonáticas retrabalhadas

Os calcarenitos (CRE – Figuras 9A e B) constituem a litologia mais recorrente nas sucessões analisadas, correspondendo a 23,3% do poço A e 31,5% do poço B. No poço A, ocorrem em camadas que variam de 10 cm a 1,2 m, sendo 20 cm a espessura modal (Figura 6). Já no poço B, os CRE estão presentes em camadas de espessura ainda mais variável (10 cm – 3 m), com predomínio de valores com cerca de 40 cm (Figura 7). Há, em ambos os poços, uma tendência das camadas mais espessas de CRE ocorrerem na base das sucessões.

Os CRE possuem granulometria variando de areia fina a grossa, são preferencialmente maciços e constituídos por oólitos, ooides, intraclastos indiferenciados e fragmentos de *shrubstone* e *spherulestone*. No poço A, é notável a presença de litoclastos vulcânicos concentrados em dois intervalos principais: no topo, entre 5.032 e 5.058 m, e na base, entre 5.110 e 5.134,2 m. No poço B, os CRE da porção superior (entre 4.800 e 4.880 m) apresentam majoritariamente grãos carbonáticos e intraclastos indiferenciados, além de fragmentos de *shrubstone* e *spherulestone*. Já nas porções intermediária (4.880 – 4.990 m) e inferior (4.990 – 5.090 m) tem-se, além do amplo predomínio de constituintes carbonáticos, grãos silicosos e litoclastos ígneos de coloração esverdeada.

De modo geral, os CRE apresentam cimentação por calcita, sílica e dolomita. Contudo, a recorrência de poros móldico e vugular indicam atuação relevante de dissolução, o que, junto dos poros interpartícula, garantem uma porosidade moderada a alta. No poço A, os poros dos CRE estão frequentemente preenchidos por óleo.

Os calcirruditos (CRU – Figuras 9C e D) ocorrem em ambos os poços, representando 6,8% do poço A, em camadas que variam de 15 cm a 60 cm com espessura modal de 50 cm, enquanto no poço B representam 4,1%, com camadas entre 5 cm e 70 cm e espessura recorrente de 20 cm. Esta litologia é frequentemente associada aos CRE, apresentando contatos que podem ser erosivos ou gradacionais (Figuras 6 e 7).

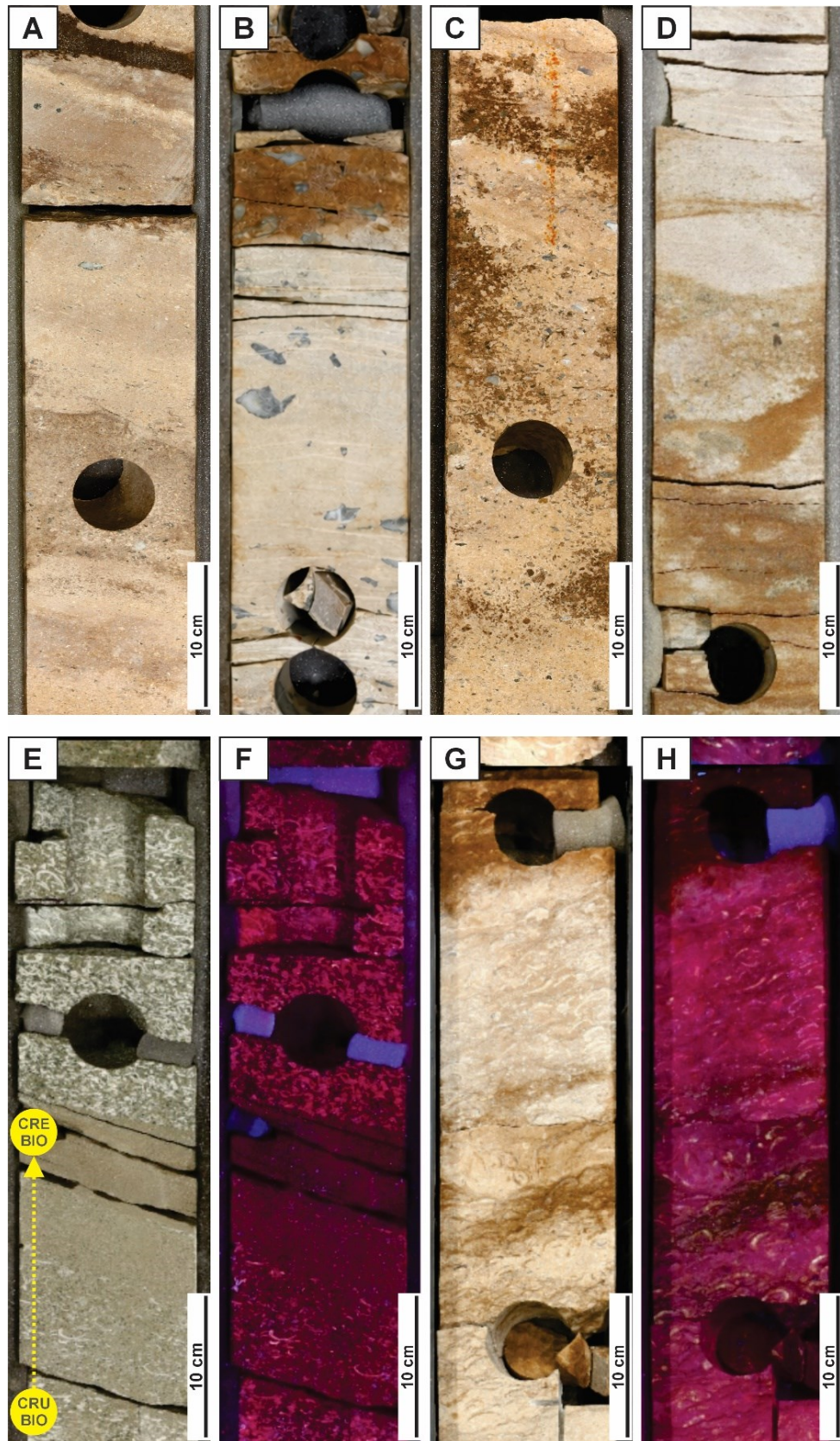
Os CRU apresentam granulometria que varia de areia grossa a seixos (com até 5 cm), é formado por clastos carbonáticos subarredondados a subangulosos, são pobremente a bem selecionados e, composicionalmente, similares aos CRE. Em ambos os poços, a matriz é carbonática indiferenciada, arenosa ou argilosa, e os CRU apresentam intensa cimentação por dolomita, calcita e sílica nodular.

Além dos CRE e CRU, o poço B apresenta, concentrado entre aproximadamente 4.990 e 5.090 m de profundidade, camadas normalmente espessas de calcarenitos e calcirruditos bioclásticos (CRE-bio e CRU-bio – Figura 7). Os CRE-bio (Figura 9E e F) representam 13,1% da sucessão analisada do poço B e são compostos predominantemente por bivalves, cujas conchas variam de inteiras e articuladas, com até 3 cm, até desarticuladas e intensamente fragmentadas. Ocorrem ainda ostracodes e bioclastos fosfáticos, mais especificamente vértebras, espinhas e escamas de peixe de tamanho areia fina a média, além de clastos carbonáticos indiferenciados, nódulos carbonáticos e silicosos, litoclastos vulcânicos e intraclastos de CLU, que variam de pequenos fragmentos até clastos de tamanho seixo, raramente chegando a blocos.

Os CRE-bio possuem granulometria predominante areia média, embora varie de areia fina a grossa. O grau de seleção muda de acordo com o tamanho de grão, normalmente CREbio finos são muito bem selecionados, enquanto CRE-bio grossos a médios são pobremente selecionados. A porosidade ocorre principalmente em poros móldicos e vugulares, além de fraturas preenchidas por quartzo ou calcedônia. No intervalo entre 5.024 e 5.038 m, estão localizadas camadas que apresentam silicificação intensa.

CRE-bio e CRU-bio encontram-se intimamente associados na porção basal do poço B e exibem, frequentemente, contatos abruptos, retos ou irregulares, sendo os CRU-bio (Figura 9G e H) menos representativos, constituindo 4,3% da sucessão. Presentes em camadas de até 3,4 m de espessura, os CRU-bio são, composicionalmente, muito similares aos CRE-bio, com destaque para o predomínio de conchas de bivalves inteiras a fragmentadas. A granulometria varia de areia média a seixo, sendo este último predominante. A seleção é, em geral, pobre, e a matriz arenosa. As conchas apresentam evidências de dissolução intensa e são comumente preenchidas por cimento de quartzo ou calcedônia, encontrando-se intensa ou parcialmente silicificadas.

Figura 9. Principais aspectos macroscópicos das rochas carbonáticas retrabalhadas. (A e B) exemplares de calcarenito com nódulos de sílica (CRE); (C e D) exemplares de calcirrudito (CRU); (E e F) exemplar de calcarenito bioclástico (CRE-bio), em (E) sob luz branca e em (F) sob luz ultravioleta (UV); e (G e H) exemplar de calcirrudito bioclástico (CRU-bio), em (G) sob luz branca e em (F) sob luz UV.



Fonte: Autoria própria

Verifica-se, ainda, a ocorrência de rochas retrabalhadas intercaladas com rochas formadas *in situ*. As intercalações entre CRE e SPH representam 2,6% do poço A e ocorrem em camadas de aproximadamente 50 cm (Figura 6). São ainda mais restritas no poço B, ocorrendo em uma única camada de aproximadamente 40 cm. A forma de ocorrência também varia significativamente. No poço A, os níveis de CRE grosso a muito grosso, chegam ao máximo de 35 cm de espessura e se alternam com delgados níveis de SPH laminados, com alta porosidade, formando contatos abruptos e, por vezes, erosivos. Já no poço B, ocorrem contatos retos e regulares entre CRE grosso e níveis ricos em esferulitos.

As intercalações entre CRE e SHB são exclusivas do poço B, ocorrendo em 2% da sucessão analisada, com espessuras que variam entre 30 cm e 1,3 m (Figura 7). As intercalações entre CRE e SHB formam padrões complexos, cujos limites nem sempre são de fácil observação. Normalmente, crostas ramificadas delimitam o topo dos níveis centimétricos de CRE, contudo, é comum que os CRE se infiltrem entre os *shrubs*, formando estruturas interdigitadas

5.1.3 Litologias de ocorrência subordinada

Além do descrito anteriormente, os testemunhos apresentam ocorrências pontuais de dolomititos, evaporitos, brechas, cherts e argilitos, que representam, em conjunto 3,3% da sucessão descrita do poço A e 1,8% do poço B (Figuras 6 e 7).

O dolomito ocorre exclusivamente na porção inferior (entre 5.100 e 5.134,2 m) do poço A, em camadas de até 40 cm (Figura 6). Exibe estrutura maciça e frequente associação com sílica nodular e/ou tabular (Figura 10A). Em contrapartida, o evaporito é restrito ao topo do poço B, onde ocorre como uma única camada de 70 cm (Figura 7). Caracteriza-se como uma rocha esbranquiçada de textura cristalina, composta predominantemente por anidrita, com laminação irregular e contínua, parcialmente recristalizada (Figura 10B).

As brechas, cherts e argilitos foram identificados em ambos os poços (Figuras 6 e 7). No poço A, as brechas ocorrem em camadas com espessura média de 20 cm, como CRU compostos por clastos angulosos e tabulares de CLU e SPH. Os fragmentos, que variam de grânulos a seixos, incluem também crostas calcíticas deformadas e verticalizadas. A sucessão exibe intensa silicificação na forma de concreções e nódulos que deformam e fraturam as camadas (Figura 10C).

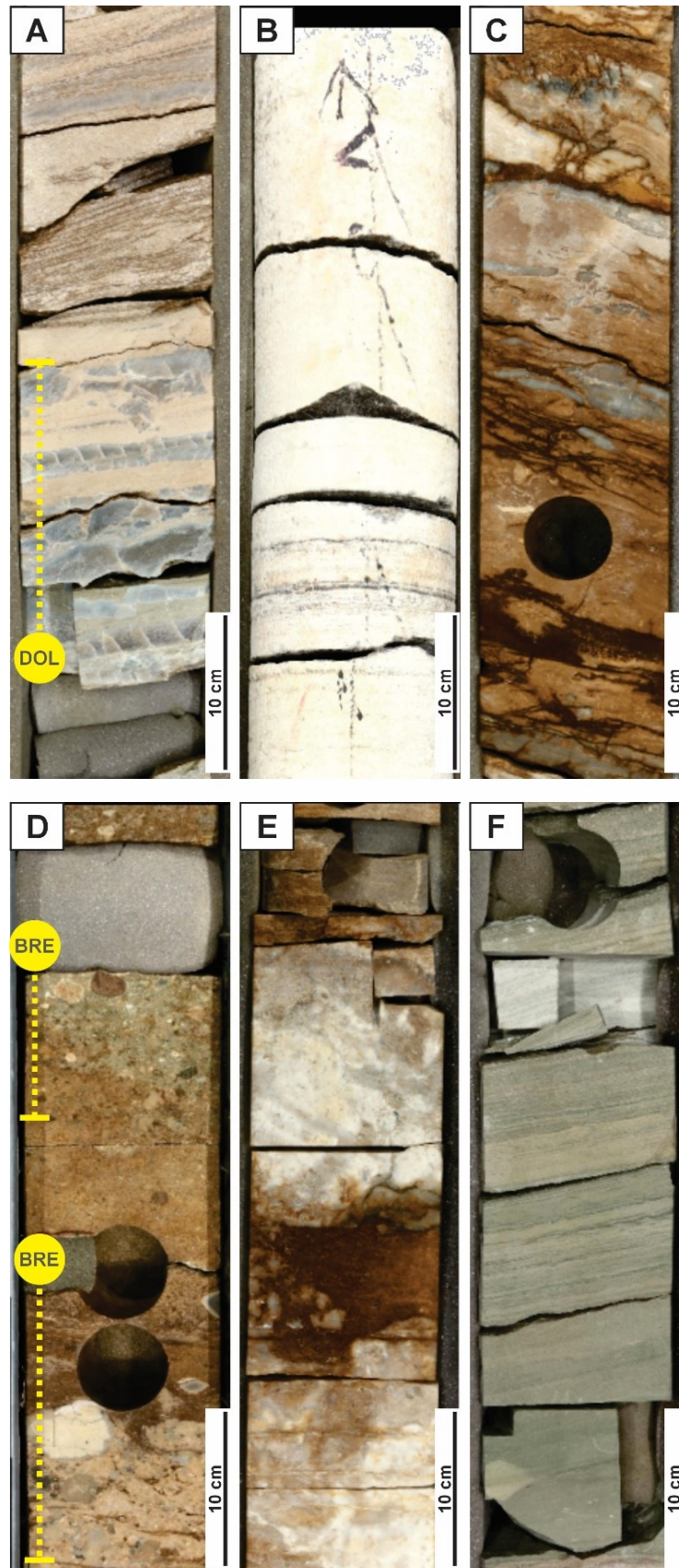
Ao longo do poço B, as brechas (Figura 10D) ocorrem em camadas pouco espessas, com espessura modal de 50 cm. Predominam clastos angulosos, com tamanho variando entre

grânulo e bloco, constituídos por CLU dolomitizado, chert, crostas calcíticas e CRE, sustentados por matriz arenosa ou pseudomatriz derivada de CLU. Essas brechas são predominantemente maciças e apresentam fraturas verticais bem desenvolvidas.

Os cherts (Figura 10E), descritos em delgadas camadas que, normalmente, apresentam cerca de 20 cm de espessura, concentram-se na porção inferior (5.100 – 5.134,2 m) do poço A, onde ocorrem brechados e como relictos esferulíticos. No poço B, ocorrem principalmente na porção intermediária (4.880 – 4.990), como produto da intensa silicificação de litologias pré-existentes, como CRE e SPH. Apresentam coloração acinzentada e preservam, em alguns intervalos, resquícios de SPH e lentes de CRE médio, além disso, exibem fraturamento moderado a intenso, com fraturas tanto horizontais quanto verticais.

Por fim, tem-se os argilitos, que também ocorrem em delgadas camadas e são pouco recorrentes, especialmente ao longo do poço B (Figuras 6 e 7). Sua coloração predominante é esverdeada e, via de regra, possuem laminações bem definidas (Figura 10F). São frequentemente cortados por microfraturas e podem exibir intercalações acastanhadas e/ou textura nodular. No poço A, lâminas calcíticas e feições de deformação sin-sedimentar são frequentemente observadas, enquanto no poço B, destacam-se a fissilidade e a ocorrência pontual de esferulitos de calcita e nódulos de sílica.

Figura 10. Principais aspectos macroscópicos das litologias que ocorrem de forma subordinada. (A) dolomito; (B) evaporito; (C e D) exemplares de brecha, em (C) brecha associada a intensa silicificação e em (D) brecha sustentada por matriz arenosa; (E) chert; e (F) argilito laminado.



Fonte: Autoria própria.

5.2 Fácies químicas

A variabilidade litológica observada nos testemunhos é acompanhada por variações químicas sistemáticas, expressas pelas fácies químicas (Figuras 6 e 7), definidas por dos Santos *et al.* (2025) com base no fluxo analítico apresentado na Figura 4.

Os autores utilizaram bases de dados exportadas na forma de óxidos e de elementos químicos e argumentam que, embora semelhantes, as fácies químicas baseadas em elementos permitem identificar com maior precisão a influência detrítica nas rochas carbonáticas. Contudo, perdem eficácia na distinção das diferentes intensidades com que ocorrem os processos de modificação pós-deposicional, não havendo necessariamente correspondência direta entre os dois conjuntos de fácies químicas. Por essa razão, ambos foram mantidos nesse estudo.

Tem-se, deste modo, cinco fácies químicas em óxidos (C1, C2, C3, C4 e C5 – Quadro 1) e cinco fácies químicas em elementos (D1, D2, D3, D4 e D5 – Quadro 2) para o poço A. A relação entre fácies químicas, profundidade e litologia, sintetizada nos Quadros 1 e 2, pode ser observada no perfil litológico (Figura 6) e nos gráficos de probabilidade (Figura 11).

No poço B, foram caracterizadas cinco fácies químicas em óxidos (E1, E2, E3, E4 e E5 – Quadro 3) e quatro fácies químicas em elementos (F1, F2, F3 e F4 – Quadro 4). Essas informações podem ser observadas em um maior detalhe no perfil litológico (Figura 7) e nos gráficos de probabilidade (Figura 12).

Em ambos os poços, as sucessões analisadas apresentam compartimentação três porções (doravante denominadas superior, intermediária e inferior) caracterizadas por assinaturas químicas semelhantes.

Quadro 1. Fácies químicas em óxidos estabelecidas para o poço A por meio de análise multivariada aplicada a dados de FRX portátil.

Fácies químicas em óxidos – Poço A	Composto(s) diagnóstico(s)	Interpretação	Intervalo de maior ocorrência	Litologia com maior afinidade
C1	SiO ₂ , MgO, Al ₂ O ₃ , K ₂ O, Fe ₂ O ₃	Silicificação	5.032 – 5.058 m (porção superior)	CLU e SPH
C2	MgO, SiO ₂ , K ₂ O, Al ₂ O ₃	Dolomitização pervasiva	5.100 – 5.140 m (porção inferior)	CLU e SPH/SHB
C3	CaO, SrO, BaO, ZrO ₂ , U ₃ O ₈ , Fe ₂ O ₃ , MgO, SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O	Rochas carbonáticas calcíticas com impurezas	5.058 – 5.100 m (porção intermediária)	SHB e SPH
C4	MgO, CaO, Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , SO ₃ , BaO	Dolomitização	5.058 – 5.100 m (porção intermediária)	SHB e SPH/SHB
C5	MgO, SiO ₂ , K ₂ O, Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃	Argilominerais magnesianos	5.100 – 5.140 m (porção inferior)	CRU e CRE

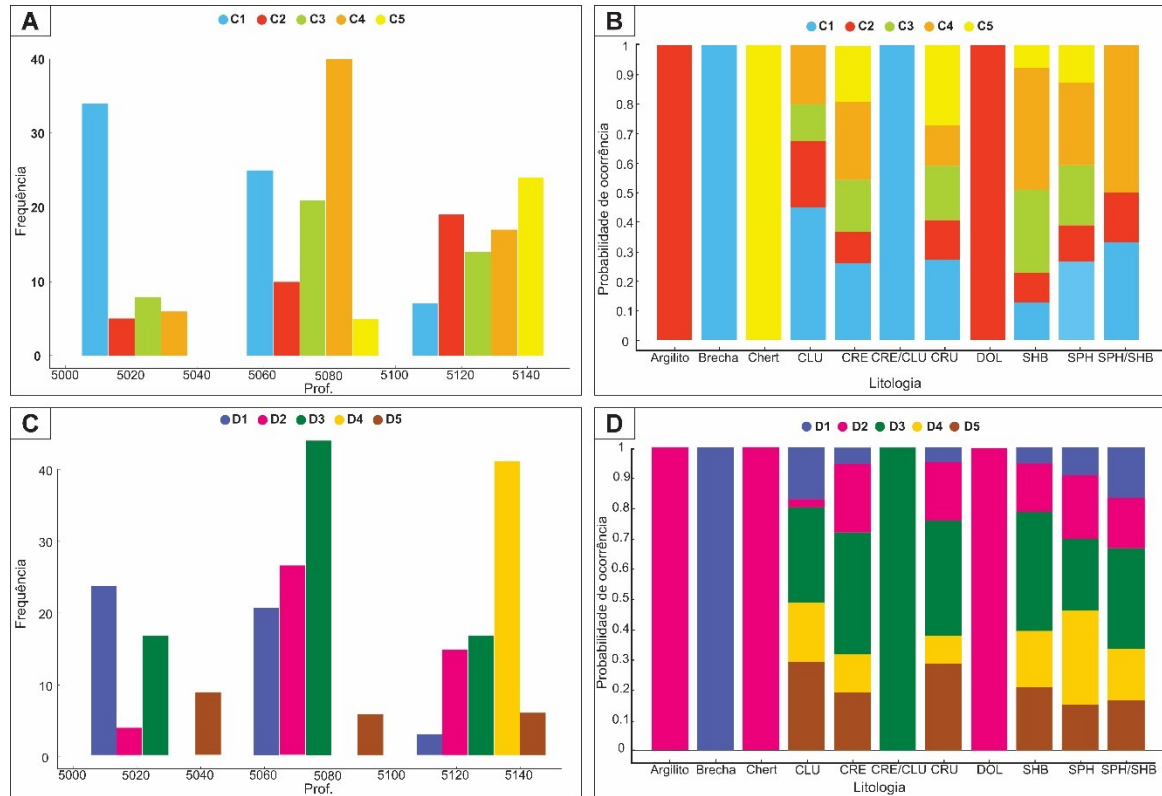
Fonte: Adaptado de dos Santos *et al.* (2025).

Quadro 2. Fácies químicas em elementos estabelecidas para o poço A por meio de análise multivariada aplicada a dados de FRX portátil.

Fácies químicas em elementos – Poço A	Composto(s) diagnóstico(s)	Interpretação	Intervalo de maior ocorrência	Litologia com maior afinidade
D1	Si, Mg, Ca, Sr, Ba, Zr, Al, K	Silicificação	5.032 – 5.058 m (porção superior)	CLU e SPH/SHB
D2	Ca, Sr, Al, Si	Rochas carbonáticas calcíticas	5.058 – 5.100 m (porção intermediária)	CRE, CRU e SPH
D3	Mg, Ca, Si, Sr, Zr	Dolomitização	5.058 – 5.100 m (porção intermediária)	CRU, SHB, CRE e CLU
D4	Mg, Si, K, Al, Fe	Argilominerais magnesianos	5.100 – 5.140 m (porção inferior)	SPH, CLU e SHB
D5	Ca, Sr, Mg, Si, K, Al, Fe, Zr, P	Rochas carbonáticas calcíticas com impurezas	5.032 – 5.058 m (porção superior)	CLU e CRU

Fonte: Adaptado de dos Santos *et al.* (2025).

Figura 11. Gráficos de distribuição para os dados do poço A. Em (A) frequência de ocorrência de fácies químicas em óxidos em função da profundidade; (B) probabilidade de ocorrência de fácies químicas em óxidos em função da litologia; (C) frequência de ocorrência de fácies químicas em elementos em função da profundidade; e (D) probabilidade de ocorrência de fácies químicas em elementos químicos em função da litologia.



Fonte: Adaptado de dos Santos *et al.* (2025).

Quadro 3. Fácies químicas em óxidos estabelecidas para o poço B por meio de análise multivariada aplicada a dados de FRX portátil.

Fácies químicas em óxidos – Poço B	Composto(s) diagnóstico(s)	Interpretação	Intervalo de maior ocorrência	Litologia com maior afinidade
E1	MgO, SiO ₂ , CaO, BaO, ThO ₂ , U ₃ O ₈ , SrO	Dolomitização	4.800 – 4.880 m (porção superior)	CRU-bio e SHB
E2	CaO, SrO	Rochas carbonáticas calcíticas	4.880 – 4.990 m (porção intermediária)	CRE, CRU e SHB
E3	CaO, SrO, ZrO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, Fe ₂ O ₃ , BaO, MgO, SiO ₂	Rochas carbonáticas calcíticas com impurezas	4.880 – 4.990 m (porção intermediária)	CRU e CRE
E4	SiO ₂ , MgO, Al ₂ O ₃ , K ₂ O	Silicificação	4.800 – 4.880 m (porção superior)	CRE/SHB e SHB
E5	SiO ₂ , ZrO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, Fe ₂ O ₃ , MgO	Minerais detríticos em abundância	4.990 – 5.090 m (porção inferior)	CRE-bio e CLU

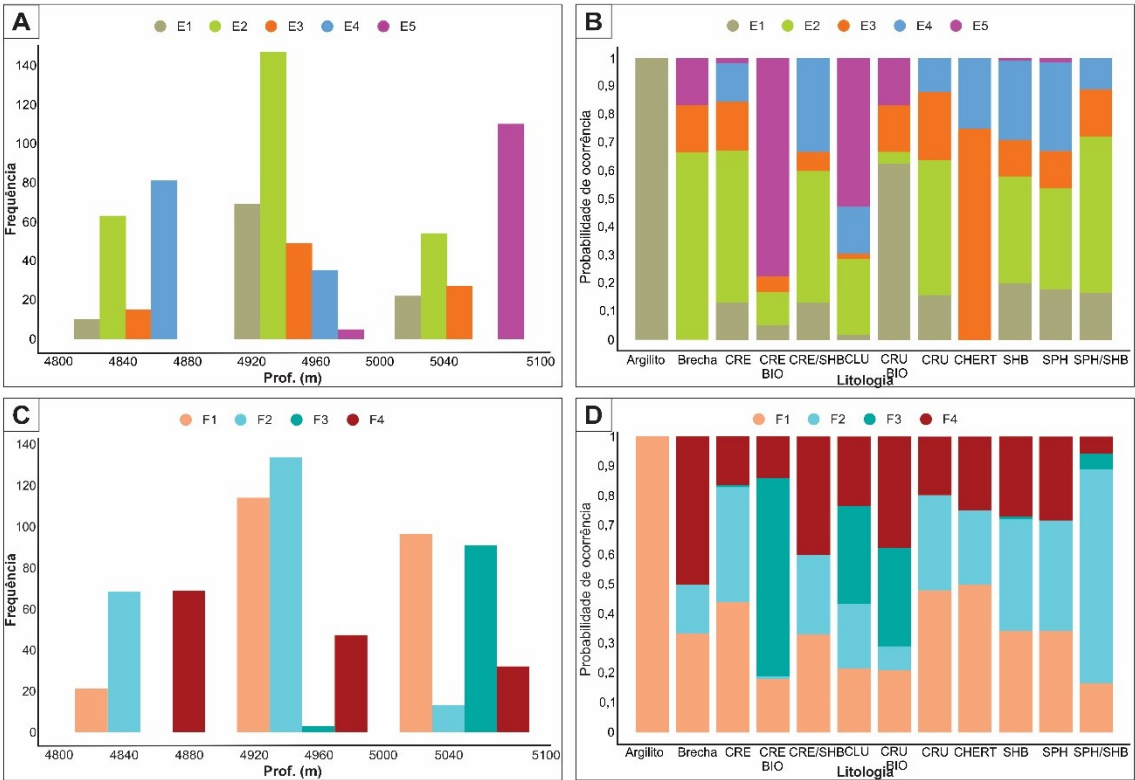
Fonte: Adaptado de dos Santos *et al.* (2025).

Quadro 4. Fácies químicas em elementos estabelecidas para o poço B por meio de análise multivariada aplicada a dados de FRX portátil.

Fácies químicas em elementos – Poço B	Composto(s) diagnóstico(s)	Interpretação	Intervalo de maior ocorrência	Litologia com maior afinidade
F1	Ca, Sr	Rochas carbonáticas	4.880 – 4.990 m (porção intermediária)	CRU, CRE e SHB
F2	Ca, Sr, Zr, Al, K, Fe, Ba, S	Rochas carbonáticas com minerais detríticos	4.880 – 4.990 m (porção intermediária)	CRE e SPH/SHB
F3	Si, Zr, Al, K, Fe, Mg	Minerais detríticos em abundância	4.990 – 5.090 m (porção inferior)	CRE-bio, CLU e CRU-bio
F4	Mg, Si, Al, K, Fe, S, Ba, Zr	Dolomitização	4.800 – 4.880 m (porção superior)	CRE/SHB e CRU-bio

Fonte: Adaptado de dos Santos *et al.* (2025).

Figura 12. Gráficos de distribuição para os dados do poço B. Em (A) frequência de ocorrência de fácies químicas em óxidos em função da profundidade; (B) probabilidade de ocorrência de fácies químicas em óxidos em função da litologia; (C) frequência de ocorrência de fácies químicas em elementos em função da profundidade; e (D) probabilidade de ocorrência de fácies químicas em elementos químicos em função da litologia.



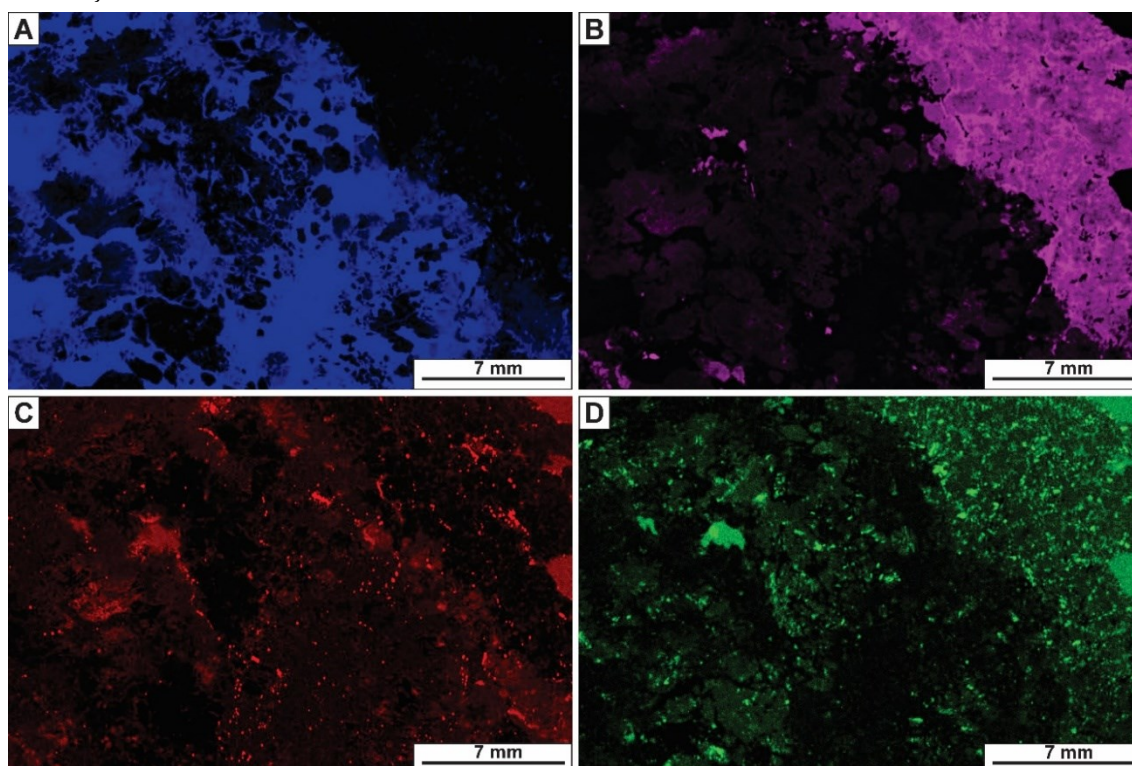
Fonte: Adaptado de dos Santos *et al.* (2025).

5.2.1 Avaliação e validação das fácies químicas do poço A com base em análises de micro-FRX

A partir dos Quadros 1 e 2, verifica-se que, dentre os compostos identificados ao longo do poço A, CaO e/ou Ca , SiO_2 e/ou Si e MgO e/ou Mg são os mais abundantes e exercem alguma influência sobre todas as fácies químicas caracterizadas. Além destes, a ocorrência de Fe_2O_3 e/ou Fe , Al_2O_3 e/ou Al , K_2O e/ou K , BaO e/ou Ba e ZrO_2 e/ou Zr , marcam importantes variações composicionais ao longo do intervalo analisado.

De acordo com dos Santos *et al.* (2025), as fácies químicas C1 e D1 (Quadros 1 e 2), apesar de não serem idênticas, possuem como similaridade uma correlação forte e positiva com Si , mas também exibem uma correlação inversa com praticamente todos os compostos químicos utilizados na análise de agrupamento. Nesse contexto, os autores assumem que Si não ocorre na estrutura cristalina de sedimentos siliciclásticos, mas sim como níveis de sílica formados durante a diagênese. Essa interpretação é corroborada pelos dados de micro-FRX, cujos mapas composicionais indicam que em exemplares de C1 e D1 o SiO_2 e/ou Si ocorre de forma predominantemente isolada em relação aos demais compostos (Figura 13).

Figura 13 Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química C1. (A) O Si apresenta altas concentrações e ocorre isolado dos demais constituintes, indicando forte controle diagenético por silicificação, possivelmente responsável pela obliteração de texturas primárias; (B–D) distribuição de Mg , Fe e K , respectivamente, onde é possível notar a ausência de associação com Si .

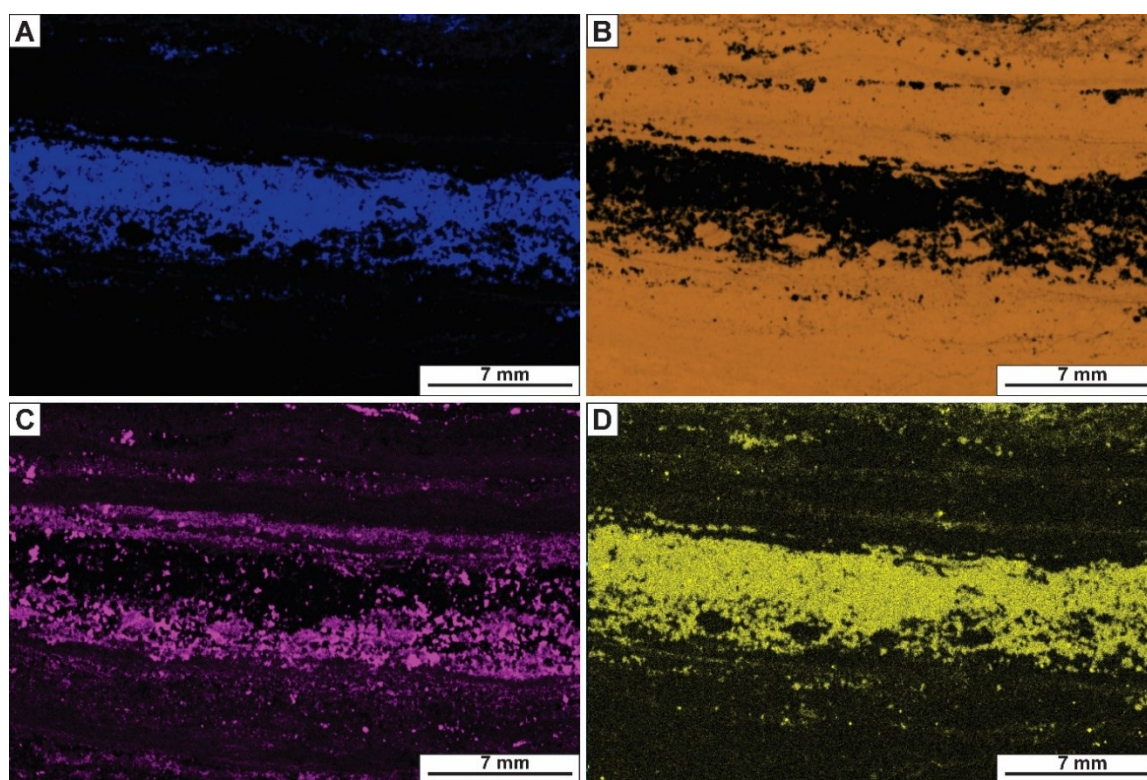


Fonte: Autoria Própria.

Em D1, observa-se maior preservação das características composicionais primárias, marcada sobretudo pela presença de Ca. Nota-se também maior heterogeneidade nos constituintes diagenéticos, com presença significativa de Mg e, localmente, ocorrência de Ba, além de Si, elemento diagnóstico da fácies química (Quadro 2 e Figura 14).

C1 e D1 concentram-se na porção superior do testemunho (entre 5.032 e 5.058 m – Figuras 6 e 11A), onde nódulos de sílica tabulares, concordantes à laminação (Figuras 8F e G), e arredondados, deformando estruturas sedimentares, são observados com recorrência. Contudo, também são recorrentes na porção intermediária (entre 5.058 e 5.100 m – Figuras 6 e 11A e C). Em termos litológicos, destaca-se a maior probabilidade de C1 e D1 ocorrerem associados aos CLU e SPH (Figuras 11B e D).

Figura 14. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química D1. (A) O Si apresenta altas concentrações e ocorre isolado dos demais constituintes, indicando forte controle diagenético por silicificação, possivelmente responsável pela obliteração de texturas primárias; (B) distribuição de Ca, marcando a presença de matriz calcítica; (C) distribuição de Mg, indicativo da ocorrência de dolomita; e (D) distribuição de Ba, indicativo da ocorrência de barita.

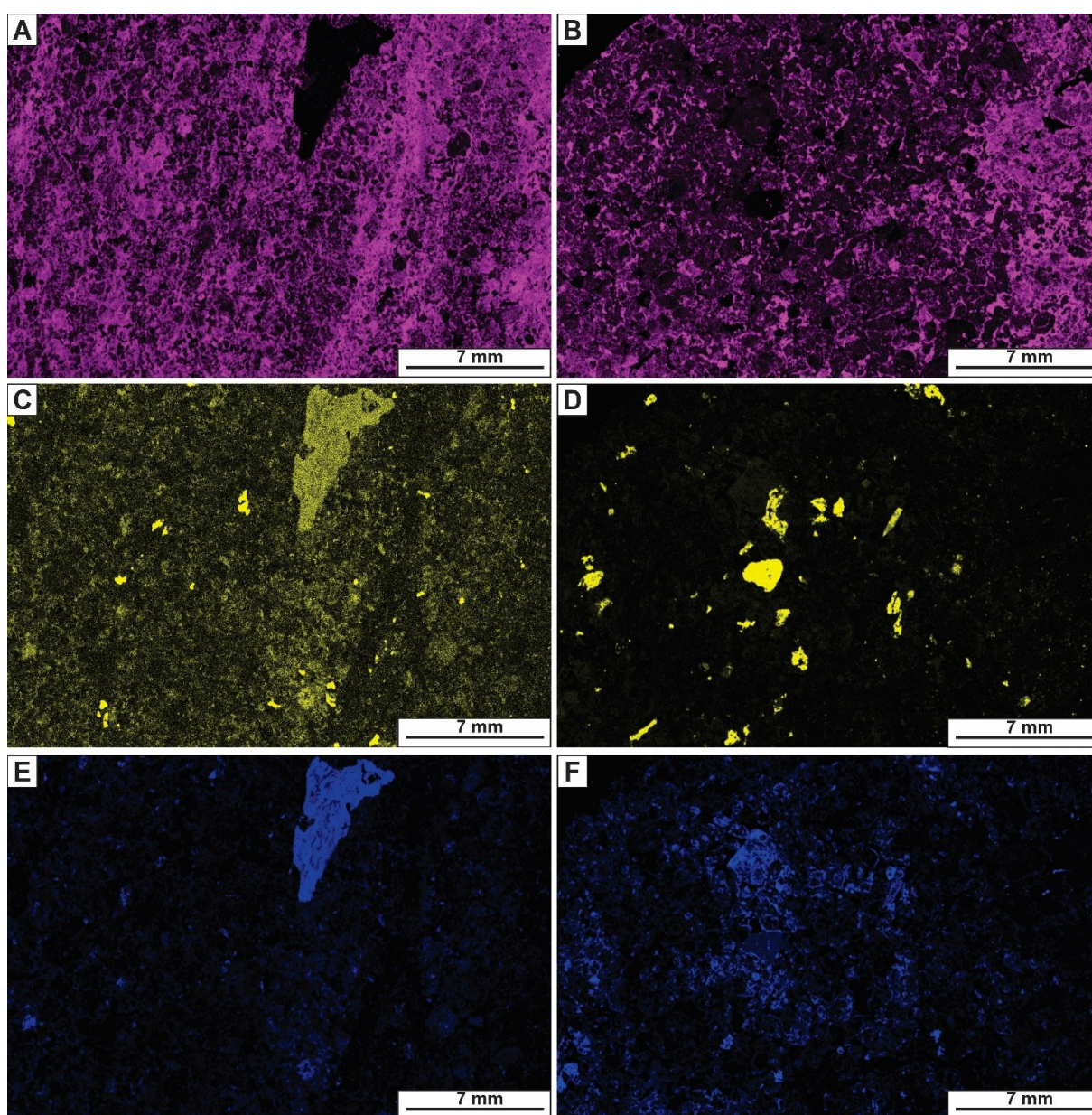


Fonte: Autoria Própria.

As fácies químicas C2, C4 e D3 também são fortemente influenciadas por processos pós-deposicionais, sendo a correlação com Mg particularmente significativa em todos os casos (Quadros 1 e 2). Em C2, dos Santos *et al.* (2025) verificaram correlações fortes e positivas

somente com Mg, sugerindo uma dolomitização intensa e pervasiva. Já para C4, os autores assumem um estágio de dolomitização menos avançada, preservando melhor as características deposicionais das rochas. Esta tendência se mostrou consistente com as análises de micro-FRX realizadas em exemplares de C2 e de C4 (Figura 15).

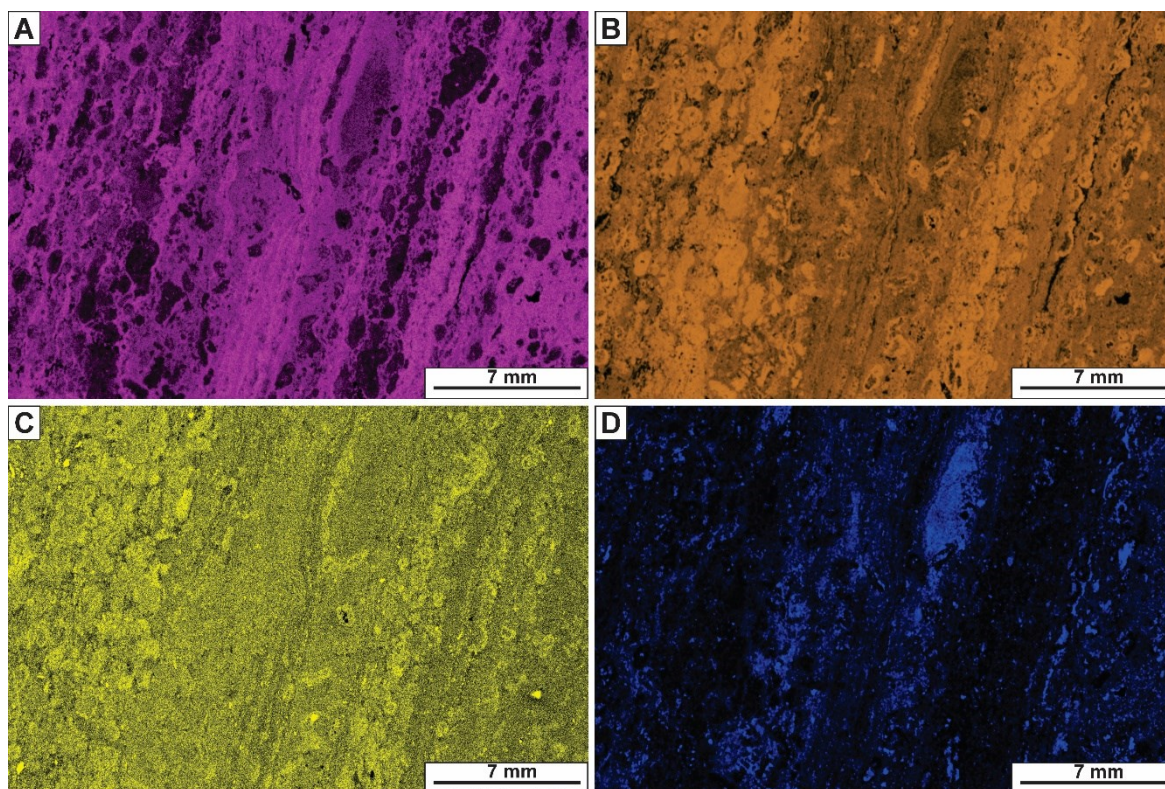
Figura 15. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos das fácies químicas C2 e C4. (A) Distribuição do Mg em C2, evidenciando picos de concentração do elemento; (B) distribuição do Mg em C4, com menor intensidade relativa em comparação a C2; (C) distribuição do Al em C2, indicando baixos teores; (D) distribuição do Al em C4, com concentrações mais elevadas em relação a C2; (E) distribuição do Si em C2, caracterizada por baixa resposta elementar; (F) distribuição do Si em C4, exibindo maior afinidade e concentração de sílica quando comparada a C2.



Fonte: Autoria Própria.

Em elementos, tem-se apenas D3, que tanto os dados de p-FRX (Quadro 2) quanto os mapas composicionais obtidos por micro-FRX (Figura 16) indicam que, além do Mg, os elementos Ca e Sr também exercem influência significativa, reforçando a preservação de características deposicionais, de modo similar ao observado em C4. Adicionalmente, o mapa composicional de Si (Figura 16D) revela que esse elemento ocorre de forma isolada e com morfologia nodular. Diferentemente da dolomitização, que afeta a rocha de forma pervasiva, a silicificação em D3 manifesta-se como um processo subordinado e pontual.

Figura 16. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química D3. (A) Distribuição de Mg, indicando dolomitização intensa; (B-C) distribuição de Ca e Sr, respectivamente, apontando, possivelmente, para a preservação de componentes calcíticos deposicionais; e (D) distribuição de Si, em concentrações subordinadas, característico de silicificação, porém menos intensa que a dolomitização.



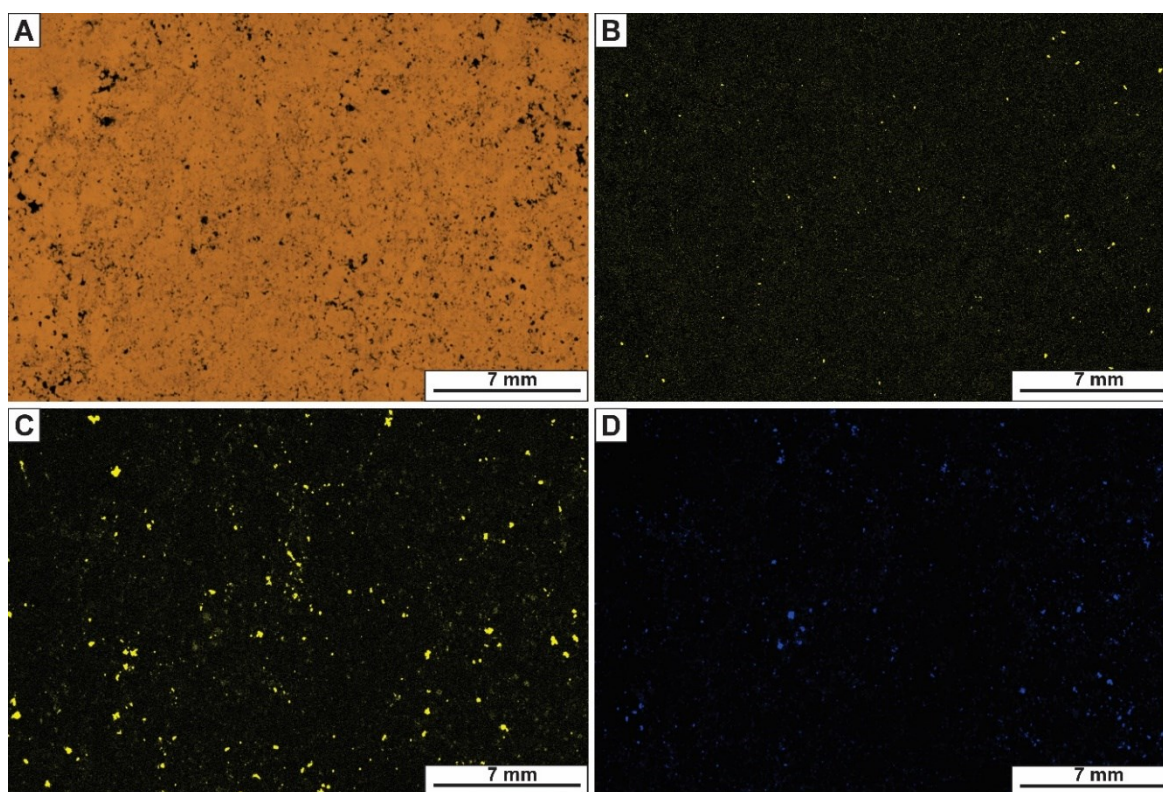
Fonte: Autoria Própria

Com relação à ocorrência, C2 torna-se mais frequente com a profundidade, concentrando-se na base do poço (entre 5.100 e 5.134,20 m – Figuras 6 e 11A), e relaciona-se preferencialmente aos CRE, CLU e SPH, além de incluir todas as ocorrências de dolomito (Figura 11B). As fácies químicas C4 e D3 tem sua ocorrência destacada na porção intermediária do poço A (entre 5.058 e 5.100 m – Figuras 6 e 11A e C) e relacionam-se com uma grande

variedade de litologias, não sendo possível estabelecer claramente um padrão (Figuras 11B e D).

De acordo com dos Santos *et al.* (2025), as fácies químicas em óxidos C3 e C5 são as que melhor preservam as características composicionais da deposição. Já em elementos, tem-se D2, D4 e D5 (Quadros 1 e 2). As interpretações dos autores já indicam que, dentre todas elas, D2 é a que melhor preserva a composição deposicional original, apresentando baixa afinidade com elementos associados a modificações pós-deposicionais e contribuição detrítica (Quadro 2), e isso fica ainda mais evidente a partir de dados de micro-FRX (Figura 17).

Figura 17. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química D2. (A) Distribuição de Ca, demonstrando a matriz carbonática homogênea e predominante; (B) distribuição de Sr, evidenciando sua associação típica com a fase calcítica, mas em baixas concentrações; (C-D) distribuição de Al e Si, respectivamente, ilustrando uma contribuição detrítica e silicatada mínima e localizada nesta fácies química.

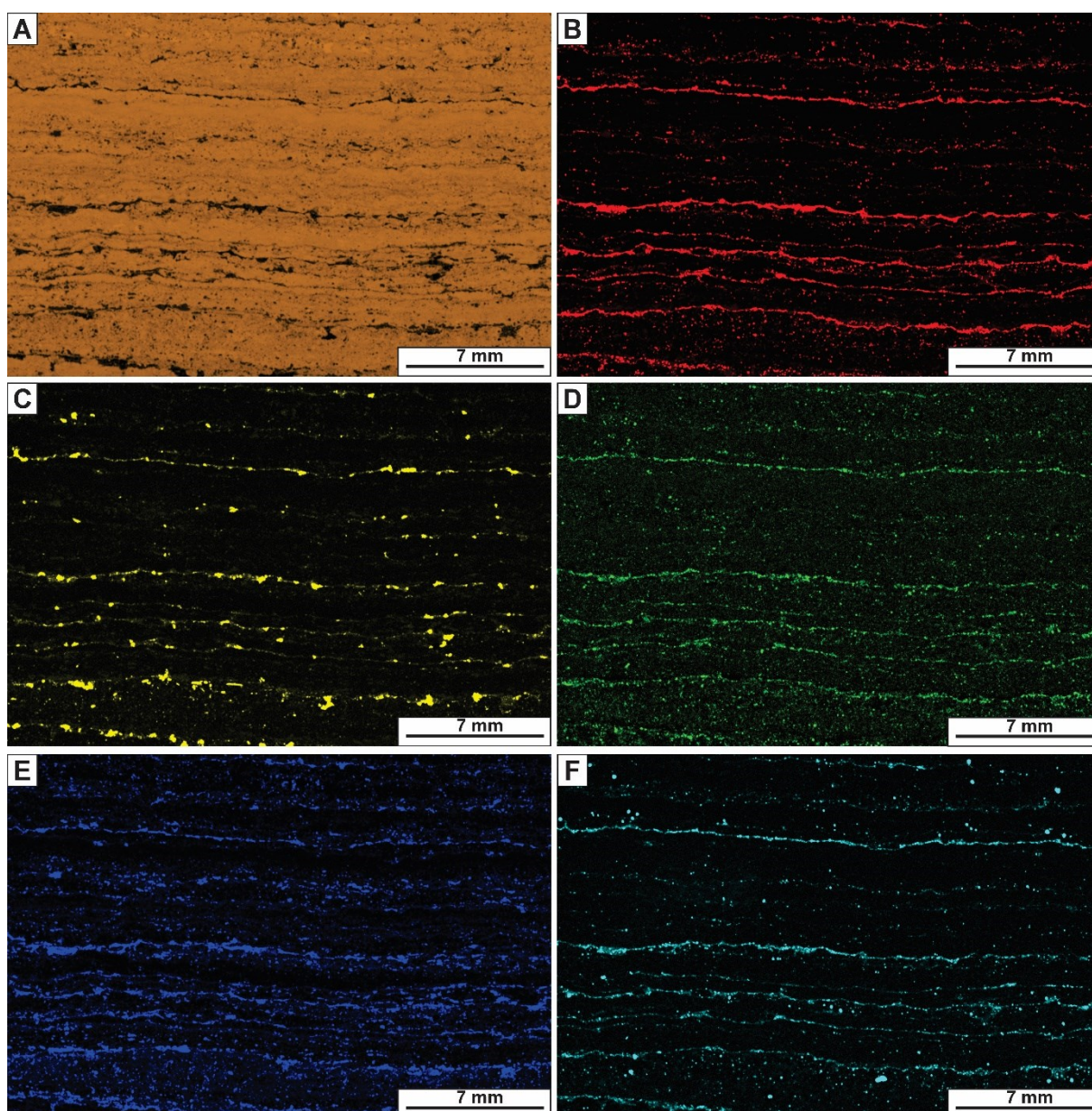


Fonte: Autoria Própria.

Em C3 e D5, a afinidade com Ca e Sr também indica uma composição essencialmente calcítica. Todavia, a afinidade de compostos como MgO e/ou Mg e SiO₂ e/ou Si, sugerem a presença de sílica e dolomita, mas em proporções inferiores às que ocorrem em C1, D1, C2, C4 e D3, preservando as feições primárias da rocha. Além destes, C3 e D5 incluem Fe, Al, K, e Zr, sugerindo significativa influência de minerais detríticos nas rochas da sucessão analisada. Os

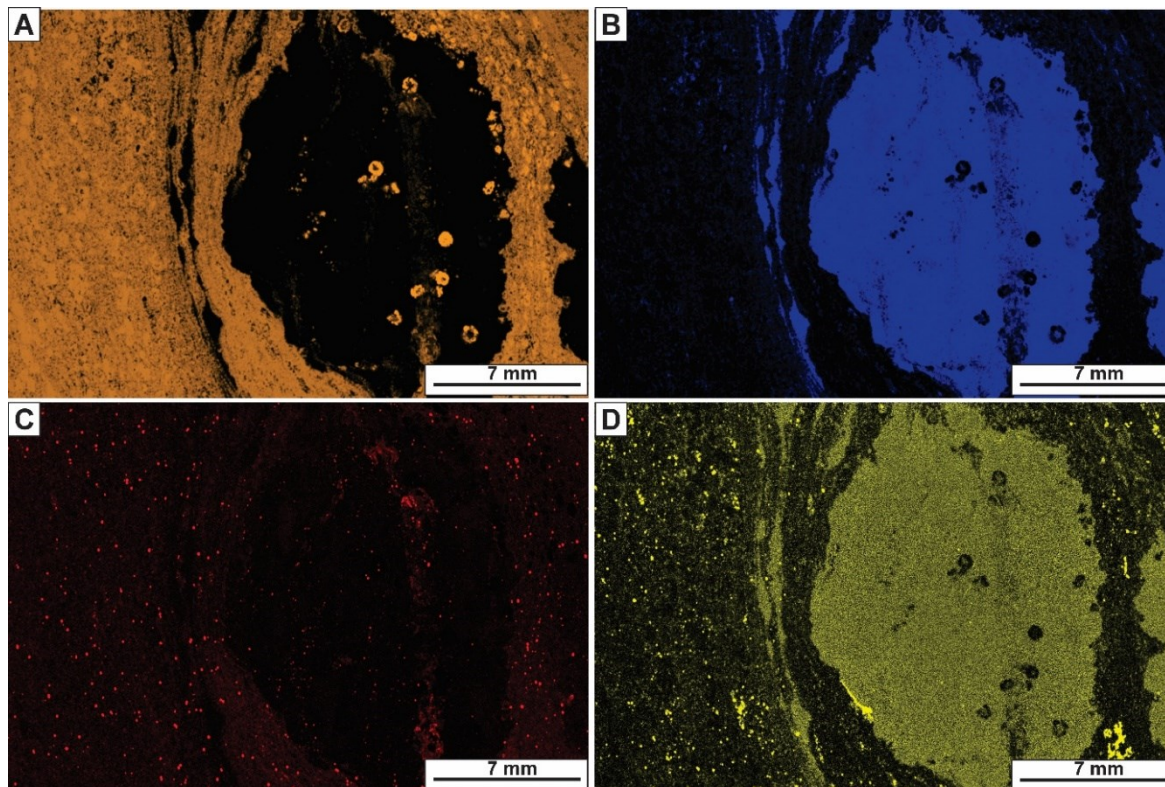
mapas composicionais obtidos por micro-FRX, não apenas ratificam a interpretação de dos Santos *et al.* (2025), mas indicam que as impurezas detectadas pelo p-FRX ocorrem, preferencialmente, concentradas nas laminações das rochas formadas *in situ* (Figura 18) e dispersas nos CRE e CRU. Além de indicar que as maiores concentrações de Si ocorrem concentradas em nódulos esféricos (Figura 19).

Figura 18. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química C3. (A) Distribuição do Ca, indicando a predominância de matriz calcítica. (B–F) Distribuições de Fe, Al, K, Ba e Si, respectivamente, evidenciando concentrações coincidentes desses elementos em laminações, o que sugere aporte de material terrígeno.



Fonte: Autoria Própria.

Figura 19. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos da fácies química D5. (A) Distribuição de Ca evidenciando a matriz calcítica predominante; (B-C) distribuição de Fe e Al, respectivamente, confirmando a presença pontual de minerais detríticos acessórios; e (D) distribuição de Si revelando concentrações expressivas com morfologia nodular e esférica, associada a silicificação.



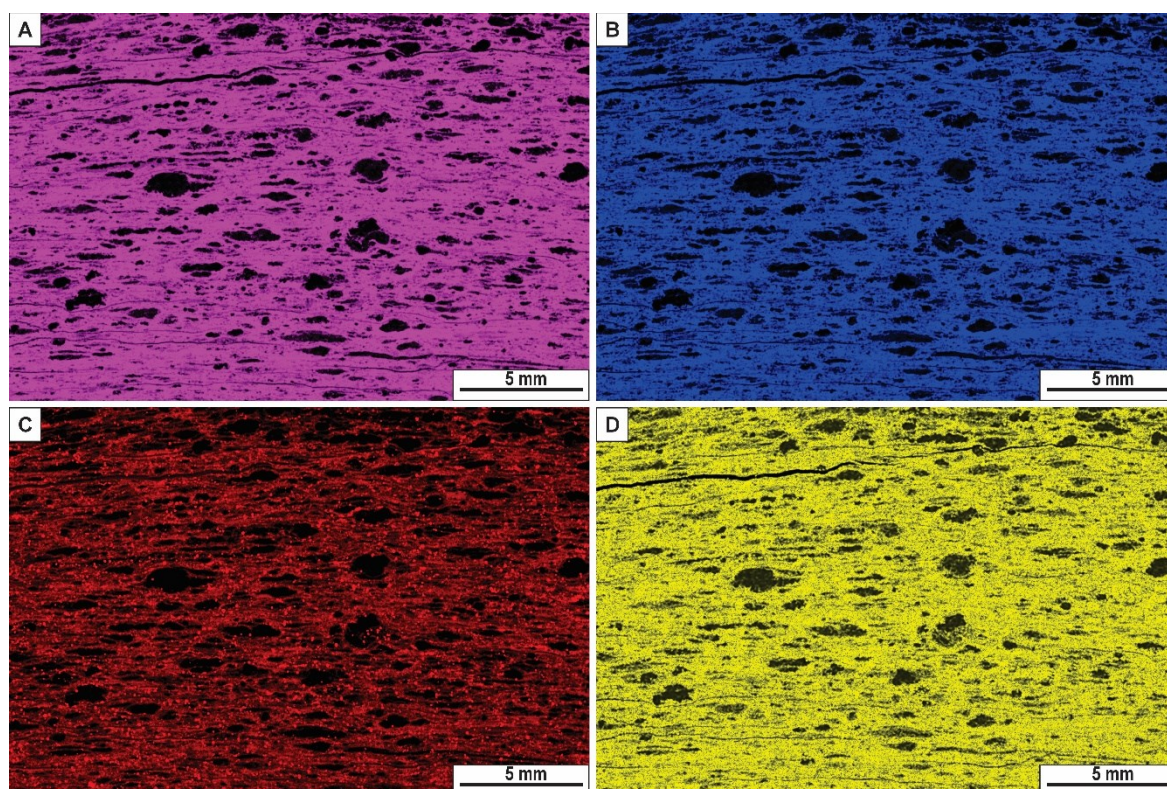
Fonte: Autoria Própria.

Quanto à ocorrência, verifica-se que as fácies que melhor preservam as características deposicionais do poço A ocorrem preferencialmente na porção intermediária (entre 5.058 e 5.100 m – Figuras 6, 11A e C). O padrão mais difícil de estabelecer é o de D5, presente em proporções similares ao longo de todo o intervalo analisado (Figura 11C). Quanto à litologia, C3 e D5 exibem maior probabilidade de ocorrência associada a rochas formadas *in situ* (CLU, SPH e SHB – Figuras 11B e D). Enquanto D2 também apresenta boa associação com CRE e CRU (Figura 11D).

Por fim, C5 e D4, que de acordo com Santos *et al.* (2025), a forte correlação entre MgO e/ou Mg, SiO₂ e/ou Si, K₂O e/ou K, Al₂O₃ e/ou Al e Fe₂O₃ e/ou Fe (Quadros 1 e 2) indica que esses óxidos/elementos podem estar organizados na estrutura cristalina de argilominerais típicos do pré-sal, como talco, stevensita, saponita e illita. Nesse contexto, os mapas composicionais da figura 20 não apenas evidenciam a presença desses óxidos, mas demonstram sua sobreposição espacial, sustentando a interpretação de que representam fases minerais silicatadas específicas e não apenas detritos isolados ou sílica diagenética pura.

Adicionalmente, a validação petrográfica confirma que esses argilominerais são comuns no intervalo onde C5 e D4 são mais abundantes (entre 5.100 e 5.134,2 m – Figuras 6 e 11A e C) e confirma sua ocorrência nos CLU, SPH, CRE e CRU (Figura 11B e D), nos dois primeiros ocorrem como principais constituintes e nos retrabalhados como intraclastos argilosos.

Figura 20. Mapas composicionais de micro-fluorescência de raios-X (micro-FRX) representativos das fácies químicas C5 e D4. (A–D) Distribuições de Mg, Si, Fe e Al, respectivamente. A associação espacial das concentrações desses óxidos evidencia a presença de fases de argilominerais magnesianos (*e.g.*, talco e stevensita) e aluminossilicatados (*e.g.*, illita).



Fonte: Autoria Própria.

Como as interpretações propostas por dos Santos *et al.*, (2025) mostraram-se consistentes para o poço A, e considerando que a mesma metodologia foi aplicada ao poço B, admite-se que tais interpretações sejam igualmente válidas para este último.

Desse modo, verifica-se que, embora as fácies químicas apresentem comportamentos composicionais semelhantes nos poços A e B, é possível reconhecer particularidades entre eles, especialmente no que se refere aos processos diagenéticos e à contribuição de constituintes detríticos (Quadros 1, 2, 3 e 4).

5.3 Constituintes diagenéticos e porosidade visual

Conforme indicado pela descrição litológica e pelas fácies químicas, os poços A e B apresentam dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) e sílica (SiO_2) como os principais constituintes diagenéticos. Em lâminas petrográficas, observa-se que a dolomita ocorre em diferentes tipos texturais, a saber: mosaico, blocosa, lamelar, em franja, em sela e romboédrica, enquanto a sílica se apresenta como microcristalina (MS), macrocristalina (MMQ) e calcedônia. A ocorrência generalizada desses minerais evidencia a atuação intensa dos processos de dolomitização e silicificação.

Outros aspectos relevantes incluem a elevada densidade de fraturas nos intervalos mais intensamente silicificados e a presença de agregados inter- e intracristalinos. Além disso, são observados poros dos tipos móldico e vulgar (*vugs*), indicando a atuação de processos de dissolução.

5.3.1 Dolomita

A dolomita blocosa (Figura 21A) é caracterizada por cristais euédricos a subédricos e ocorre preferencialmente como cimento de preenchimento de poros. Os cristais apresentam-se límpidos, com núcleos turvos de cor castanha, por vezes, zonados. A dolomita mosaico (Figura 21B) ocorre como cristais anédricos e subédricos, preenchendo os poros e, também, substituindo a composição primária, sendo a textura mais recorrente quando a rocha está intensamente dolomitizada.

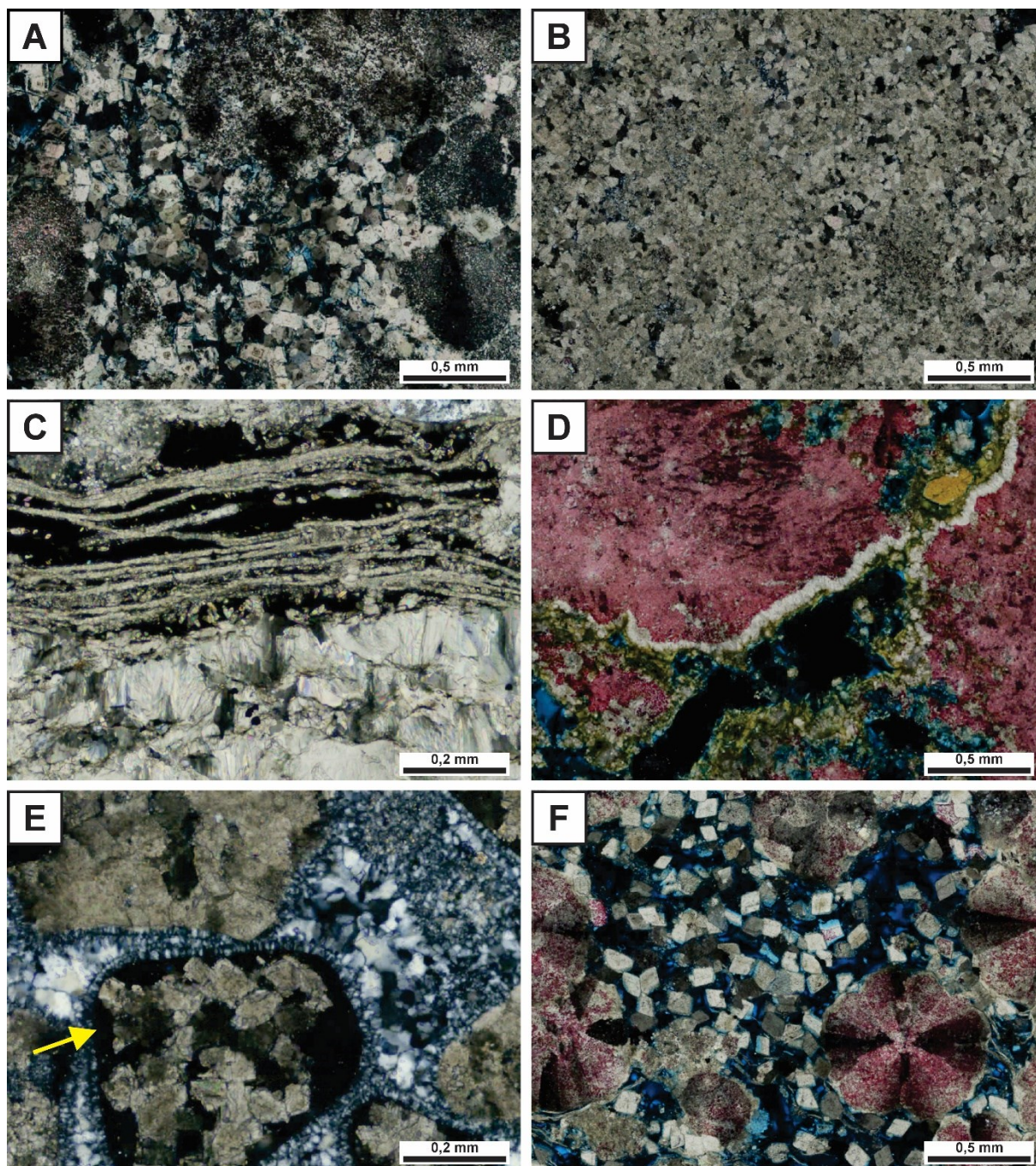
A dolomita lamelar (Figura 21C), apesar de não figurar dentre as mais abundantes, ganha destaque pela sua feição particular. Esta textura de dolomita ocorre como feições alongadas, com espessuras que variam em torno de 25 μm e que, frequentemente, permitem realizar a distinção entre núcleo, amarronzado, e bordas mais claras. Essas lamelas podem ser contínuas ou descontínuas, ocorrendo tanto nos poros quanto bordejando constituintes carbonáticos.

Com ocorrência mais restrita, tem-se: a dolomita em franja (Figura 21D), que ocorre como cristais euédricos que crescem ao redor dos constituintes carbonáticos, preenchendo parcialmente os poros; a dolomita em sela, presente como cristais subédricos e anédricos com extinção ondulante (Figura 21E), presente como cimento, preenchendo poros; e por fim, a dolomita romboédrica (Figura 21F), caracterizada por cristais euédricos e zonados, geralmente transparentes, embora apresentem com alguma frequência núcleos opacos, de tonalidade castanha.

Reconhecidas as diferentes texturas, é possível estabelecer seus padrões de ocorrência. A dolomita blocosa, por exemplo, representa a fase mais abundante nas sucessões analisadas (Tabelas 2 e 3), com destaque no poço A, onde corresponde a 51,3% do total de dolomita descrita. Em termos estratigráficos, verifica-se que as texturas menos recorrentes são as que apresentam zonas de ocorrência bem definidas, as demais tendem a ocorrer em elevados percentuais (>20%) ao longo de toda a sucessão do poço A (Tabela 2). Dolomita blocosa e mosaico, mais abundantes e, a última, mais recorrente quando a rocha está intensamente dolomitizada, atingem seus maiores percentuais na porção inferior (entre 5.100 e 5.134,2 m – Tabela 2), onde a fácies química C2 (dolomitização pervasiva – Quadro 1) é mais recorrente.

No poço B, o controle estratigráfico é mais efetivo. Os maiores percentuais de todas as texturas de dolomita ocorrem na porção intermediária (entre 4.880 e 4.990 m), enquanto a porção inferior (entre 4.990 e 5.090 m) concentra os valores mais baixos, com ausência de algumas das texturas descritas (Tabela 3). Tal padrão de ocorrência é consistente com o da fácies química E1 (dolomitização – Quadro 3).

Figura 21. Diferentes tipos texturais de dolomita identificados nos poços A e B. (A) cristais de dolomita blocosa preenchendo o espaço intercristalino; (B) Cristais de dolomita blocosa bem compactados; (C) dolomita lamelar; (D) dolomita em franja com crescimento isópaco contornando as bordas dos grãos; (E) Detalhe de dolomita em sela com faces curvas e extinção ondulante (seta amarela); (F) cristais de dolomita romboédrica com hábito euédrico bem preservado. Todas as fotomicrografias em nicóis cruzados.



Fonte: Autoria Própria

Tabela 2. Distribuição estatística e organização estratigráfica das diferentes texturas de dolomita identificados ao longo do poço A. Os dados integram a abundância total de cada textura com sua ocorrência específica em diferentes intervalos de profundidade sendo: porção superior (5.032 – 5.058 m), porção intermediária (5.058 – 5.100 m) e porção inferior (5.100 – 5.134,2 m).

Textura de dolomita	Frequência (%)	Frequência Relativa (%)		
		Porção superior	Porção intermediária	Porção inferior
Blocosa	51,3	25,2	26,7	48,1
Mosaico	28,1	32,9	29,8	37,3
Lamelar	11,0	37,8	39,0	24,4
Franja	3,3	16,9	26,1	57,0
Sela	0,9	49,1	28,0	22,9
Romboédrica	0,4	9,3	33,5	57,2

Fonte: Autoria Própria.

Tabela 3. Distribuição estatística e organização estratigráfica das diferentes texturas de dolomita identificadas ao longo do poço B. Os dados integram a abundância total de cada textura com sua ocorrência específica em diferentes intervalos de profundidade sendo: porção superior (4.800 – 4.880 m), porção intermediária (4.880 – 4.990 m) e porção inferior (4.990 – 5.090 m).

Textura de dolomita	Frequência (%)	Frequência Relativa (%)		
		Porção superior	Porção intermediária	Porção inferior
Blocosa	37,3	24,0	61,7	14,3
Mosaico	28,0	21,8	69,8	8,4
Lamelar	19,3	17,5	74,8	7,8
Franja	8,6	10,1	74,5	15,3
Sela	4,4	8,3	91,7	0,0
Romboédrica	2,6	12,9	87,1	0,0

Fonte: Autoria Própria.

O controle estratigráfico é o mais efetivo na compreensão da ocorrência das texturas de dolomita ao longo dos poços A e B. Ao relacionar textura de dolomita e litologia (Figuras 22 e 23) e textura de dolomita e fácies químicas (Figuras 24 e 25), não se observa nenhum padrão muito significativo e/ou de fácil reconhecimento, contudo alguns destaques podem ser feitos a partir da comparação da distribuição e das medianas.

Considerando as diferentes litologias descritas, o padrão de ocorrência da dolomita blocosa e da dolomita mosaico é bastante regular, principalmente no poço A, onde o principal destaque é a maior mediana de dolomita mosaico ocorrer nos SHB (Figura 22A) e a associação

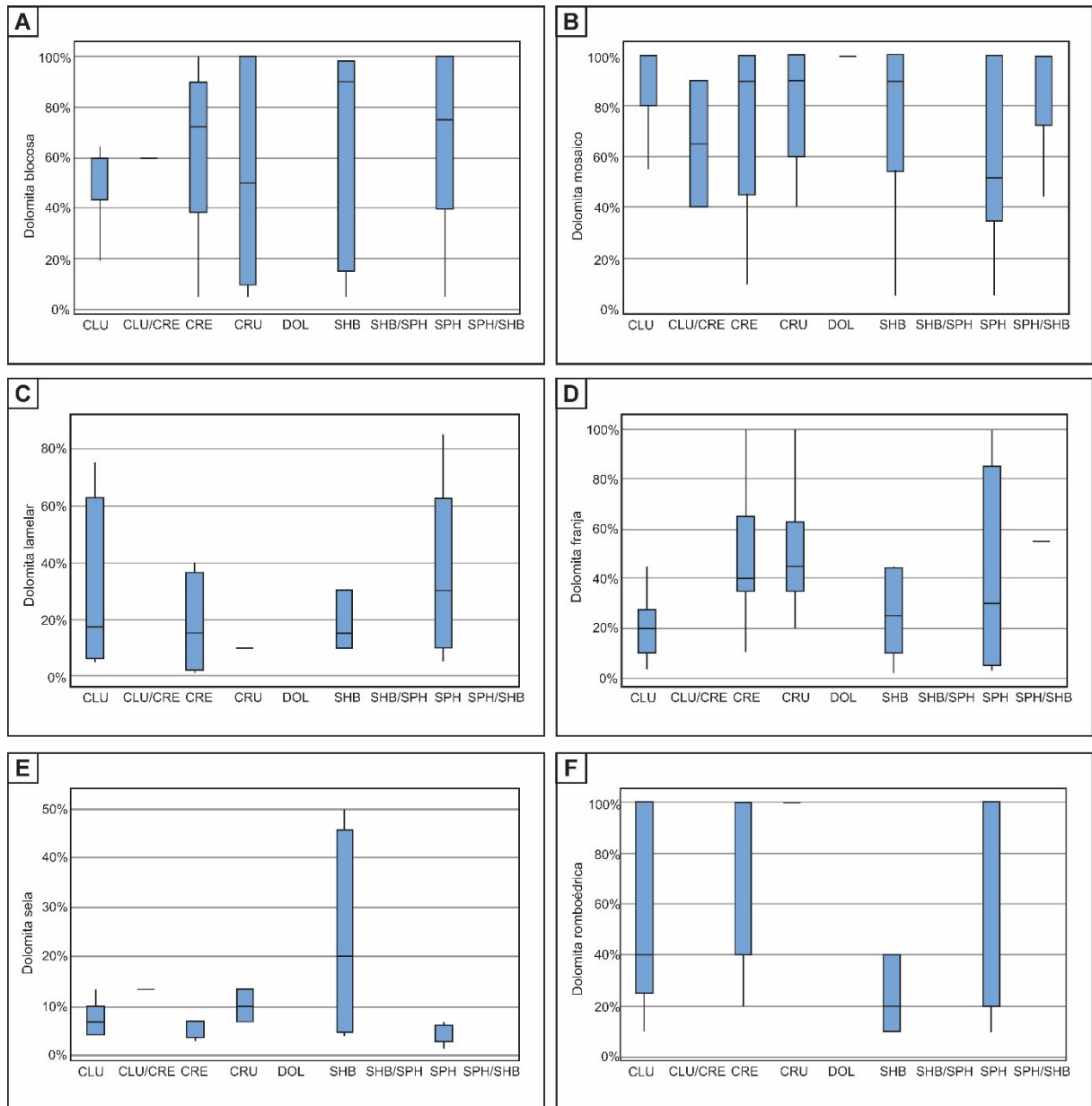
observada entre dolomita mosaico e dolomito (Figura 22B). Apesar de serem menos abundantes que as fases mosaico e blocosa, a dolomita lamelar e a dolomita em franja ganham relevância pelo controle litológico. No poço A, dolomita lamelar está associada, principalmente, as rochas formadas *in situ*, especialmente os CLU e SPH (Figura 22C), enquanto dolomita em franja cresce preferencialmente ao redor dos constituintes carbonáticos indiferenciados dos CRE e CRU e, também, dos esferulitos dos SPH (Figura 22D).

Ainda considerando o poço A, apesar da distribuição da dolomita em sela nos SHB, verifica-se que a mediana é muito similar às demais (Figura 22E). A dolomita romboédrica, por sua vez, não foi identificada em todas as litologias e, quando presente, não exibe um padrão significativo (Figura 22F), o que tem relação com seu baixo percentual de ocorrência (Tabela 2).

Para o poço B, a relação entre litologia e textura de dolomita é ainda mais difícil de ser estabelecida (Figura 23), especialmente para dolomita blocosa e mosaico (Figuras 23A e B). Novamente, a dolomita lamelar ganha destaque pela sua relação com as rochas carbonáticas formadas *in situ*, neste caso, especialmente os SPH e as intercalações SPH/SHB (Figura 23C). É importante ressaltar que, apesar da relação entre dolomita lamelar e CRU parecer relevante, existe, na realidade, uma subamostragem, o que explica a mediana baixa (Figura 23C).

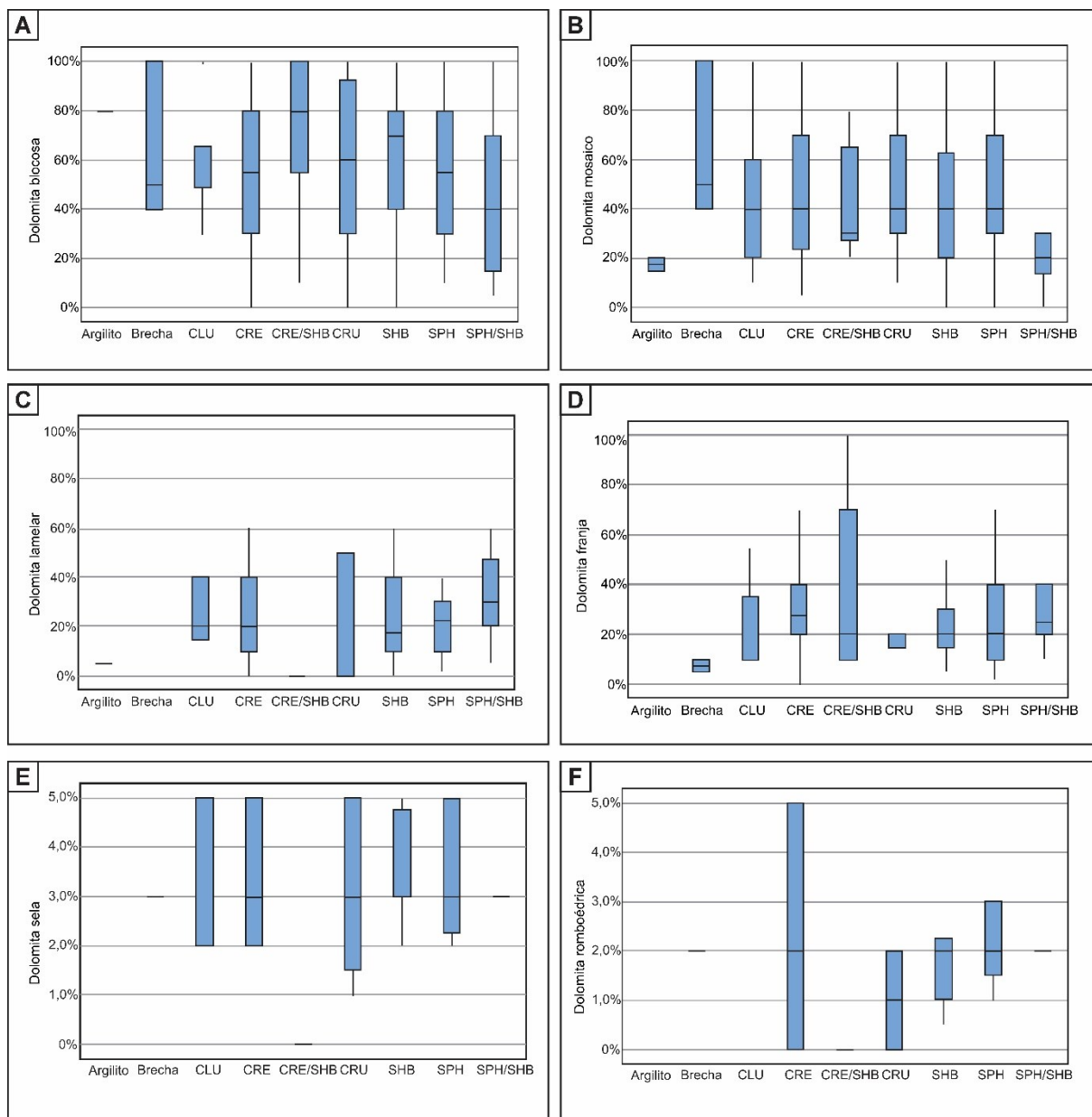
A dolomita em franja, ao longo do poço B, também exibe controle litológico, sendo mais comumente observada nos SPH e SHB (Figura 23D). A dolomita em sela, por sua vez, não exibe uma tendência clara (Figura 23E) e a textura romboédrica não ocorre em todas as litologias e exibe percentuais baixos associados preferencialmente aos CRE, com valor similar de mediana para os SPH e SHB (Figura 23F).

Figura 22. Distribuição estatística das variedades texturais de dolomita e litologias identificados no Poço A. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada fácies química em relação ao volume total de dolomita por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas litologias. As variedades texturais estão discriminadas em: (A) Dolomita blocosa; (B) Dolomita mosaico; (C) Dolomita lamelar; (D) Dolomita franja; (E) Dolomita em sela; (F) Dolomita romboédrica.



Fonte: Autoria Própria.

Figura 23. Distribuição estatística das variedades texturais de dolomita e litologias identificados no Poço B. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada fácies química em relação ao volume total de dolomita por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas litologias. As variedades texturais estão discriminadas em: (A) Dolomita blocosa; (B) Dolomita mosaico; (C) Dolomita lamelar; (D) Dolomita franja; (E) Dolomita em sela; (F) Dolomita romboédrica.



Fonte: Autoria Própria.

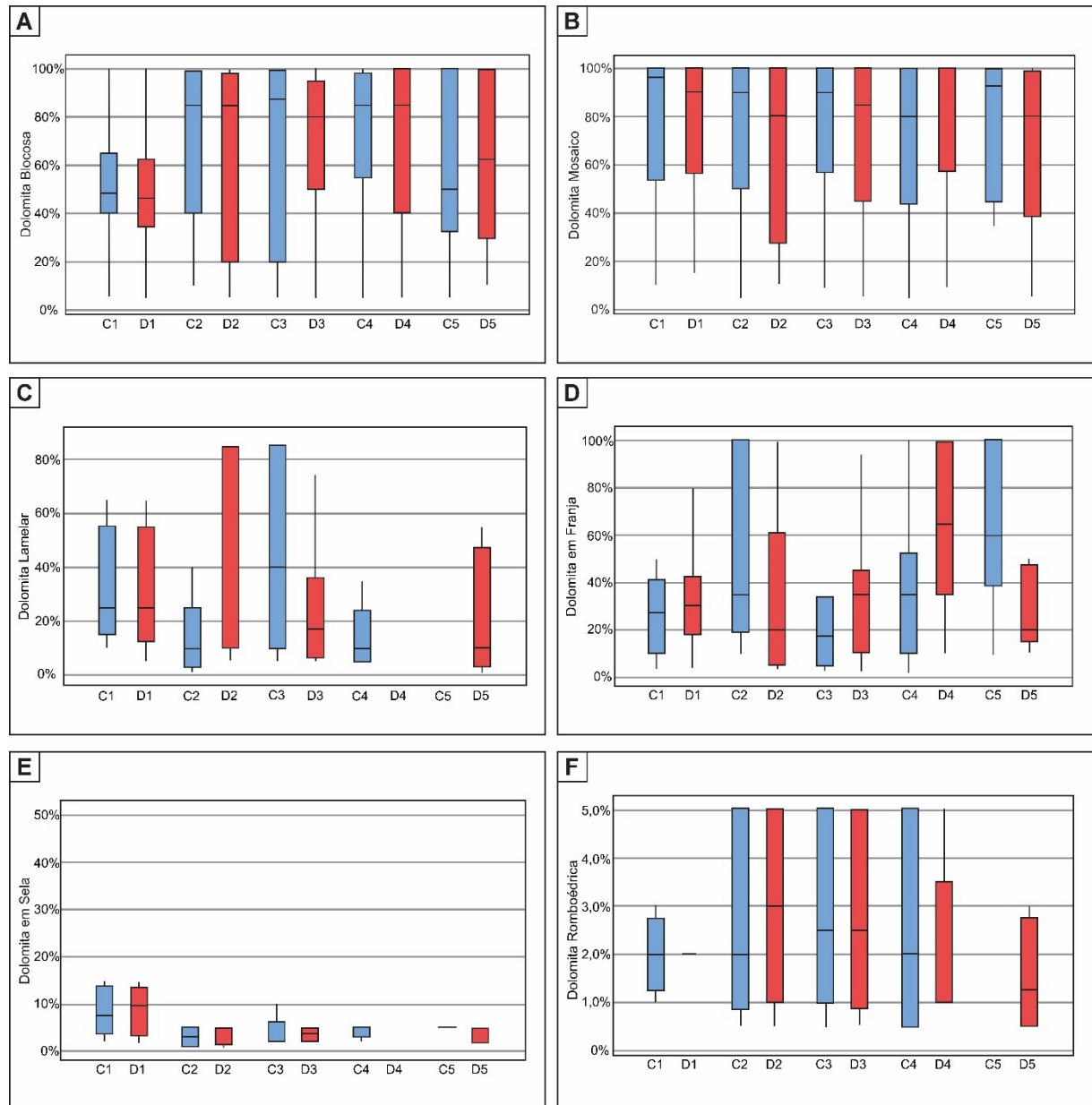
Considerando a relação entre textura de dolomita e fácies químicas, tem-se que, ao longo do poço A, as menores ocorrências de dolomita blocosa estão associadas as fácies químicas indicativas de intensa silicificação (C1 e D1) e, também, em C5, que indica a presença de argilominerais (C5 – Figura 24A). Já a dolomita mosaico não apresenta um padrão (Figura 24B), ficando claro que sua ocorrência independe da litologia e da fácies química. Percentuais

mais elevados de dolomita lamelar (Figura 24C), por sua vez, ocorrem associados as fácies químicas que guardam relações com a composição primária (C3 e D2), além disso, essa textura não ocorre associada a exemplares de C5 e D4, associados à presença de argilominerais.

A dolomita em franja, por sua vez, apresenta uma relação bem estabelecida com as fácies químicas C5 e D4 (Figura 24D). E, apesar de exibir percentuais baixos, nota-se grande influência das fácies químicas C1 e D1, associadas a silicificação intensa, na ocorrência de dolomita em sela (Figura 24E). Dolomita romboédrica ocorre dispersa em exemplares das fácies químicas C2, C3, C4, D2 e D3 (Figura 24F), associadas tanto às rochas que preservam suas características primárias quanto àquelas dolomitizadas.

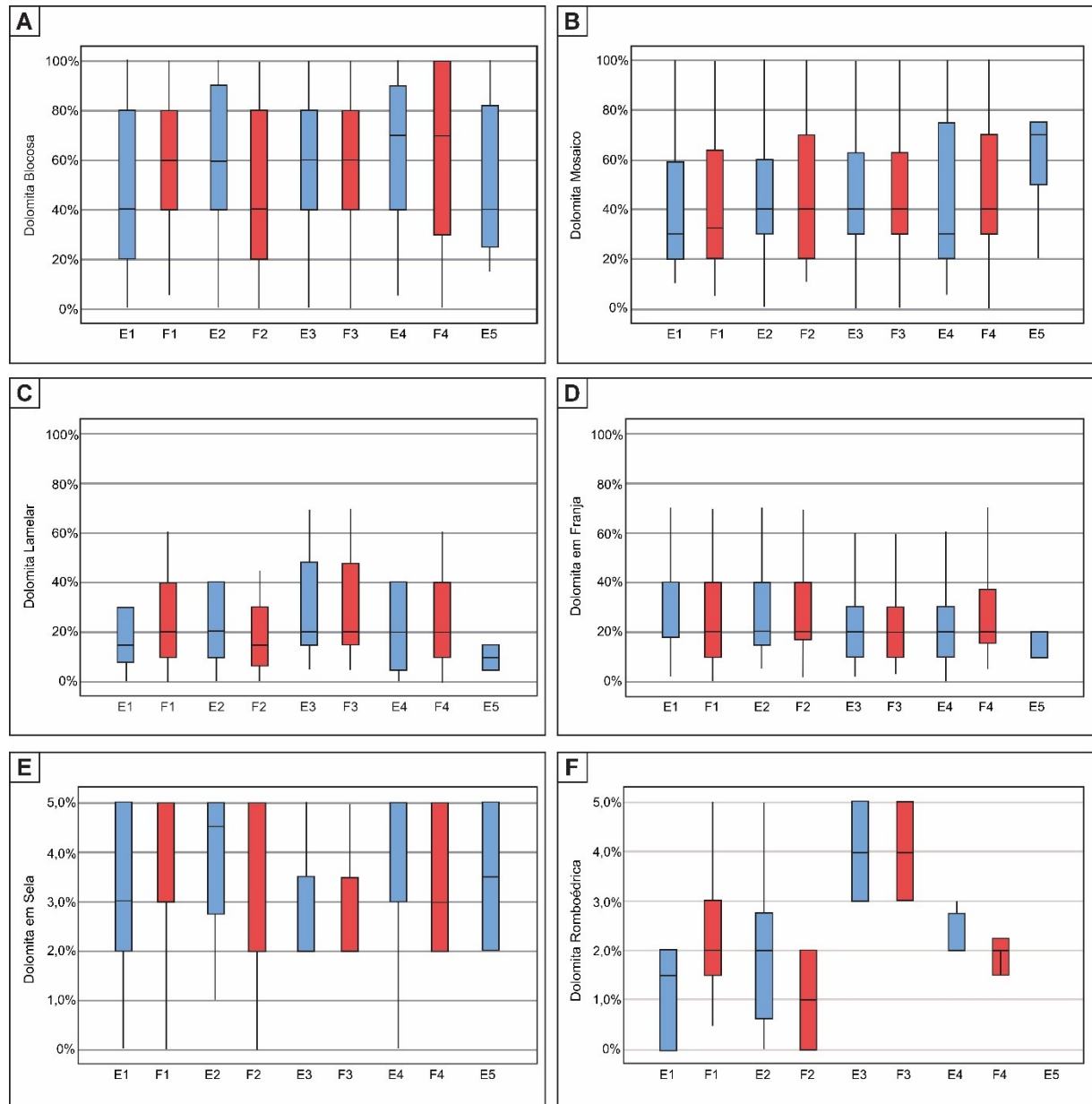
Assim como observado para as litologias, no poço B, os padrões entre textura de dolomita e fácies químicas são pouco evidentes (Figuras 25A, B, C, D, E e F), sendo a dolomita romboédrica a única textura a indicar possível controle, com maiores ocorrências associadas às fácies químicas E3 e F3 (Figura 25F), associadas a maior contribuição detrítica

Figura 24. Distribuição estatística das variedades texturais de dolomita e fácies químicas identificados no Poço A. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada fácies química em relação ao volume total de dolomita por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas fácies químicas de óxidos (C1 a C5, representados em azul) e elementos (D1 a D5, representados em vermelho). As variedades texturais estão discriminadas em: (A) Dolomita blocosa; (B) Dolomita mosaico; (C) Dolomita lamelar; (D) Dolomita franja; (E) Dolomita em sela; (F) Dolomita romboédrica.



Fonte: Autoria Própria.

Figura 25. Distribuição estatística das variedades texturais de dolomita e fácies químicas identificados no Poço B. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada fácies química em relação ao volume total de dolomita por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas fácies químicas de óxidos (E1 a E5, representados em azul) e elementos (F1 a F4, representados em vermelho). As variedades texturais estão discriminadas em: (A) Dolomita blocosa; (B) Dolomita mosaico; (C) Dolomita lamelar; (D) Dolomita franja; (E) Dolomita em sela; (F) Dolomita romboédrica.



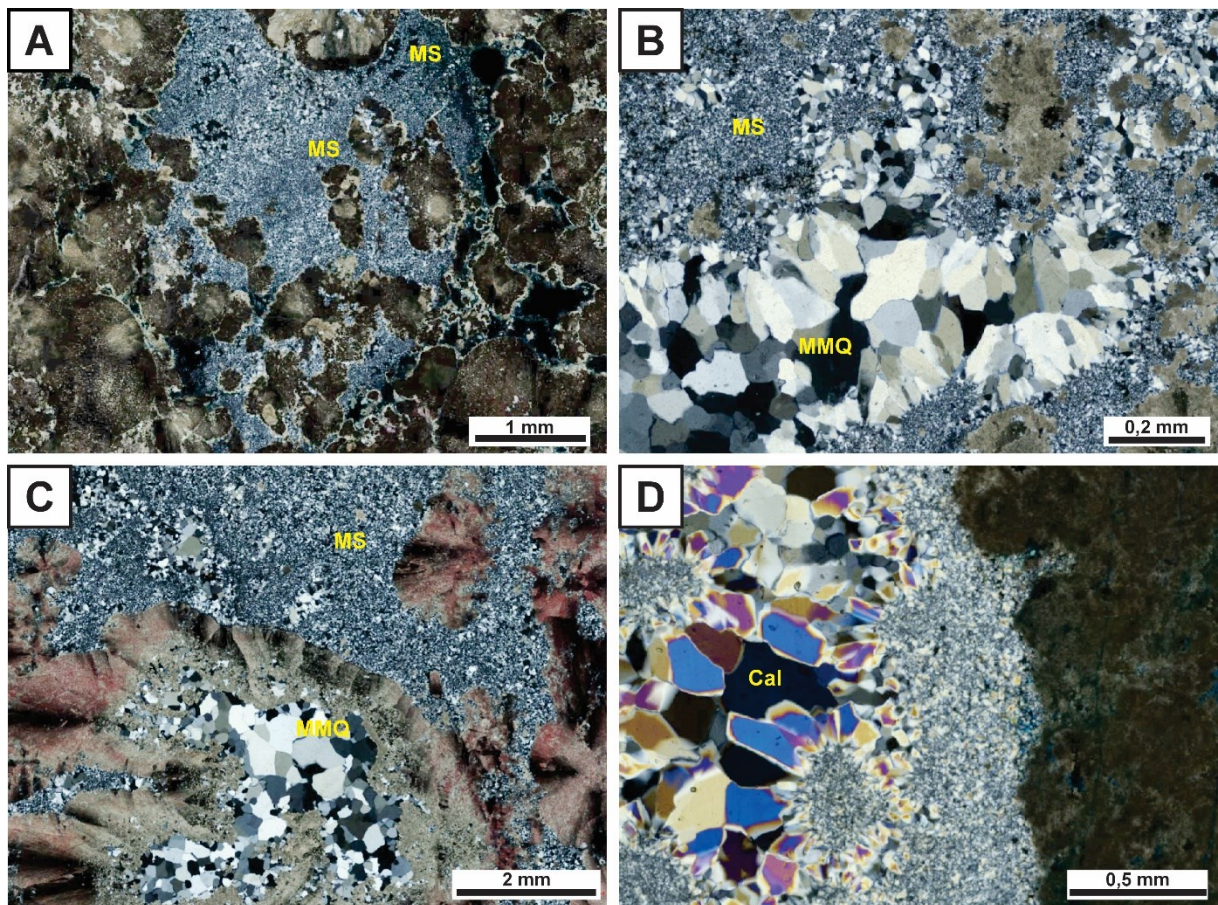
Fonte: Autoria Própria.

5.3.2 Sílica

Além da identificação e quantificação das diferentes texturas de dolomita, foi realizada, a partir das lâminas petrográficas, a identificação das diferentes formas de ocorrência de sílica (Figura 26).

Ao longo dos poços A e B, a sílica microcristalina (MS) é a variedade predominante, ocorrendo principalmente como cimento interpartículas e em nódulos (Figuras 26A, B e C). A sílica macrocristalina (MMQ – Figuras 26B e C), por sua vez, aparece como cimento, em nódulos e substituindo estruturas esferulíticas. A calcedônia ocorre esporadicamente ao longo dos poços A e B, quase sempre associada à sílica microcristalina, formando cimento e franjas (Figura 26D).

Figura 26. Diferentes tipos texturais de sílica identificados nos poços A e B. (A) Sílica microcristalina (MS) preenchendo poro interparticular e substituindo matriz carbonática; (B) contato entre sílica microcristalina (MS) e sílica macrocristalina (MMQ), evidenciando diferentes estágios de cristalização ou substituição; (C) detalhe de cristais de sílica macrocristalina (MMQ) e sílica microcristalina (MS); (D) textura de calcedônia (Cal) com arranjo radial-fibroso característico. Todas as fotomicrografias em nicóis cruzados.



Fonte: Autoria Própria.

No poço A, MS representa aproximadamente 56% do total de ocorrências de sílica, concentrando-se majoritariamente na porção superior (5.032 – 5.058 m) e na porção intermediária (5.058 – 5.100 m – Tabela 4). Já MMQ ocorre de forma equilibrada entre a porção superior, intermediária e inferior, representando aproximadamente 31% das ocorrências totais (Tabela 4). A calcedônia é verificada em 12,6% das ocorrências totais de sílica, com uma concentração acentuada na porção inferior (5.100 – 5.134,2 m), onde se concentram 61,5% de seus registros (Tabela 4).

Em contrapartida, no poço B, a maior frequência de todas as texturas de sílica (MS, MMQ e calcedônia) é observada na porção intermediária (4.910 – 4.990 m; Tabela 4). No geral, a sílica MS compõe aproximadamente 46% das ocorrências de sílica desse poço e é seguida em abundância por MMQ, sendo a calcedônia a menos recorrente, conforme detalha a (Tabela 5).

Verifica-se, portanto, que a distribuição da sílica exhibe um nítido controle estratigráfico, com padrões distintos entre os poços A e B. No poço A, a mineralização silicosa ocorre melhor distribuída (Tabela 4), no poço B, a maior concentração de sílica ocorre na porção intermediária (4.880 – 4.990 m – Tabela 5), onde todas as variedades apresentam seus picos de frequência relativa. Em direção a porção superior (4.800 – 4.880 m) e, principalmente, inferior (4.990 – 5.090 m), ocorre uma redução drástica na frequência de todos os tipos de sílica, que passam a exibir valores residuais, indicando que a sílica é raramente observada nos extremos dessa sucessão.

Tabela 4. Distribuição estatística e organização estratigráfica das diferentes texturas de sílica identificados ao longo do poço A. Os dados integram a abundância total de cada tipo com sua ocorrência específica em diferentes intervalos de profundidade sendo: porção superior (5.032 – 5.058 m), porção intermediária (5.058 – 5.100 m) e porção inferior (5.100 – 5.134,2 m).

Tipo sílica	Frequência (%)	Frequência Relativa (%)		
		Porção superior	Porção intermediária	Porção inferior
Sílica MS	56,3	34,4	37,5	28,1
Sílica MMQ	31,1	39,7	25,9	34,5
Calcedônia	12,6	15,4	23,1	61,5

Fonte: Autoria Própria.

Tabela 5. Distribuição estatística e organização estratigráfica das diferentes texturas de sílica identificados ao longo do poço B. Os dados integram a abundância total de cada tipo com sua ocorrência específica em diferentes intervalos de profundidade sendo: porção superior (4.800 – 4.880 m), porção intermediária (4.880 – 4.990 m) e porção inferior (4.990 – 5.090 m).

Tipo sílica	Frequência (%)	Frequência Relativa (%)		
		Porção superior	Porção intermediária	Porção inferior
Sílica MS	46,4	15,8	76,3	7,9
Sílica MMQ	33,9	23,1	71,2	5,7
Calcedônia	19,7	6,1	80,3	13,6

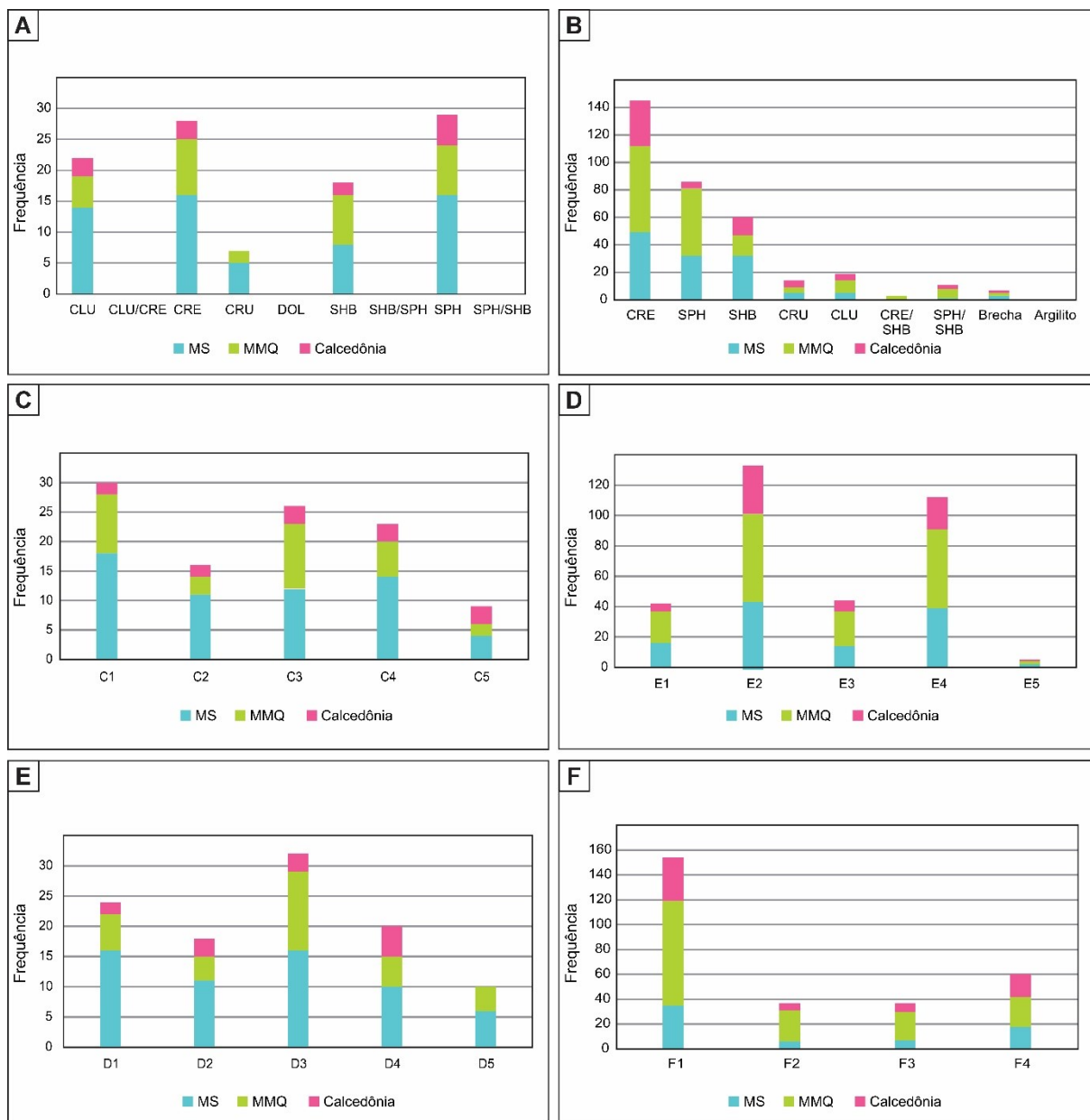
Fonte: Autoria Própria.

Quanto aos controles, no poço A, a sílica MS tem suas maiores frequências associadas com SPH e CRE; enquanto MMQ, com CRE e SHB; e calcedônia com CRE (Figura 27A). Ao longo do poço B, MS e MMQ possuem maior frequência em CRE e SHB, e calcedônia, novamente, com CRE, mas também com CLU (Figura 27B).

Com relação as fácies químicas, MS guarda relações com as fácies químicas C1 e D1, associadas a silicificação intensa no poço A, e também com C4 e D3 (Figuras 27C e E). MMQ, conforme esperado, também se relaciona com C1 e D1, mas também ganha destaque sua frequência em C3 e D3 (Figuras 27C e E). Por fim, a calcedônia e sua relação C5 e D4, fácies que indicam a presença de argilominerais magnesianos (Figura 27C e E).

Ao longo do poço B, verifica-se uma relação entre sílica MS, sílica MMQ e as fácies químicas E2, E4 e F1 (Figuras 27D e F), sendo E4 interpretada como gerada por intensa silicificação. Já calcedônia associa-se com E2 e F1, fácies químicas que indicam a presença de rochas carbonáticas com menor influência de minerais detríticos e diagenéticos (Figuras 27D e F).

Figura 27. Distribuição da frequência relativa das texturas de sílica nos poços A e B. As texturas incluem macrocristalina (MS), microcristalina (MMQ) e calcedônia, segmentadas por litologia e fácies químicas. (A-B) Relação entre texturas de sílica e litologia para os poços A e B, respectivamente; (C-D) relação com fácies químicas baseadas em óxidos para os poços A e B; (E-F) relação com fácies químicas baseadas em elementos para os poços A e B.



Fonte: Autoria Própria.

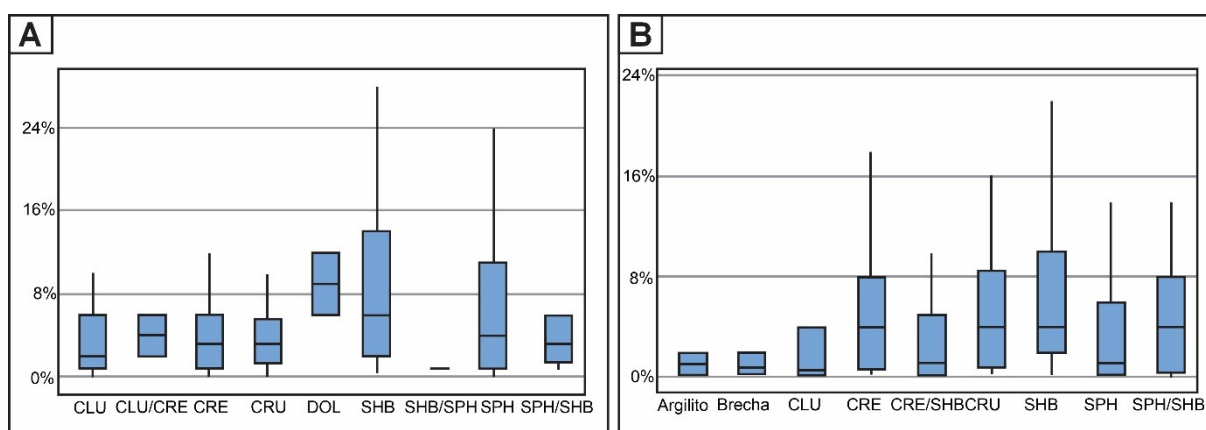
5.3.3 Porosidade visual

Além da identificação e quantificação das texturas de dolomita e texturas de sílica, foi realizada, a partir das lâminas petrográficas, uma estimativa da porosidade.

Ao longo do poço A, a porosidade varia significativamente, com valores próximos de 0%, como exemplo nos CLU, mas que chegam aos 24% em litologias como SPH e SHB

(Figura 28A). Todavia, porosidades mais baixas são mais frequentes em toda sucessão, com destaque para a porção inferior (entre 5.100 e 5.134,2 m) devido a maior heterogeneidade (Tabela 6).

Figura 28. Distribuição estatística considerando a porosidade visual e as litologias identificadas nos poços A e B. Os gráficos do tipo *boxplot* representam a abundância relativa de cada litologia em relação a porosidade por lâmina petrográfica. Em cada diagrama, a caixa central delimita o intervalo interquartil (IQR), compreendendo os 50% centrais dos dados (entre o 1º e o 3º quartil), enquanto a linha horizontal interna representa a mediana da amostra. O eixo horizontal (X) categoriza as amostras pelas litologias. Tem-se em (A) dados do poço A e em (B) dados do poço B.



Fonte: Autoria Própria.

Tabela 6. Distribuição estatística e organização estratigráfica dos intervalos de porosidade para o poço A. A coluna frequência (%) indica a participação de cada intervalo de porosidade no total geral das amostras, enquanto a seção de frequência relativa (%) detalha como cada intervalo de porosidade está distribuído verticalmente entre os intervalos estratigráficos: porção superior (5.032 – 5.058 m), porção intermediária (5.058 – 5.100 m) e porção inferior (5.100 – 5.134,2 m).

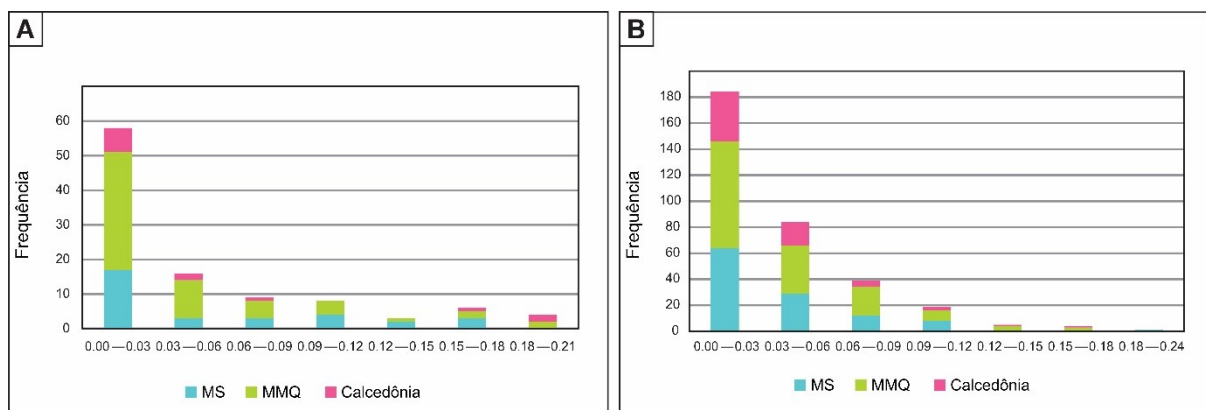
Intervalo de porosidade	Frequência (%)	Frequência Relativa (%)		
		Porção superior	Porção intermediária	Porção inferior
0,00 - 0,03	50,4	25,0	26,5	48,5
0,03 - 0,06	21,4	26,8	32,1	41,1
0,06 - 0,09	10,7	25,0	35,7	39,3
0,09 - 0,12	7,2	36,8	31,6	31,6
0,12 - 0,15	2,7	28,6	42,9	28,0
0,15 - 0,18	4,6	8,3	8,4	83,3
0,18 - 0,21	1,9	20,0	20,0	60,0
0,21 - 0,24	1,1	0,0	0,0	100,0

Fonte: Autoria Própria.

A partir das observações em lâminas petrográficas, fica claro que porosidades mais baixas estão associadas à maior contribuição de sílica MS e MMQ, padrão que, no geral, se repete nos

poços A e B (Figuras 29A e B). Todavia, a relação entre a porosidade visual e as texturas de dolomita não é facilmente identificável de forma qualitativa, razão pela qual foram realizadas correlações de Pearson (Tabela 7 e 8).

Figura 29. Distribuição da frequência de porosidade visual por textura de sílica (MS – macrocristalina; MMQ – microcristalina; e calcedônia). O eixo Y representa a frequência absoluta de ocorrência da variedade de sílica, enquanto o eixo X indica os intervalos de porosidade. (A) Amostras do poço A; e (B) amostras do poço B.



Fonte: Autoria Própria.

No poço A, a maioria das correlações não é significativa ($p\text{-valor} > 0,05$ – Tabela 7), com isso só é possível estabelecer a relação entre porosidade e dolomita mosaico e lamelar. A dolomita mosaico exibe correlação significativa e negativa (Tabela 7), indicando que o seu desenvolvimento contribui para a redução do espaço poroso. Já a dolomita lamelar apresenta uma correlação significativa e positiva (Tabela 7) sugerindo que sua presença não atua como principal agente redutor da porosidade visual, embora possa impactar a conectividade de poros.

Tabela 7. Coeficientes de correlação de Pearson (r) e p-valor calculados para avaliar a relação entre os percentuais de porosidade visual (estimada em lâminas petrográficas) e as proporções relativas das diferentes texturas de dolomita descritas ao longo do poço A. As correlações foram determinadas considerando um intervalo de confiança de 95%.

Textura de dolomita	Porosidade visual	
	r	p-valor
Blocosa	0,042	0,671
Mosaico	-0,317	<0,001
Lamelar	0,422	0,025
Franja	-0,116	0,329
Sela	0,339	0,072
Romboédrica	-0,268	0,104

Fonte: Autoria Própria.

Para o poço B, a porosidade visual varia entre 0% e 23%, com valores mais elevados associados aos CRE, SHB e CLU (Figura 29B). Em termos estratigráficos, tem-se valores mais elevados concentrados na porção intermediária (entre 4.880 e 4.990 m – Tabela 8). Especificamente no trecho entre 4.910 m e 4.990 m, observa-se a maior qualidade do reservatório concomitante à máxima concentração de sílica. Tal comportamento contrasta com o padrão geral dos poços A e B, sugerindo que, em partes dessa sucessão, a silicificação não atua como o principal mecanismo de obstrução de poros, gerando ainda mais complexidade.

Tabela 8. Distribuição estatística e organização estratigráfica dos intervalos de porosidade para o poço B. A coluna frequência (%) indica a participação de cada intervalo de porosidade no total geral das amostras, enquanto a seção de frequência relativa (%) detalha como cada intervalo de porosidade está distribuído verticalmente entre os intervalos estratigráficos: porção superior (4.800 – 4.880 m), porção intermediária (4.880 – 4.990 m) e porção inferior (4.990 – 5.090 m).

Intervalo de porosidade	Frequência (%)	Frequência Relativa (%)		
		Porção superior	Porção intermediária	Porção inferior
0.00 - 0.03	50,0	21,1	65,6	13,3
0.03 - 0.06	22,8	19,7	66,7	13,6
0.06 - 0.09	12,9	25,7	59,1	15,2
0.09 - 0.12	8,0	24,4	63,4	12,2
0.12 - 0.15	4,7	12,5	70,8	16,7
0.15 - 0.18	1,0	0,0	100,0	0,00
0.18 - 0.24	0,6	0,0	100,0	0,00

Fonte: Autoria Própria.

As correlações de Pearson entre porosidade visual e textura de dolomita para o poço B (Tabela 9) reforçam essa complexidade. A única correlação com significância estatística (p-valor $< 0,001$) ocorre para a dolomita blocosa, que apresenta uma relação inversamente proporcional, confirmando seu papel na redução da porosidade. As demais texturas não apresentaram p-valor que permitam afirmar qual a sua relação com a porosidade visual.

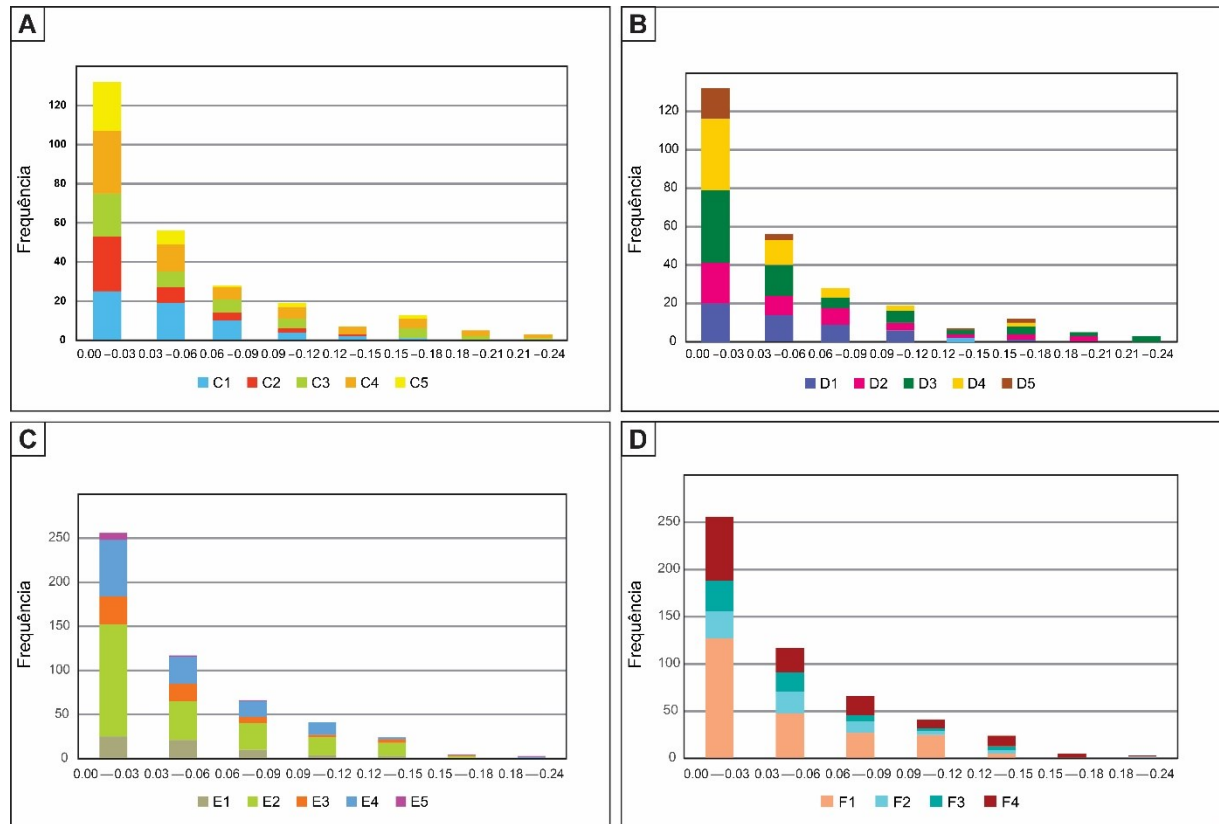
Tabela 9. Coeficientes de correlação de Pearson (r) calculados para avaliar a relação entre os percentuais de porosidade visual (estimada em lâminas petrográficas) e as proporções relativas das diferentes texturas de dolomita descritas ao longo do poço B. As correlações foram determinadas considerando um intervalo de confiança de 95%.

Textura de dolomita	Porosidade visual	
	r	p-valor
Blocosa	-0,225	<0,001
Mosaico	-0,103	0,061
Lamelar	0,046	0,645
Franja	0,004	0,956
Sela	0,090	0,523
Romboédrica	0,096	0,626

Fonte: Autoria Própria.

A relação entre porosidade visual e fácies químicas exhibe, em ambos os poços, um comportamento estatístico similar ao observado nas texturas de sílica, com uma grande ocorrência de todas as fácies químicas nos intervalos de menor porosidade visual (< 0.05 – Figura 30). Nota-se, contudo, que fácies químicas que indicam maior atuação de processos de silicificação e dolomitização (*e.g.*, C1 e C2 no poço A) não estão presentes em exemplares de maior porosidade.

Figura 30. Distribuição da frequência absoluta da porosidade visual pela fácies químicas. (A) Fácies químicas em óxidos do poço A; (B) fácies químicas em elementos do poço A; (C) fácies químicas em óxidos do poço B; e (D) fácies químicas em elementos do poço B.



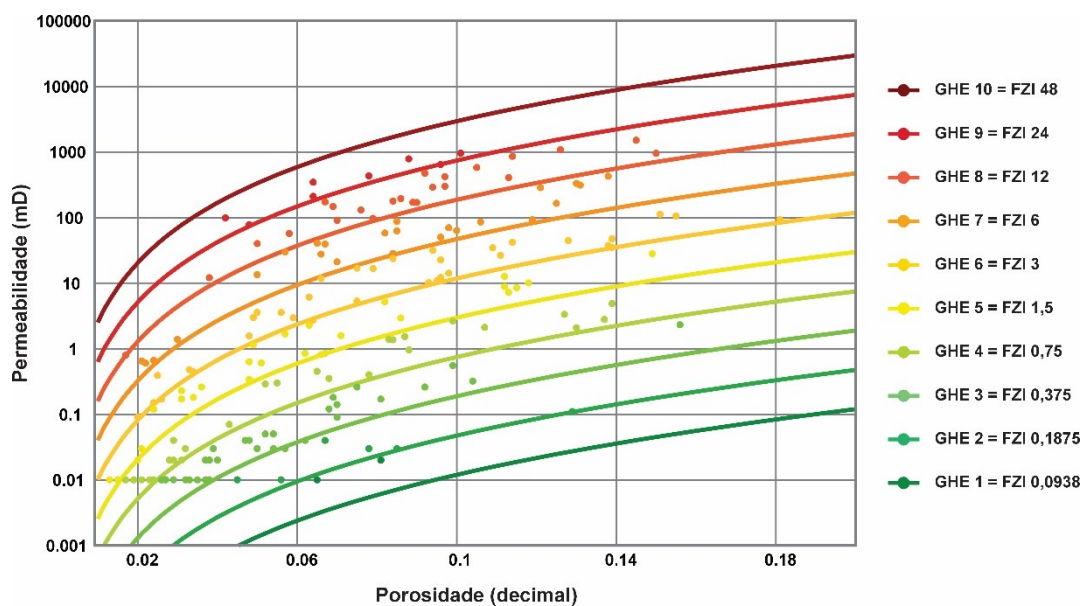
Fonte: Autoria Própria.

5.4 Rock typing e elementos hidráulicos globais (GHE)

No poço A, os valores de permeabilidade apresentaram uma amplitude significativa, variando de 0,01 mD a 1.500 mD, enquanto a porosidade apresenta valores entre 0,60% e 23,60%. Para interpretar essa variabilidade, os dados foram processados por meio do indicador de zona de fluxo (FZI), que registrou valores entre 0,77 e 34,65.

Essa amplitude de FZI corrobora a elevada heterogeneidade do reservatório e fundamenta a aplicação do *basemap* global de unidades de fluxo, permitindo visualizar a dispersão das amostras em relação à qualidade do reservatório (Figura 31).

Figura 31. *Basemap* global de unidades de fluxo (GHE) aplicado às amostras do poço A.



A distribuição observada na Figura 31 revela um sistema de *multi-petrotype*, caracterizado pela presença de múltiplos elementos hidráulicos que abrangem do GHE 1 ao 9. A Tabela 10 detalha essa distribuição, evidenciando a diversidade de classes petrofísicas presentes na sucessão.

Ao analisar a distribuição estratigráfica dos GHE, observa-se que essa heterogeneidade se manifesta de forma distinta ao longo do poço A. Conforme apresentado na Tabela 10, a porção inferior (5.100 a 5.134,2 m) concentra a maior parte das amostras de GHE 3 (52,6%) e GHE 4 (57,1%), que representam unidades de menor capacidade de fluxo.

Tabela 10. Distribuição estatística e organização estratigráfica dos GHE para o poço A. A coluna frequência (%) indica a participação de cada GHE no total geral das amostras, enquanto a seção de frequência relativa (%) detalha como cada intervalo de porosidade está distribuído verticalmente os intervalos estratigráficos: porção superior (5.032 – 5.058 m), porção intermediária (5.058 – 5.100 m) e porção inferior (5.100 – 5.134,2 m).

GHE	Frequência (%)	Frequência Relativa (%)		
		Porção Superior	Porção Intermediária	Porção inferior
GHE 1	1,0	50,0	0,0	50,0
GHE 2	3,6	14,3	57,1	28,6
GHE 3	19,6	31,6	15,8	52,6
GHE 4	14,4	35,7	7,1	57,1
GHE 5	14,4	35,7	32,1	32,1
GHE 6	18,0	28,6	42,9	28,6
GHE 7	12,9	52,0	32,0	16,0
GHE 8	11,9	13,0	65,2	21,7
GHE 9	4,1	25,0	75,0	0,0
GHE 10	0,0	0,0	0,00	0,0

Fonte: Autoria Própria.

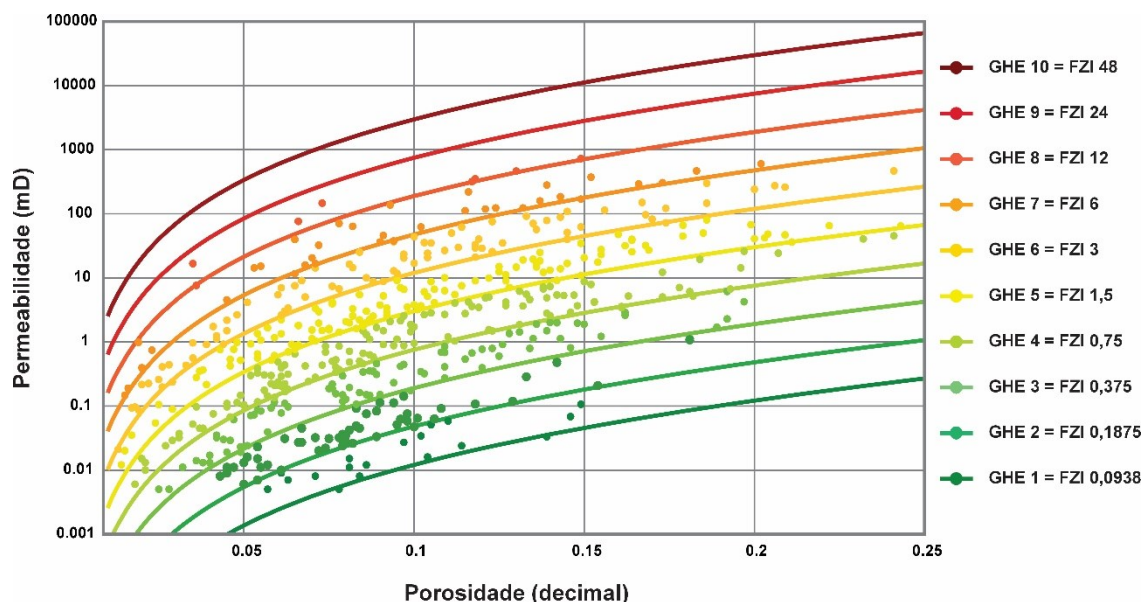
Em contraste, as classes de melhor qualidade petrofísica encontram-se predominantemente na porção intermediária (5.058 a 5.100 m), que detém 65,2% das ocorrências de GHE 8 e 75,0% de GHE 9. Já a porção superior (5.032 a 5.058 m) destaca-se pela presença significativa do GHE 7 (52,0%), além de concentrar metade das amostras de GHE 1, indicando grande heterogeneidade.

Essa distribuição do poço A indica que, embora ocorram intervalos de baixa permeabilidade, o reservatório é predominantemente composto por unidades de fluxo com características favoráveis ao transporte de fluidos, situadas nas zonas de maior GHE. A porção intermediária do poço destaca-se qualitativamente, pois concentra 21 das 31 amostras totais dos GHE 8 e 9, evidenciando que este intervalo apresenta a melhor qualidade petrofísica do poço A. Estatisticamente, cerca de 16% do intervalo analisado pertence aos GHE 8 e GHE 9. Além disso, o GHE 6 atua como uma unidade de suporte importante, representando 18% das amostras.

No poço B, foram analisados dados petrofísicos provenientes de 539 plugues horizontais, que apresentam valores de porosidade entre 0,5% 24,3% e valores de permeabilidade entre 0,01 mD e 726 mD. Após serem processados apresentaram FZI com valores entre 0,09 e 18,85. Essa amplitude de FZI mostra uma heterogeneidade significativa do reservatório e a aplicação

do *basemap*, permite visualizar a dispersão das amostras em relação à qualidade do reservatório (GHEs – Figura 32), nitidamente inferior quando comparado com o poço A (Figura 31).

Figura 32. *Basemap* global de unidades de fluxo (GHE) aplicado às amostras do poço B.



Fonte: Autoria Própria.

A Figura 32 mostra, assim como a Figura 31, um sistema de *multi-petrotype*, caracterizado pela presença de múltiplos elementos hidráulicos que abrangem do GHE 1 ao 8. A Tabela 11 detalha essa distribuição, evidenciando a diversidade de classes petrofísicas presentes no poço B.

Ao analisar a distribuição estratigráfica do poço B, a Tabela 11 revela uma concentração predominante de amostras na porção intermediária (4.990 a 5.090 m). Este intervalo detém aproximadamente 50% da amostragem total e destaca-se por concentrar os maiores volumes das principais unidades de fluxo identificadas, como o GHE 4 (47,7%), GHE 5 (53,2%) e GHE 6 (49,4%).

Estatisticamente, o poço B é dominado por unidades de fluxo de características medianas, onde os GHE 4 e GHE 5 representam, juntos, cerca de 46% da amostragem total. Essa configuração indica um sistema poroso com tendência à homogeneidade dentro de uma qualidade moderada. A porção superior (4.800 a 4.880 m), embora apresente o menor volume de dados, mantém a tendência de concentração em unidades intermediárias, enquanto a porção inferior (4.990 a 5.090 m) diferencia-se por abrigar a maior parte das unidades de menor capacidade de fluxo, como o GHE 1 (62,5%).

Tabela 11. Distribuição estatística e organização estratigráfica dos GHE para o poço B. A coluna frequência (%) indica a participação de cada GHE no total geral das amostras, enquanto a seção de frequência relativa (%) detalha como cada intervalo de porosidade está distribuído verticalmente os intervalos estratigráficos: porção superior (4.800 – 4.880 m), porção intermediária (4.880 – 4.990 m) e porção inferior (4.990 – 5.090 m).

GHE	Frequência (%)	Frequência Relativa (%)		
		Porção Superior	Porção Intermediária	Porção inferior
GHE 1	5,79	6,2	31,3	62,5
GHE 2	9,40	26,9	42,3	30,8
GHE 3	15,37	4,7	63,5	31,8
GHE 4	23,51	26,1	47,7	26,2
GHE 5	22,42	25,8	53,2	21,0
GHE 6	15,37	30,6	49,4	20,0
GHE 7	6,69	24,3	46,0	29,7
GHE 8	1,45	12,5	50,0	37,5
GHE 9	0,00	0,00	0,00	0,00
GHE 10	0,00	0,00	0,00	0,00

Fonte: Autoria Própria.

Os dados mostram que o poço B é caracterizado por um comportamento petrofísico com certa regularidade, com predomínio de classes de fluxo intermediárias. A expressiva concentração nos GHE 4 e 5 sugere um reservatório de conectividade moderada e persistente, onde a qualidade petrofísica se mantém constante ao longo da seção intermediária.

6. INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO

Os poços A e B exibem, conforme colocado acima, similaridades quanto à litologia, à mineralogia e à composição química (expressa pelas fácies químicas em óxidos e em elementos). No entanto, é importante pontuar algumas particularidades texturais, mineralógicas e químicas identificadas nas sucessões estudadas e, principalmente, compreender as características descritas de modo integrado, a fim de detalhar o conhecimento sobre o espaço permo-poroso dos reservatórios do pré-sal.

6.1 Processos deposicionais

Considerando as litologias mais recorrentes, a principal diferença entre os poços A e B é a presença de CRE-bio e CRU-bio na base do poço B (5.022 – 5.090 m), padrão reforçado pela

ocorrência das fácies químicas E5 e F3 (Figura 7). No pré-sal da Bacia de Santos, estas litologias são frequentemente associadas à Formação Itapema, descrita como uma sucessão carbonática espessa composta por *grainstones*, *packstones* e *wackestones* bioclásticos (Moreira *et al.*, 2007) e estratigraficamente posicionada na base da Formação Barra Velha (Figura 2).

Os CRE-bio e CRU-bio do poço B apresentam ampla variação granulométrica e ausência de matriz lamosa, o que remete a uma deposição de alta energia em ambiente lacustre raso. Nesse contexto, os bioclastos são retrabalhados e redistribuídos por correntes litorâneas, formando praias, bancos e barras, e estão sob constante ação de ondas (Rocha *et al.*, 2021). De acordo com Muniz (2013), Muniz e Bosence (2018) e Rocha *et al.*, (2021), a efetividade desses processos é inversamente proporcional ao tamanho do bioclasto, com isso, associa-se a deposição dos CRU-bio a posições relativamente mais distais que os CRE-bio.

Com isso, a maior recorrência dos CRE-bio indica predomínio de condições de maior energia na área do poço B. Este cenário de alta energia hidrodinâmica e retrabalhamento é característico dos estágios iniciais de evolução das bacias de rift/pós-rift na região, onde o controle tectônico e a proximidade com altos estruturais facilitam o aporte de sedimentos clásticos e o desenvolvimento de depósitos de borda (da Silva *et al.*, 2025).

A Formação Barra Velha, por sua vez, é caracterizada por ciclotemas de CLU, SPH e SHB, litologias associadas à precipitação abiótica em lago raso, alcalino e hipersalino, cuja variação textural está relacionada às oscilações da lâmina d'água (Herlinger *et al.*, 2017; Lima e De Ros, 2019; Basso *et al.*, 2020; Wright, 2020; Azerêdo *et al.*, 2021). Rochas formadas *in situ* ocorrem intercaladas aos depósitos retrabalhados (CRE e CRU). Estas litologias ocorrem como resultado de eventos de maior energia, ligados à atuação de ondas, correntes, processos gravitacionais, ou ainda, variações do nível de base induzidas tectonicamente (Lima e De Ros, 2019; Basso *et al.*, 2020; Gomes *et al.*, 2020).

As litologias típicas da Formação Barra Velha ocorrem ao longo de todo o intervalo analisado do poço A e entre 4.841 e 5.020 m do poço B (Figura 6 e 7). Deste modo, são reconhecidos os padrões litológicos característicos das duas unidades litoestratigráficas que englobam as fácies reservatório do pré-sal.

Analisando em maior detalhe o intervalo correspondente à Formação Barra Velha, observa-se que, embora as litologias formadas *in situ* (CLU, SPH e SHB – Figura 8) sejam predominantes em ambas as sucessões (Figura 6 e 7), há maior contribuição de SHB no poço B (Figura 7). Esse padrão indica períodos mais longos e recorrentes de precipitação carbonática sob elevada alcalinidade e lâmina d'água rasa, condições propícias à formação dos *shrubs* (Wright e Barnett, 2014 e 2015; Lima e De Ros, 2019; Antônio, 2019; Basso *et al.*, 2020;

Wright, 2022). A predominância de SHB e o caráter mais heterogêneo desta seção corroboram o modelo de evolução para áreas sob influência de altos estruturais, onde a taxa de precipitação química é otimizada pela estabilidade do substrato e variações frequentes no nível do lago (da Silva *et al.*, 2025). Essa litologia associa-se sistematicamente às fácies químicas E2 e F1 (Quadros 3 e 4) definidas pelo predomínio de CaO/Ca e SrO/Sr e pela baixa contribuição detrítica, indicando forte controle químico na deposição (Sanabria *et al.* 2022; dos Santos *et al.* 2025), o que reforça a interpretação proposta.

Em contraste, o maior percentual de ocorrência de SPH e CLU no poço A (Figura 6) indica que a precipitação carbonática, embora mantendo a alta alcalinidade e o contexto deposicional de lago raso, ocorreu em um cenário de menor energia, associado a uma lâmina d'água mais espessa (Wright e Barnett 2015; Lima e De Ros 2019). Nesse contexto, as argilas magnesianas (representadas pelas fácies químicas C5 e D4 – Quadros 1 e 2), exclusivas deste poço, ratificam o cenário deposicional, visto que essas fases minerais são tipicamente formadas em ambientes de alta alcalinidade e baixa energia (Carramal *et al.*, 2022; Rossoni *et al.*, 2024). Este zoneamento textural e químico sugere que o poço A pode estar posicionado em uma seção mais preservada das variações bruscas de energia que caracterizam os estágios de evolução intermediários da formação (da Silva *et al.*, 2025).

As variações no percentual de ocorrência das rochas retrabalhadas (CRE e CRU – Figura 9) reforçam esse contraste, evidenciando maior frequência de eventos de alta energia na área do poço B. As variações composicionais ratificam esse padrão, uma vez que fácies químicas que indicam contribuição detrítica são mais variadas e recorrentes ao longo do poço B, onde são representadas, por exemplo, pelas fácies químicas E3 e F2 (Quadros 3 e 4), que apresentam afinidade com Al_2O_3/Al , Fe_2O_3/Fe e K_2O/K e ocorrem associadas principalmente aos CRE, marcando oscilações no aporte siliciclástico, algo também reconhecido por Wright e Barnett (2015).

Adicionalmente, pode-se discutir a ocorrência das brechas, litologia de ocorrência restrita nas sucessões dos poços A e B. Aquelas descritas para o poço A assemelham-se a brechas intraformacionais, que ocorrem como resultado de fraturamento hidráulico, cujo processo foi descrito por Jébrak (1997) e sua ocorrência no pré-sal da Bacia de Santos verificada por autores como Plantz *et al.* (2024) e Carvalho e Fernandes (2021). Já a brecha descrita para o poço B é deposicional, remetendo, novamente, a ação de processos de alta energia.

Assim, embora inseridos no mesmo contexto deposicional, os dados indicam que a área do poço B registra condições deposicionais mais energéticas e proximais, enquanto o poço A preserva intervalos associados a maior lâmina d'água e menor energia hidrodinâmica.

6.2 Processos diagenéticos e suas variações nas sucessões dos poços A e B

Os processos diagenéticos modificam significativamente a química das rochas do pré-sal (Lima e De Ros 2019; Lima *et al.* 2020; Carvalho e Fernandes 2021) e isso pôde ser percebido através da classificação por fácies químicas (dos Santos *et al.*, 2025). Conforme observado nos Quadros 1, 2, 3 e 4, as fácies químicas C1, D1, e E4 evidenciam o efeito da silicificação nas rochas analisadas, enquanto C2, C4, D3, E1 e F4 destacam a presença pervasiva de dolomita. Adicionalmente, verifica-se que o percentual de ocorrência e a relação entre as fácies químicas do poço A demonstram uma influência diagenética mais complexa quando comparado com o observado para o poço B.

Isso fica evidente ao analisar as fácies químicas F1-F4 (Quadro 4), em que apenas F4 representa os processos diagenéticos mais intensos do poço B. A fácies química F4 ocorre associada a diversas litologias ao longo de todo o intervalo analisado, com uma tendência de redução de sua frequência em direção à base do poço.

A diferença na intensidade dos processos diagenéticos nos poços A e B é particularmente evidente nos CLU. No poço B, tal litologia ocorre associada preferencialmente as fácies químicas que preservam as características sedimentares e composicionais primárias (E5), contudo, no poço A ocorrem intensamente modificados pelos processos de dolomitização e silicificação, conforme indicado pela relação entre CLU e as fácies químicas C1 e D3 (Figura 11B e D).

Mesmo com as evidentes diferenças quanto à distribuição e volume dos minerais diagenéticos nos poços A e B, verifica-se que as texturas de dolomita (blocosa, mosaico, lamelar, franja, sela e romboédrica) e de sílica (microcristalina, macrocristalina e calcedônia) descritas são as mesmas ao longo das duas sucessões analisadas e condizem com o padrão reconhecido pela literatura no pré-sal da Bacia de Santos (Wright e Barnett, 2015; Lima e De Ros, 2019; Pereira *et al.*, 2023; Watahe *et al.*, 2025).

No que diz respeito exclusivamente sobre a dolomitização, tem-se que esse processo é mais intenso e variado no poço A, especialmente em sua porção basal (5.100 – 5.134,20 m), onde a fácies química C2 indica alteração pervasiva, corroborando com de Carvalho e Fernandes (2021), que admitem que a dolomitização age preferencialmente na matriz rochosa, ocorrendo a substituição da estevensita. A dolomitização do poço B ocorre de forma mais discreta, modificando principalmente a matriz carbonática, mas sem afetá-la completamente. Não há, portanto, ao longo do poço B uma fácies química similar à C2, que representa a dolomitização pervasiva.

Todavia, em ambas as sucessões, dolomita blocosa e mosaico são as texturas dominantes (Tabelas 1 e 2) e, segundo Conceição (2025) e Carvalho *et al.* (2022), são indicativas de dolomitização intensa.

Uma particularidade do poço B é a recorrência de ThO_2 e U_3O_8 associados à CaO e SrO , que conforme argumenta dos Santos *et al.* (2025) podem estar associados tanto a presença de minerais detríticos (Cheng *et al.*, 2022) quanto à ocorrência de matéria orgânica (Klaja e Dudek, 2016), atividade hidrotermal (Bell, 1963; Serra *et al.*, 1984), substâncias coprecipitadas com sedimentos carbonáticos (Bell, 1963) ou podem substituir o Ca^{2+} na estrutura da calcita durante a diagênese (Kelly *et al.*, 2003). Independente do mecanismo, sabe-se que o mesmo foi mais expressivo no poço B e coincide com a distribuição constante de dolomita em mosaico e em franja na fácies E1, texturas tipicamente ligadas à substituição precoce e cimentação eodiagenética (Sartorato *et al.*, 2020).

Todavia, no pré-sal das bacias de Santos e Campos, diversos autores (Sartorato, 2018; Lima e De Ros, 2019; Carvalho *et al.*, 2022; Carramal *et al.*, 2022) defendem que, à exceção da dolomita em sela, as demais texturas descritas consolidam-se precocemente. Os mesmos assumem que os cristais romboédricos, euédricos e isolados de dolomita são a forma mais precoce de dolomita presente no pré-sal. Gomes *et al.* (2020) sugerem que sua formação está associada a processos de substituição ou organomineraizações, o que fica mais evidente quando se identifica seu crescimento a partir de um núcleo estável.

A dolomita lamelar, em especial, é frequentemente associada a uma fase um pouco mais avançada da eodiagênese e interpretada como produto do preenchimento de poros planos gerados pela contração da matriz argilosa, o que lhe confere suas características tão particulares e explica sua relação com os CLU e SPH. (Wright e Barnett, 2020; Oliveira 2022 ; Carramal *et al.*, 2022; Rossoni *et al.* 2024).

A temperatura mais elevada do modelo pós-deposicional pode ser evidenciada pela presença de dolomita em sela, cuja formação ocorre em temperaturas superiores a 60°C (Spötl e Pitman, 1998). Dependendo dos minerais com os quais ocorre em paragênese, esse tipo de dolomita pode indicar a atuação de fluidos hidrotermais (Lima e De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020), ou, segundo Rossoni *et al.* (2024), a dolomita em sela representa uma fase da mesodiagênese na Formação Barra Velha e foi formada a partir da circulação de fluidos bacinais sob condições de aumento de pressão e temperatura, estando associada à compactação química.

No poço A é observado que a dolomita em sela se concentra na porção superior (entre 5.032 e 5.058 m) do poço. De acordo com Brito *et al.* (2024), a concentração da dolomita em sela no topo da Formação Barra Velha sugere um evento hidrotermal.

Dando ênfase à silicificação, observa-se que, assim como dolomita, sílica é mais abundante no poço A. Destaca-se que, mesmo nas fácies químicas que caracterizam essa silicificação mais avançada (C1 e D1 no poço A e E4 no poço B – Quadros 1, 2 e 3), dolomita está presente. Neste contexto, a ocorrência de dolomita em sela ganha destaque. A relação entre sílica macrocristalina, dolomita em sela e barita (interpretada a partir da presença de Ba em D1), forma uma paragênese consistente com uma diagênese de maior temperatura, em sistemas afetados por fluidos hidrotermais (Warren, 2000; Lima e De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Vidal *et al.*, 2022).

Além dessas ocorrências, observa-se que é no topo do poço A (5.032 – 5.058 m) onde a sílica atinge seus maiores percentuais. Nesta porção, ocorre de forma concentrada em mosaicos micro- e macrocristalinos, que são observados macroscopicamente como nódulos e/ou níveis tabulares destacados, preferencialmente, nos CLU (Figura 8). Ainda assim, tem-se sílica microcristalina e calcedônia em abundância, substituindo matriz argilosa e os componentes carbonáticos, muitas vezes preservando a textura original através de hábitos fibrosos, processo comumente associado a fases diagenéticas precoces (eodiagênese; Sartorato *et al.*, 2020).

Apesar das particularidades de cada sucessão, os resultados alcançados para ambos os poços estão em conformidade com as interpretações de Poros *et al.* (2017) e Teboul *et al.* (2019) para o pré-sal. Os autores observam que a sílica ocorre preferencialmente sob as formas microcristalina (fase predominante) e macrocristalina, atuando tanto no preenchimento de porosidade quanto na substituição dos constituintes carbonáticos originais.

Sabe-se, também, que a variação nessas texturas de sílica reflete diferentes estados de saturação dos fluidos. Segundo Watahe *et al.* (2025), a sílica microcristalina substitui esferulitos, *shrubs*, matriz argilosa, dolomita e bioclastos, o que indica a atuação de um fluido altamente saturado em sílica. Por outro lado, a sílica macrocristalina ocorre preenchendo espaços vazios, o que sugere um fluido mais diluído (Pereira *et al.*, 2023; Watahe *et al.*, 2025). A presença da calcedônia indica que o fluido diagenético estava menos saturado, sendo esta fase formada posteriormente à sílica microcristalina (Watahe *et al.*, 2025).

Essa complexidade é característica do pré-sal das bacias de Santos, Campos e Kwanza e, normalmente, é atribuída à modificação diagenética de Mg-silicatos e/ou à percolação de fluidos hidrotermais (Poros *et al.*, 2017; Lima e De Ros, 2019). Conforme sugere Brito *et al.* (2024) para o pré-sal, essas várias fases de dolomitização e silicificação geram as heterogeneidades observadas entre os poços A e B, resultando em uma sobreposição de eventos que dificulta a correlação direta entre diferentes sucessões.

Sabendo o impacto da diagênese na constituição de heterogeneidades no espaço permo-poroso, é relevante verificar o efeito das diferentes texturas de minerais diagenéticos na porosidade visual das rochas. De acordo com correlações significativas de Pearson (Tabela 7), verifica-se que a dolomita lamelar é a única textura de dolomita que não afeta negativamente a porosidade visual. No entanto, tal efeito não é esperado para a permeabilidade, uma vez que sua morfologia tende a reduzir a conexão entre poros, criando feições isoladas.

Dolomita blocosa e mosaico (Tabelas 6 e 8), por sua vez, são as que mais afetam a porosidade dos poços A e B. Padrão similar foi descrito por Wright e Barnett (2015), que associam essas texturas com cimento de soterramento, que reduz significativamente a permoporosidade dos reservatórios. Ao longo do poço B, observa-se que as fácies químicas que preservam a composição original da rocha (E2, E3, F1 e F2 – Quadros 3 e 4), apresentam percentuais baixos de dolomita blocosa, sugerindo que a cimentação ocorreu de forma localizada, sem comprometer a assinatura química primária e preservando parcialmente a porosidade original, processo comum em estágios de soterramento baixo a moderado (Wright e Barnett, 2015).

Considerando as texturas de sílica, Sartorato *et al.* (2020) admitem que o quartzo macrocristalino é o que possui maior efeito negativo na porosidade. De acordo com os autores, o quartzo macrocristalino atua como um cimento, diminuindo a porosidade remanescente em *vugs*, fraturas e canais de dissolução. Essa textura representa uma fase diagenética tardia, ocorrendo invariavelmente após a precipitação da sílica microcristalina.

No poço B, observa-se que os teores mais altos de sílica microcristalina, quartzo macrocristalino e calcedônia ocorrem na seção intermediária (4.880 – 4.990 m), onde também se registram as maiores porosidades visuais. Esse cenário indica a ausência de um padrão rigoroso de soterramento ou cimentação, sugerindo que a presença de sílica não impediu a manutenção da porosidade. Esse fenômeno pode estar relacionado à natureza rúptil dos intervalos silicificados, favorecendo a abertura de fraturas que elevam a porosidade total, mesmo diante da cimentação de poros menores.

6.3 Padrões de *rock typing* nos poços A e B

A integração entre a litologia, as fácies químicas e os constituintes diagenéticos permitiu a construção de um arcabouço robusto para a interpretação dos elementos hidráulicos globais (GHE), sintetizados nos Quadros 5 e 6. Esse arranjo está esquematizado nas Figuras 33 e 34,

que ilustram o percentual de cada GHE por intervalo de profundidade e sua correlação direta com a intensidade dos processos de dolomitização e silicificação.

Os GHE indicam que os poços A e B compõem um reservatório carbonático do tipo *multi-petrotype*. O poço A apresenta maior heterogeneidade do espaço permo-poroso, com ocorrência de GHE 1 a 9 (Figura 31) e predomínio dos GHE 3 e 6 (Tabela 9). Em contraste, o poço B mostra menor capacidade de fluxo de fluidos, com distribuição de GHE 1 a 8 (Figura 32) e predominância dos GHE 4 e 5 (Tabela 10).

Quadro 5. Relação entre elementos hidráulicos globais (GHE), fácies químicas em óxidos (C1 a C5) e em elementos (D1 a D5), litologias, intervalo estratigráfico e constituintes diagenéticos para o poço A.

GHE	Fácies químicas		Litologia	Porção	Porosidade visual	Textura de dolomita	Textura de sílica
	Óxidos	Elementos					
1	C3 e C4	D1 e D2	CLU e CRE	Superior e Inferior	0,00 - 0,03	Sela e Lamelar	MS
2	C1, C2 e C3	D2 e D5	CRE e SHB	Intermediária	0,00 - 0,03	Lamelar e Mosaico	MS e MMQ
3	C1 e C2	D4 e D3	SPH e CRE	Inferior	0,00 - 0,03	Romboédrica e Franja	Calcedônia
4	C3 e C5	D3 e D4	CRE e CLU	Inferior	0,00 - 0,06	Romboédrica e Franja	Calcedônia e MS
5	C1 e C4	D3 e D1	SPH e CRE	Superior	0,03 - 0,09	Sela e Lamelar	MS e MMQ
6	C4 e C1	D3 e D2	SPH e CRE	Intermediária	0,06 - 0,15	Lamelar e Mosaico	MMQ e MS
7	C4, C1 e C3	D3 e D2	SPH e CLU	Superior	0,09 - 0,12	Sela e Lamelar	MS e MMQ
8	C4 e C1	D3 e D1	SHB e SPH	Intermediária	0,15 - 0,24	Lamelar e Mosaico	MMQ e MS
9	C3 e C4	D1 e D3	SHB e SPH	Intermediária	0,18 - 0,24	Lamelar e Mosaico	MMQ e MS

Fonte: Autoria Própria.

Quadro 6. Relação entre elementos hidráulicos globais (GHE), fácies químicas em óxidos (E1 a E5) e em elementos (F1 a F4), litologias, intervalo estratigráfico e constituintes diagenéticos para o poço B.

GHE	Fácies químicas		Litologia	Porção	Porosidade visual	Textura de dolomita	Textura de sílica
	Óxido	Elemento					
1	E5	F3	CRE-bio e CRU-bio	Inferior	0,03 - 0,06	Mosaico e Blocosa	MS e Calcedônia
2	E2 e E4	F1 e F2	CRE, CRU e SHB	Intermediária	0,06 - 0,18	Blocosa e Mosaico	MS, MMQ, Calcedônia
3	E2 e E3	F1 e F2	CRE e SHB	Intermediária	0,06 - 0,18	Romboédrica e Lamelar	MS e MMQ
4	E2 e E3	F1 e F2	CRE e SHB	Intermediária	0,09 - 0,24	Blocosa e Mosaico	MS e MMQ
5	E2 e E3	F1 e F2	CRE e SHB	Intermediária	0,09 - 0,24	Sela e Lamelar	MS e MMQ
6	E2 e E4	F1 e F2	SHB e CRE	Superior	0,12 - 0,24	Lamelar e Mosaico	MS e MMQ
7	E2 e E3	F2 e F1	CRE e SHB	Intermediária	0,12 - 0,24	Sela e Lamelar	Calcedônia e MS
8	E1 e E2	F2 e F4	CRE e SHB	Intermediária	0,15 - 0,24	Lamelar e Mosaico	MS e MMQ

Fonte: Autoria Própria.

O GHE 2 mantém o padrão de baixo desempenho petrofísico mais recorrente em exemplares do poço B, desta vez, em suas porções superior e inferior (Figura 34). O predomínio de fácies químicas como E2, F1 e F2 sugere, novamente, a existência de um controle deposicional. Sua relação com SHB indica a precipitação intensa, formando arranjos densos, em que os *shrubs* crescem próximos uns dos outros, preenchendo o espaço sedimentar. Contudo, a forte associação com E4 sugere que no GHE 2 a silicificação atua de forma mais intensa na obliteração da porosidade primária, transformando potenciais intervalos reservatórios em rochas fortemente cimentadas.

Nos exemplares de GHE 2, além da sílica MS e MMQ, tem-se dolomita blocosa e em mosaico (Quadros 5 e 6), que apesar da menor intensidade, são fases típica de preenchimento da porosidade primária, sendo um dos principais fatores de perda de qualidade em reservatórios carbonáticos (Martiny, 2024; Carvalho *et al.*, 2022).

O GHE 3 é bastante recorrente nas sucessões analisadas. Ocorre em maiores proporções na porção inferior (5.100 a 5.134,2 m) do poço A, com destaque também para sua porção superior (5.032 a 5.058 m) e para a porção intermediária (4.880 – 4.990 m) do poço B (Figuras 33 e 34). No poço A, a relação entre GHE 3 e as fácies químicas C1 e C2, indicativas da ação

pervasiva de processos de silicificação e dolomitização, ganha relevância. Nessa associação, processos pós-deposicionais controlam diretamente a qualidade do reservatório, sendo responsáveis pelas baixas porosidades visuais (Quadro 5) e pelo reduzido desempenho petrofísico.

Além das texturas dominantes de dolomita e sílica, exemplares de GHE 3 do poço A apresentam recorrência de dolomita romboédrica e calcedônia, fases minerais que, quando presentes em abundância, são eficientes na obstrução de gargantas de poro, comprometendo a conectividade do espaço permo-poroso (Herlinger *et al.*, 2017; Sartorato, 2018; Lima e De Ros, 2019). Adicionalmente, a preservação de argila magnésiana na porção inferior do poço A (fácies química D4) impacta negativamente a qualidade do reservatório (Herlinger *et al.*, 2017; Tosca e Wright, 2015).

No poço B, destaca-se a relação com fácies químicas que indicam maior contribuição detrítica, o que explica a reduzida conectividade entre os poros, apesar das porosidades visuais ligeiramente superiores em relação ao poço A (Quadros 5 e 6). A cimentação dos poros ocorre predominantemente por sílica micro- e macrocristalina, que atuam como barreira ao fluxo (Herlinger *et al.*, 2017).

Assim como o GHE 3, o GHE 4 atinge percentuais elevados nas porções inferior (5.100 a 5.134,2 m) e superior (5.032 a 5.058 m) do poço A, contudo, sua maior ocorrência é ao longo do poço B (Figuras 33 e 34). Neste caso, em ambos os poços se tem uma boa associação com fácies químicas que indicam a preservação das características deposicionais (Quadros 5 e 6). No poço A, entretanto, os de porosidade visual são muito reduzidos (0,00 – 0,03), o que, mais uma vez, pode ser associado a presença de cimento de dolomita romboédrica e calcedônia.

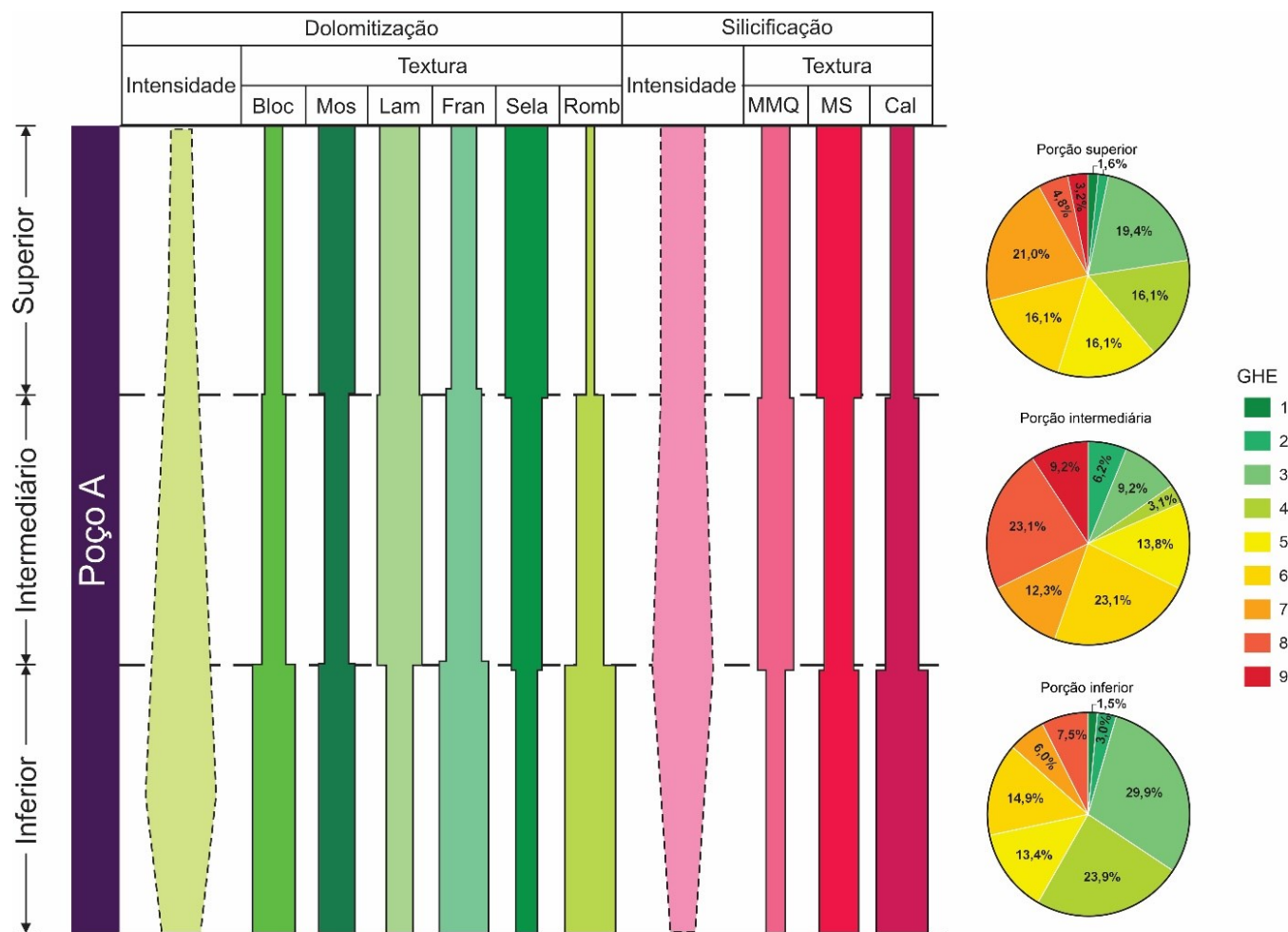
Em contraste, o poço B atinge valores de porosidade visual de 0,09 a 0,24 (Quadro 6), preferencialmente nos CRE e SHB. A porosidade observada é predominantemente intrapartícula e não se traduz diretamente em melhores condições de fluxo. Ainda assim, o predomínio de dolomita mosaico e blocosa, associado à sílica micro- e macrocristalina, confere elevado potencial para a obstrução de poros interpartícula e gargantas de poros (Conceição, 2025; Wright e Barnett, 2015).

O GHE 5 tem uma distribuição bastante regular ao longo das duas sucessões analisadas, com destaque para sua ocorrência nas porções superior e intermediária do poço B (Figuras 33 e 34). Assim como GHE 3, a relação com as fácies químicas indica que, no poço A, o controle de GHE 5 é predominantemente diagenético, com destaque para as diferentes fases de silicificação. Nessa unidade de fluxo, sílica micro- e macrocristalina preenche poros primários

e de dissolução, o que também ajuda a compreender as baixas porosidades visuais (0,03 a 0,09 – Quadro 5), observadas principalmente nos CRE e SPH.

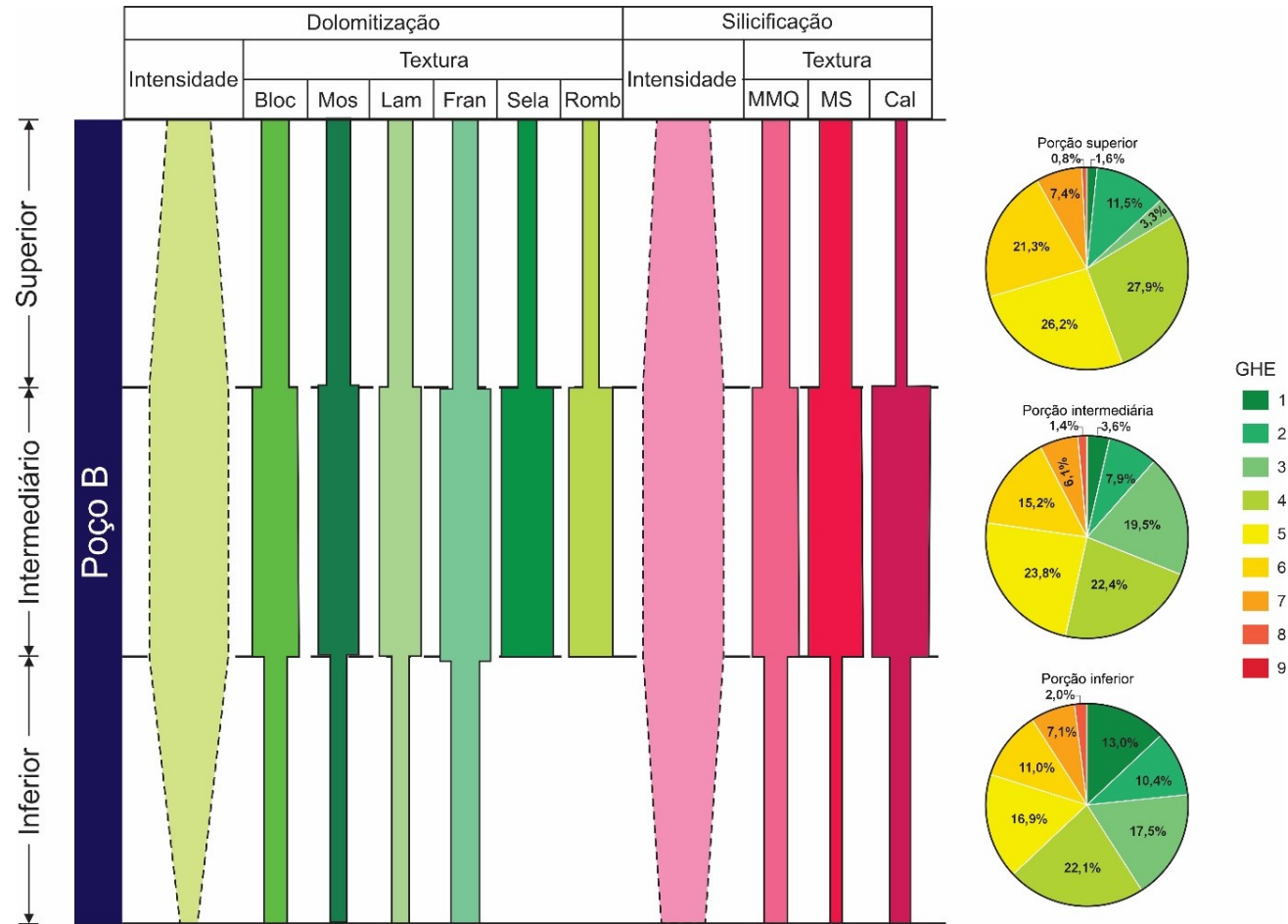
No poço B, o padrão de fácies químicas e litologia de GHE 5 são bastante similares aos observados para GHE 3 e GHE 4 (Quadro 6). A principal particularidade de GHE 5 é a presença de dolomita em sela. Embora Lima e De Ros (2019) indiquem que essa fase tardia tende a reduzir a permeabilidade, a manutenção de porosidades elevadas sugere que a dissolução prévia da matriz foi suficientemente intensa para sustentar a cimentação sem colapso significativo do sistema poroso, conforme discutido por Tosca e Wright (2015).

Figura 33. Distribuição dos elementos hidráulicos globais (GHE) e intensidade dos processos diagenéticos de dolomitização e silicificação ao longo do poço A, subdividido nas porções superior (5.032 – 5.058 m), intermediária (5.058 – 5.100 m) e inferior (5.100 – 5.134,2 m). O perfil detalha as texturas de dolomita, classificadas como blocosa (bloc), mosaico (mos), lamelar (lam), franja (fran), sela e romboédrica (rom) e as texturas de sílica, compreendendo microcristalina (MS), macrocristalina (MMQ) e calcedônia (Cal). Os gráficos de pizza à direita ilustram a variação percentual de cada GHE em relação à porção, permitindo a correlação direta entre a evolução diagenética e a capacidade de fluxo do reservatório.



Fonte: Autoria Própria.

Figura 34. Distribuição dos elementos hidráulicos globais (GHE) e intensidade dos processos diagenéticos de dolomitização e silicificação ao longo do poço B, subdividido nas porções superior (4.800 – 4.880 m), intermediária (4.880 – 4.990 m) e inferior (4.990 – 5.090 m). O perfil detalha as texturas de dolomita, classificadas como blocosa (bloc), mosaico (mos), lamelar (lam), franja (fran), sela e romboédrica (rom) e as texturas de sílica, compreendendo microcristalina (MS), macrocristalina (MMQ) e calcedônia (Cal). Os gráficos de pizza à direita representam a distribuição percentual dos GHE para cada porção, permitindo a correlação direta entre a evolução diagenética e a capacidade de fluxo do reservatório.



O GHE 6, em ambos os poços, configura uma unidade com boa qualidade permo-porosa, o que é ratificado pela porosidade visual (0,06 – 0,15 no poço A e 0,12 – 0,24 no poço B – Quadros 5 e 6). No poço A, GHE 6 é mais recorrente na porção intermediária (5.058 – 5.100 m – Figura 33), enquanto no poço B concentra-se na porção superior (4.800 – 4.880 m – Figura 34).

Em ambos os casos, observa-se que GHE 6 está relacionada com fácies químicas indicativas de silicificação, com recorrência de sílica micro- e macrocristalina preenchendo poros e substituindo constituintes primários em exemplares de CRE e SPH. Esses níveis encontram-se frequentemente fraturados, o que contribui para a manutenção da conectividade do sistema poroso mesmo na presença de cimento. Além disso, exibem dolomita lamelar que, ao substituir a matriz argilosa original, favorece a preservação da porosidade, contribuindo para a melhor qualidade do reservatório (Gomes *et al.*, 2020; Wright e Barnett, 2015).

No GHE 7, a porosidade visual oscila entre 0,09 – 0,12 no poço A (Quadro 5) e 0,12 – 0,24 no poço B (Quadro 6), concentrando-se em litologias formadas *in situ*, presentes preferencialmente na porção superior do poço A (5.032 – 5.058 m – Figura 33). Comparativamente, GHE 7 ocorre em percentuais menores ao longo do poço B (Figura 34). No poço A, GHE 7 associa-se tanto a fácies químicas que preservam as características originais da rocha (padrão também observado no poço B – Quadro 6) quanto naquelas que indicam a ação de processos diagenéticos (Quadro 5). Neste caso, a dolomitização está principalmente vinculada à dolomita lamelar, que não exerce efeito negativo significativo no espaço poroso. Conforme argumentam autores como Wright e Barnett (2015) e Tosca e Wright (2015), neste contexto, o arcabouço rígido dessas rochas, aliado à dissolução da matriz de argila magnesiânica, favorece o desenvolvimento de macroporosidade vugular efetiva e fraturas, contribuindo para a melhoria da qualidade do reservatório.

O GHE 8 ocorre preferencialmente na porção intermediária do poço A (5.058 – 5.100 m – Figura 33) e, ao longo do poço B, sua ocorrência é ainda mais restrita do que GHE 7 (Figura 34). Essa unidade de fluxo atinge valores de porosidade visual de até 0,24, especialmente nos CRE, SHB e SPH (Quadros 5 e 6). A melhor capacidade de fluxo associada ao GHE 8 está relacionada à dolomitização em mosaico concomitante ao fraturamento e à dissolução da matriz, processo que promove porosidade intercristalina bem desenvolvida e remoção de microporos obstrutivos, conforme observado por Herlinger *et al.* (2017) e por Sartorato (2018).

Por fim, o GHE 9 (exclusivo do poço A) apresenta porosidade visual de 0,18 a 0,24 (Quadro 5), estando vinculado a SPH e SHB na porção intermediária (5.058 – 5.100 m – Figura

33). O fator determinante para a alta capacidade de fluxo deste GHE é a dissolução pervasiva dos constituintes primários (carbonatos e argilas magnesianas), que supera os efeitos da cimentação e resulta em uma rede vugular altamente interconectada (Tosca e Wright, 2015; Conceição, 2025).

Dessa forma, sugere-se que, nas sucessões descritas, os processos de dolomitização, silicificação e dissolução, juntamente com as características deposicionais das rochas, não apenas condicionam a morfologia, o tamanho e a conectividade dos poros, mas também influenciam a ocorrência de estruturas secundárias, como fraturas. As características deposicionais, como a variação nas litologias, podem interagir de maneira significativa com esses processos, afetando diretamente a qualidade das rochas como reservatório. Tais processos exercem, portanto, controle importante na qualidade dessas rochas como reservatório.

7. CONCLUSÃO

A integração de dados litológicos, geoquímicos e petrofísicos demonstra que a qualidade dos reservatórios da Formação Barra Velha resulta da interação complexa entre herança deposicional e processos diagenéticos intensos, o que vem sendo discutido por diversos autores (*e.g.*, Gomes *et al.*, 2020; Vidal *et al.*, 2022). No Campo de Tupi, a aplicação de uma abordagem multitécnica mostrou-se essencial para caracterizar as heterogeneidades e compreender o comportamento do sistema poroso nas rochas do intervalo pré-sal.

A análise integrada evidenciou contrastes deposicionais e pós-deposicionais marcantes entre os poços A e B. O poço A é dominado por *spherulestones* e calcilutitos, refletindo condições de menor energia e maior lâmina d'água. O poço B apresenta maior abundância de *shrubstones* e maior aporte siliciclásticos, indicando ambiente mais proximal e energético. Além disso, verifica-se, ao longo do poço A, maior complexidade e intensidade dos processos de dolomitização e silicificação.

A caracterização petrográfica revelou ampla diversidade mineralógica, com múltiplas texturas de dolomita e variedades de sílica atuando diretamente na modificação do espaço permo-poroso. A distribuição vertical desses constituintes indica forte controle estratigráfico associado à evolução diagenética e à circulação de fluidos ao longo da sucessão.

A aplicação do método de *rock typing sensu* Corbett e Potter (2004) foi fundamental para estabelecer o comportamento hidráulico das sucessões e, com base na integração de dados, compreender toda a variabilidade identificada. Considerando as sucessões dos poços A e B, os GHEs registram um espectro evolutivo da qualidade do reservatório, no qual os GHEs 3 a 5

refletem intervalos dominados por cimentação e redução da conectividade por sílica e dolomita, enquanto os GHEs 6 a 8 correspondem a zonas onde fraturamento, dissolução e dolomitização substitutiva promovem porosidade intercrystalina e macroporosidade vugular. O GHE 9, por sua vez, representa o estágio mais favorável, marcado por dissolução pervasiva e rede porosa interconectada.

De modo específico, o poço A revelou um sistema *multi-petrotype* altamente heterogêneo, com unidades de fluxo variando de GHE 1 a 9. Nesse poço, a dolomitização parcial em SHB e SPH e o fraturamento associado à sílica favoreceram a formação dos intervalos de melhor desempenho, especialmente os GHE 8 e 9, localizados na porção intermediária da Formação Barra Velha no poço A.

O poço B também apresentou sistema *multi-petrotype*, com GHE 1 a 8, porém mais homogêneo e com predominância de unidades de desempenho intermediário. Neste poço, o melhor nível de reservatório corresponde ao GHE 8, situado na porção intermediária do poço na base da Formação Barra Velha. Esse intervalo é controlado pelas fácies SHB e CRE, as quais apresentam dolomitização mais intensa e porosidade visual de até 24%, valor este possivelmente potencializado pela presença de fraturas. Em contraste, o intervalo (5.022 – 5.090 m) referente à Formação Itapema apresenta o GHE 1, indicando um comportamento hidráulico desfavorável e reforçando a distinção petrofísica em relação à Formação Barra Velha na sucessão analisada.

Os resultados demonstram que a preservação da composição primária não garante melhor qualidade de reservatório. Embora o poço B apresente menor intensidade de processos diagenéticos, a porção inferior (4.990 – 5.090 m) são frequentemente limitados por cimentação sílica e impurezas detríticas que restringem a conectividade. No poço A, a maior complexidade diagenética, incluindo dolomitização pervasiva, dissolução de matriz argilosa e fraturamento de corpos silicificados, foi determinante para a geração de zonas de elevada porosidade e melhor capacidade de fluxo.

Assim, observa-se que a qualidade e a viabilidade do reservatório nessas sucessões resultam de uma trajetória diagenética progressiva, na qual os processos de silicificação, dolomitização, dissolução e fraturamento, modulados pela heterogeneidade deposicional, controlam a arquitetura do sistema poroso, definindo a morfologia, o tamanho e a conectividade dos poros, o que condiciona o desempenho e a eficiência hidráulica das rochas.

REFERÊNCIAS

- ADRIANO, M. S.; FIGUEIREDO, J. P.; COELHO, P. H. G. R.; BORGHI, L. **Tectonic and stratigraphic evolution of the Santos Basin rift phase: New insights from seismic interpretation on Tupi oil field area**. Journal of South American Earth Sciences, v. 116, p. 103842, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103842>
- AMAEFULE, J. O.; ALTUNBAY, M.; TIAB, D.; KERSEY, D. G.; KEELAN, D. K. **Enhanced reservoir description: using core and log data to identify hydraulic (flow) units and predict permeability in uncored intervals/wells**. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, SPE-26436-MS, 1993. <https://doi.org/10.2118/26436-MS>
- ANTÔNIO, M. M. **Caracterização sedimentológica e estratigráfica dos esferulitos da Formação Barra Velha da Bacia de Santos, Brasil**. 2019. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.
- ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V.; MORETTI JÚNIOR, P. A.; DA SILVA FILHO, R. P.; SPADINI, A. R.; HOMEWOOD, P.; METTRAUX, M.; RAMNANI, C. W. **Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos**. In: CHAGAS, A. A. P.; ARAÚJO, C. C.; SANTOS, L. A. (Org.). As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul. Rio de Janeiro: Petrobras, 2024. p. 471-565. Disponível em: [Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos | Portal de Publicações Universidade Petrobras](#). Acesso em: 20 de out. 2025.
- ASMUS, H. E.; BAISCH, P. R. **Geological evolution of the Brazilian continental margin**. Episodes Journal of International Geoscience, v. 6, n. 4, p. 3-9, 1983. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1983/v6i4/001>
- AZEREDO, A. C.; DUARTE, L. V.; SILVA, A. P. **The challenging carbonates from the Pre-Salt reservoirs offshore Brazil: facies, palaeoenvironment and diagenesis**. Journal of South American Earth Sciences, v. 108, p. 103202, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103202>
- BARBOZA, E. G.; LANDAU, L. D. R. **Classificação textural de rochas carbonáticas do pré-sal da Bacia de Santos e análise do sistema permoporoso: uma abordagem baseada na interpretação de imagens de tomografia computadorizada de raios-X**. Geociências (São Paulo), v. 43, n. 1, p. 1–15, 2024. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v24-207158>.
- BARNETT, A. J.; OBERMAIER, M.; AMTHOR, J.; SHARAFODIN, M.; BOLTON, M.; CLARKE, D.; CAMARA, R. **Origin and significance of thick carbonate grainstone packages in nonmarine successions: a case study from the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil**. 2021. 10.1306/13722318MSB.6.1853
- BASSO, M.; BELILA, A. M. P.; CHINELATTO, G. F.; SOUZA, J. P. D. P.; VIDAL, A. C. **Sedimentology and petrophysical analysis of pre-salt lacustrine carbonate reservoir from the Santos Basin, southeast Brazil**. International Journal of Earth Sciences, v. 110, p. 2573–2595, 2020. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01932-7>

BELL, K. G. **Uranium in carbonate rocks**. US Geol Surv Prof Pap 474–A, p. A1–A29, 1963. <https://doi.org/10.3133/pp474A>

BEURLIN, H.; SOUZA, M. D.; SILVA, M. R. **Chrysoberyl–sillimanite association from the Roncadeira pegmatite, Borborema Pegmatite Province, northeastern Brazil**. Journal of Geosciences, v. 52, n. 2, p. 117–123, 2007. DOI: 10.3190/jgeosci.142

BORGHI, L.; DA SILVA, M. C. A. S.; FAVORETO, J.; SANTOS, J. **Defining a new common language: a multi-scale classification for the pre-salt carbonates of the Barra Velha Formation**. In: PROCEEDINGS OF THE RIO OIL & GAS EXPO AND CONFERENCE, Rio de Janeiro, 2022. <https://doi.org/10.48072/2525-7579.rog.2022.026>

BRASIL. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – ANP. **Boletim da produção de petróleo e gás natural: número 184: dezembro 2025**. 2025. Encarte de Consolidação da Produção – Superintendência de Desenvolvimento e Produção (SDP), Rio de Janeiro, 2025. Disponível em: [Boletim Mensal da Produção de Petróleo e Gás Natural — Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis](https://doi.org/10.48072/2525-7579.rog.2022.026). Acesso em: 26 fev. 2025.

BRITO, J. P. S.; SANTOS, R. V.; GONÇALVES, G. O.; BARBOSA, P. F.; SOUZA CRUZ, C. E.; USHIROBIRA, C. A.; SOUZA, V. S.; RICHTER, F.; ABREU, C. J. **U-Pb dating of Barra Velha carbonates reveals the influence of Santos Basin sedimentary and tectonothermal history on pre-salt carbonate ages**. Marine and Petroleum Geology, v. 168, 2024, p. 107035. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.107035>

BUCKLEY, J. P.; BOSENCE, D.; ELDERS, C. **Tectonic setting and stratigraphic architecture of an Early Cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf High, Santos Basin, Brazil**. 2015. <https://doi.org/10.1144/SP418.13>

CALDAS, M. F.; ZALÁN, P. V. **Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 17, n. 2, p. 227–248, 2009.

CARRAMAL, N. G.; OLIVEIRA, D. N.; CACELA, A. S. M.; CUGLIERI, M. A. A.; NATASHA, P.; ROCHA, N. P.; VIANA, S. M.; TOLEDO, S. L. V.; PEDRINHA, S.; DE ROS, L. F. **Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of aptian pre-salt magnesium silicates from Lula field, Santos basin, Brazil**. Journal of Sedimentary Research, v. 92, p. 12–31, 2022. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.139>

CARVALHO, A. M. A.; HAMON, Y.; DE SOUZA JR, O. G.; CARRAMAL, N. G.; COLLARD, N. **Facies and diagenesis distribution in an Aptian pre-salt carbonate reservoir of the Santos Basin, offshore Brazil: A comprehensive quantitative approach**. Marine and Petroleum Geology, v. 141, p. 105708, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105708>

CHAGAS, A. A. P.; MORAES, M. F. B.; VIANA, A. R.; MACHADO, M. A. P.; JAHNERT, R. J. **O Pré-sal nas Bacias de Campos e Santos: como tudo começou**. In: CHAGAS, A. A. P.; ARAÚJO, C. C.; SANTOS, L. A. (Org.). As grandes descobertas do pré-sal no Atlântico Sul. Rio de Janeiro: Petrobras, 2024. p. 21–69. Disponível em: [O Pré-sal nas Bacias de Campos e Santos: como tudo começou | Portal de Publicações Universidade Petrobras](https://doi.org/10.2110/jsr.2020.139). Acesso em: 20 de out. 2025.

- CHABOUREAU, A. C.; GUILLOCHEAU, F.; ROBIN, C.; ROCHAIS, S.; MOULIN, M.; ASLANIAN, D. **Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: paleotopographic and geodynamic implications.** *Tectonophysics*, v. 604, p. 191-223, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.025>
- CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. **Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 4, p. 765–779, 2008.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview.** In: ZIEGLER, P. A. (Ed.). *Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa.* *Tectonophysics*, v. 213, p. 97–138, 1992. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90253-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3)
- CHENG, C.; WANG, X.; LI, S.; CAO, T.; CHU, Y.; WEI, X.; LI, M.; WANG, D.; JIANG, X. **Chemical weathering indices on marine detrital sediments from a low-latitude capitanian to Wuciapingian carbonate-dominated succession and their paleoclimate significance.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 606, p. 111248, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111248>
- CHINELATTO, G. F.; BELILA, A. M. P.; BASSO, M.; SOUZA, J. P. P.; VIDAL, A. C. **A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin – Brazil.** *Marine and Petroleum Geology*, v. 116, p. 104317, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104317>
- CONCEIÇÃO, R. F. S. D. **Caracterização diagenética dos carbonatos da Formação Barra Velha em um poço do Campo de Sururu, Pré-Sal, Bacia de Santos.** 2025. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2025.
- CORBETT, P. W. M.; POTTER, D. K. **Petrotyping: A basemap and atlas for navigating through permeability and porosity data for reservoir comparison and permeability prediction.** In: *INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF THE SOCIETY OF CORE ANALYSTS*, v. 5, n. 9, p. 1-12, 2004.
- DA SILVA, D. R. L.; TERRA, S. A.; RIBEIRO, A.; BORGHI, L. **A three stage tectono-stratigraphic evolution of a Pre-salt rift unit: Barra Velha Formation (Aptian) in the Tupi Oil Field, Santos Basin, Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 155, 2025, p. 105380. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105380>
- DE CARVALHO, M. D.; FERNANDES, F. L. **Pre-salt depositional system: Sedimentology, diagenesis, and reservoir quality of the Barra Velha Formation, as a result of the Santos Basin tectono-stratigraphic development.** 2021. 10.1306/13732337MSB.5.1708
- DE SOUZA, L. S.; CHAVES SGARBI, G. N. **Bacia de Santos no Brasil: geologia, exploração e produção de petróleo e gás natural.** *Boletín de Geología*, v. 41, n. 1, p. 175-195, 2019. <https://doi.org/10.18273/revbol.v41nl-2019009>
- DEHLER, N. M.; YAMATO, A. A.; CRUZ, F. E. G.; MORETTI JÚNIOR, P. A.; LOPES, M. R. F.; ZAMBONATO, E. E.; FREITAS, J. T. R. de. **Tectônica e sedimentação do Pré-sal da**

Bacia de Santos. In: CHAGAS, A. A. P.; ARAÚJO, C. C.; SANTOS, L. A. (Org.). *As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul*. Rio de Janeiro: Petrobras, 2024. p. 395-470. . Disponível em: [Tectônica e sedimentação do Pré-sal da Bacia de Santos | Portal de Publicações Universidade Petrobras](#). Acesso em: 20 de out. 2025.

DIAS, J. L. **Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira.** Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n. 1, p. 7-25, 2005. Disponível em: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/207>. Acesso em: 15 nov. 2025.

DOS SANTOS, L. L.; PLANTZ, J. B.; FERREIRA, L. D. O.; SANTOS, J.; DOS SANTOS, H. N.; BORGHI, L. **Optimizing analysis and interpretation of portable XRF data: a case study in the pre-salt Santos Basin, Brazil.** Earth Science Informatics, v. 18, n. 3, p. 478, 2025. <https://doi.org/10.1007/s12145-025-01977-9>

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANCA, A. B. **Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin—Genesis and tectonic implications.** Marine and Petroleum Geology, v. 105, p. 251-272, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.020>

FOLK, R. L. **Spectral subdivision of limestone types.** In: HAM, W. E. (Ed.). *Classification of Carbonate Rocks—a symposium*. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 62-84, 1962. <https://doi.org/10.1306/M1357>

GIOT, D.; DAWANS, J. M.; KING, R.; LEHMANN, P.; SHAW, E.; EL WAZEER, F. **Tracking permeability in a major limestone reservoir from rock observation to 3D modelling.** SPE 87233, 2000. <https://doi.org/10.2118/87233-MS>

GOMES, J. P. B.; BUNEVICH, R. B.; SARTORATO, A. C. L.; TEDESCHI, L. R.; TONIETTO, S. N.; TUCKER, M. E.; WHITAKER, F. **Early diagenetic evolution based on petrography and stable isotope analysis in the Barra Velha Formation of the Brazilian Pre-salt.** The Depositional Record, v. 11, n. 1, p. 70–94, 2025. <https://doi.org/10.1002/dep2.288>

GOMES, J. P.; BUNEVICH, R. B.; TEDESCHI, L. R.; TUCKER, M. E.; WHITAKER, F. F. **Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt.** Marine and Petroleum Geology, v. 113, p. 104176, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>

HERLINGER JUNIOR, R. J.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. **Influence of diagenesis on the quality of lower cretaceous pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from Northern Campos Basin, offshore Brazil.** Journal of Sedimentary Research, v. 87, n. 12, p. 1285-1313, 2017. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.70>

JÉBRAK, M. **Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution.** Ore Geology Reviews, v. 12, n. 3, p. 111-134, 1997. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7)

KARNER, G. D.; GAMBÔA, L. A. P. **Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites.** 2007. <https://doi.org/10.1144/SP285.2>

KELLY, S. D.; NEWVILLE, M. G.; CHENG, L.; KEMNER, K. M.; SUTTON, S. R.; FENTER, P.; STURCHIO, N.; SPÖTL, C. **Uranyl incorporation in natural calcite.**

Environmental Science & Technology, v. 37, p. 1284–1287, 2003. <https://doi.org/10.1021/es025962f>

KLAJA, J.; DUDEK, L. **Geological interpretation of spectral gamma-ray (SGR) logging in selected boreholes.** Nafta-Gaz, Rok LXXII, n. 1, 2016. <https://doi.org/10.18668/NG2016.01.01>

LEITE, C. O. N.; SILVA, C. M. A.; DE ROS, L. F. **Depositional and diagenetic processes in the pre-salt rift section of a Santos Basin area, SE Brazil.** Journal of Sedimentary Research, v. 90, p. 584-608, 2020. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.27>

LEYDEN, R.; LUDWIG, W. J.; EWING, M. **Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil.** Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 55, n. 4, p. 645–658, 1971. <https://doi.org/10.1306/819A3E2A-16C5-11D7-8645000102C1865D>

LIMA, B. E. M.; TEDESCHI, L. R.; PESTILHO, A. L. S.; SANTOS, R. V.; VAZQUEZ, J. C.; GUZZO, J. V. P.; DE ROS, L. F. **Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes.** Marine and Petroleum Geology, v. 113, p. 104143, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104143>

LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. **Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian pre-salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil.** Sedimentary Geology, v. 383, p. 55-81, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.006>

MACEDO, J. M. **Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes.** Boletim de Geociências da Petrobras, v. 3, n. 3, p. 159–173, 1989. Disponível em: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/475>. Acesso em: 24 fev. 2026.

MARTINY, J. **Processos de dolomitização e seus impactos na qualidade de reservatórios da Formação Barra Velha na Bacia de Santos.** 2024. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2024.

MELLO, M. R.; MOLDOWAN, J. M.; MACEDO, J. M.; TSCHERNY, R. **The Petroleum System of the Santos Basin: A Giant Gas and Condensate Province.** In: AAPG ANNUAL MEETING, Calgary, 2005.

MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G. V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R.; CAIXETA, J. M.; NETO, O. P. **Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas.** Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 183-205, 2007.

MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J.; WIGNALL, B. **Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous syn-post rift carbonate systems, Presalt Section, Brazil.** 2021. <https://doi.org/10.1144/SP509-2019-78>

MIO, E. D.; CHANG, H. K.; CORRÊA, F. S. **Integração de métodos geofísicos na modelagem crustal da Bacia de Santos.** Revista Brasileira de Geofísica, v. 23, n. 3, p. 275-284, 2005. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2005000300006>

MOHRIAK, W. U. **Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira**. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, p. 87-165, 2003.

MOHRIAK, W. U.; NEMCOK, M.; ENCISO, G. **South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil**. Geological Society of London Special Publication, v. 294, p. 365-398, 2008. <https://doi.org/10.1144/SP294.19>

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. **Bacia de Santos**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; RABINEAU, M.; PATRIAT, M.; MATIAS, L. **Kinematic keys of the Santos–Namibe basins**. 2013. <https://doi.org/10.1144/SP369.3>

MUNIZ, M. C. **Tectono-stratigraphic evolution of the Barremian–Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil**. 2013. Tese (Doutorado) – Royal Holloway University of London, Londres, 2013.

MUNIZ, M. C.; BOSENCE, W. J. **Lacustrine carbonate platforms: facies, cycles, and tectonosedimentary models for the Presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil**. AAPG Bulletin, v. 102, n. 12, p. 2569-2597, 2018. <https://doi.org/10.1306/0511181620617087>

MUNSELL SOIL COLOR BOOK. **Munsell Soil-Color Charts with Genuine Munsell Color Chips**. New York: The Geological Society of America, p. 15, 2012.

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, v. 208, p. 109718, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109718>

OLIVEIRA, M. C. G. C. D. **Caracterização das diferentes formas de dolomita do poço A, Formação Barra Velha, Campo de Lula, Bacia de Santos**. 2022. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. **Bacia de Santos**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, p. 219-234, 1994. [10.70369/nmr7c22](https://doi.org/10.70369/nmr7c22). Disponível em: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/628>. Acesso em: 26 fev. 2026

PEREIRA, T. P.; TERRA, S.; DA SILVA, D. R.; PIRES, G. L.; RIBEIRO, A. **Distribution of silicification intervals throughout the Barra Velha and Itapema formations: Host rock controls and chronology of silica precipitation (Pre-Salt, Santos Basin, Brazil)**. Journal of South American Earth Sciences, v. 128, p. 104446, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104446>

PERON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; OSCHMANN, W. **Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts**. Marine and Petroleum Geology, v. 43, p. 21–47, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002>

PETTIJOHN, F. J. **Paleocurrents of Lake Superior Precambrian quartzites**. Geological Society of America Bulletin, v. 68, n. 4, p. 469-480, 1957. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1957\)68\[469:POLSPQ\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1957)68[469:POLSPQ]2.0.CO;2)

PIETZSCH, R.; OLIVEIRA, D. M.; TEDESCHI, L. R.; NETO, J. V. Q.; FIGUEIREDO, M. F.; VAZQUEZ, J. C.; DE SOUZA, R. S. **Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil**. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 507, p. 60–80, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.06.043>

PLANTZ, J. B.; BORGHI, L. **Unsupervised learning for identifying silicified and dolomitized zones in pre-salt using portable XRF data**. Journal of South American Earth Sciences, v. 128, p. 104421, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104421>

PLANTZ, J. B.; DA SILVA, M. C. A. S.; SANTOS, J.; DOS SANTOS, H. N.; BORGHI, L. **Depositional and diagenetic characteristics of the Lula's Fingers: Evidences of microbial activity and exposure during final pre-salt depositional in Santos Basin**. Journal of South American Earth Sciences, v. 134, p. 104731, 2024. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104731>

POROS, Z.; JAGNIECKI, E.; LUCZAJ, J.; KENTER, J.; GAL, B.; CORREA, T. S.; FERREIRA, E.; HEUMANN, M.; ELIFRITZ, A.; JOHNSTON, M.; MCFADDEN, K. A.; MATT, V. **Origin of Silica in Pre-salt Carbonates, Kwanza Basin, Angola**. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, Houston, 2017.

RANDAZZO, A. F.; ZACHOS, L. G. **Classification and description of dolomitic fabrics of rocks from the Floridan aquifer, USA**. Sedimentary Geology, v. 37, n. 3, p. 151-162, 1983. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(84\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(84)90005-8)

RIGOTI, C. A. **Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria**. 2015. 134 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

ROCHA, L.; FAVORETO, J.; BORGHI, L. **Coquinas da Formação Itapema, campo de Mero (pré-sal da Bacia de Santos): análise de microfácies e paleoambiente deposicional**. Anuário do Instituto de Geociências, v. 44, p. 39883, 2021. https://doi.org/10.11137/1982-3908_2021_44_39883

ROSSONI, R. B.; PORCHER, C. C.; KOESTER, E.; SOBIESIAK, J. S.; SILVA, L. A. C.; MEXIAS, A. S.; GOMES, M. E. B.; RAMNANI, C. W.; DE ROS, L. F. **The role of compaction in the diagenetic evolution of Pre-Salt Aptian deposits of Santos Basin, Brazil**. Sedimentary Geology, v. 466, p. 106650, 2024. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106650>

SANABRIA, L. L. O. **Geoquímica orgânica e isotópica das formações Piçarras, Itapema e Barra Velha no campo de Lula, Bacia de Santos**. 2022. 224 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

SARTORATO, A. C. L. **Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos**. 2018. 276 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

SARTORATO, A. C. L.; TONIETTO, S. N.; PEREIRA, E. **Silicification and dissolution features in the Brazilian Pre-salt Barra Velha formation: impacts in the reservoir quality and insights for 3D geological modeling.** In: RIO OIL & GAS EXPO AND CONFERENCE, 2020. <https://doi.org/10.48072/2525-7579.rog.2020.068>

SCHOLLE, P. A.; SCHOLLE, D. S. **A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis.** Tulsa: AAPG Memoir 77, p. 474, 2003.

SELLEY, R. C. **Facies profiles and other new methods of graphic data presentation: application in a quantitative study of Lybian Tertiary shorelines deposits.** Journal of Sedimentary Petrology, v. 38, p. 363-372, 1968. <https://doi.org/10.1306/74D71992-2B21-11D7-8648000102C1865D>

SERRA O.; WESTAWAY. P.; ABBOT, H. **Fundamentals of well-log interpretation.** 1st edition, Elsevier Science Publishers BV, The Netherlands, 1984.

SIBLEY, D. F.; GREGG, J. M. **Classification of dolomite rock textures.** Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, n. 6, p. 967-975, 1987. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/212F8CBA-2B24-11D7-8648000102C1865D>. Acesso em: 13 fev. 2025.

SILVA, S. F. C. R.; PEREIRA, E. **Tectono-stratigraphic evolution of Lapa Field Pre-salt section, Santos Basin (SE Brazilian continental margin).** Journal of Sedimentary Environments, Rio de Janeiro, p. 133-148, 2017. <https://doi.org/10.12957/jse.2017.30052>

SIMON, S. P. **Composição primária e diagenética dos depósitos da Formação Itapema e seus impactos na qualidade de reservatórios pré-sal na Bacia de Santos.** 2024. 72 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2024.

SOUTO, J. S. O. **Caracterização do Marco Lula.** In: SIMPOSIO DE ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DA PETROBRAS, 5., 2010, Aracaju. Resumos [...]. Rio de Janeiro: Petrobras, 2010. p. 60-61.

SPÖTL, C.; PITMAN, J. K. **Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: A reappraisal of a burial-diagenetic concept.** In: Carbonate cementation in sandstones: Distribution patterns and geochemical evolution, 1998, p. 437-460. <https://doi.org/10.1002/9781444304893.ch19>

TAVAKOLI, V.; HASSANI, D.; RAHIMPOUR-BONAB, H.; MONDAK, A. **How petrophysical heterogeneity controls the saturation calculations in carbonates: the Barremian–Aptian of the central Persian Gulf.** Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 208, p. 109568, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109568>

TEBOULT, P. A.; DURLET, C.; GIRARD, J. P.; DUBOIS, L.; MIGUEL, G. S.; VIRGONE, A.; GAUCHER, E. C.; CAMOIN, G. **Diversity and origin of quartz cements in continental carbonates: example from the Lower Cretaceous rift deposits of the South Atlantic margin.** Applied Geochemistry, v. 100, p. 22-41, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.10.019>

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A.; FRANÇA, A.; SOMBRA, C.; ZAMBONATO, E.; JUSCHAKS, L. C.; ARIENTI, L.; ERTHAL, M.; BLAETH, M.; FRANCO, M. **Classificação**

de Rochas Carbonáticas aplicável às Bacias sedimentares Brasileiras. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 18, p. 9–29, 2010. [10.70369/1vwy1g06](https://doi.org/10.70369/1vwy1g06). Disponível em: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/113>. Acesso em: 26 jan. 2026.

TIAB, D.; DONALDSON, E. C. **Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties.** 4th ed. Elsevier, 2024.

TORSVIK, T. H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M. A. **A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin.** Geophysical Journal International, v. 177, n. 3, p. 1315-1333, 2009. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x>

TOSCA, N. J.; WRIGHT, V. P. **Diagenetic Pathways Linked to Labile Mg-Clays in Lacustrine Carbonate Reservoirs: a Model for the Origin of Secondary Porosity in the Cretaceous Pre-salt Barra Velha Formation, Offshore Brazil.** Geological Society of London Special Publications, v. 435, 2015. <https://doi.org/10.1144/SP435.1>

VIDAL, F. S. O.; GOMES, R. T. M.; RORIZ, C. E. D.; SILVA, K. M. S.; TOLEDO, R. C. **Lithology Identification Through X-Ray Fluorescence (XRF) Analyses on Drill Cuttings While Drilling, in Santos Basin.** In: SPE ANNUAL TECHNICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, Houston, Texas, USA, 2022. <https://doi.org/10.2118/210151-MS>

WARREN, J. **Dolomite: Occurrence, Evolution and Economically Important Associations.** Earth-Science Reviews, v. 52, n. 1-3, p. 1-81, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00022-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2)

WATAHE, P.; PIRES, G.; DAL'BÓ, P.; MENEZES, M.; ARENA, M.; BORGHI, L. **Mechanisms and controls of silicification in continental carbonates of the Barra Velha and Itapema formations (Aptian of Santos Basin, Brazil).** Brazilian Journal of Geology, v. 55, e20250042, 2025. <https://doi.org/10.1590/2317-4889e20250042>

WRIGHT, V. P. **Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy.** Geological Magazine, v. 145, n. 1, p. 156, 2008. 10.1017/S0016756807004116

WRIGHT, V. P. **The mantle, CO₂ and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: some carbonates are made, not born.** Sedimentology, v. 69, p. 47-73, 2022. <https://doi.org/10.1111/sed.12835>

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. **Cyclicity and Carbonate-Silicate Gel Interactions in Cretaceous Alkaline Lakes.** In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, Houston, 2014.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. **An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates.** In: BOSENCE, D. W. J. et al. (Eds.). Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production. Geological Society of London Special Publication, v. 418, p. 209-219, 2015. <https://doi.org/10.1144/SP418.3>

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. **The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha Formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil.** Facies, v. 66, n. 1, p. 7, 2020. <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0591-2>

ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. C. G.; RIGOTI, C. A.; MAGNAVITA, L. P.; OLIVEIRA, J. A.; VIANNA, A. R. **An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin – Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil.** In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, Houston, 2011.

ZEITOUN, N.; RUIDIAZ, E.; DE ALMEIDA, R. V.; NINCI, B.; CAMPANE, A. **Caracterização de fácies e análise da porosidade-permeabilidade em carbonatos da Bacia de Santos, Brasil.** 2022. <https://doi.org/10.48072/2525-7579.rog.2022.012>

ZUO, G.; WANG, H.; FAN, G.; ZHANG, G.; ZHANG, J.; ZHANG, Y.; WANG, C.; YANG, L.; DING, L.; PANG, X.; ZUO, Y. **Geochemical characteristics and distribution of the subsalt source rocks in the Santos Basin, Brazil.** ACS Omega, v. 7, p. 25715–25725, 2022. <https://doi.org/10.1021/acsomega.2c03018>