



Rafaella Fricks Sayão da Conceição

**Caracterização diagenética dos carbonatos da Formação Barra Velha em
um poço do Campo de Sururu, Pré-Sal, Bacia de Santos.**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

Rio de Janeiro
2025



UFRJ

Rafaella Fricks Sayão da Conceição

**Caracterização diagenética dos carbonatos da Formação Barra Velha em um poço do
Campo de Sururu, Pré-Sal, Bacia de Santos.**

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Dra. Jéssica Thais Ferreira Oste

Prof. Dr. André Ribeiro

Coorientador:

Geólogo Jeferson de Andrade Santos

Rio de Janeiro
JULHO DE 2025

FRICKS SAYÃO, Rafaella

Caracterização diagenética dos carbonatos da Formação Barra Velha em um poço no Campo de Sururu, Pré-Sal, Bacia de Santos / Rafaella Fricks Sayão da Conceição - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2025.

xx, 000 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2025.

Orientadores: Dra. Jéssica Thaís Ferreira Oste, Prof. Dr. André Ribeiro, Geólogo Jeferson de Andrade Santos

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Prof. Dr. André Ribeiro. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. **Caracterização diagenética dos carbonatos da Formação Barra Velha em um poço no Campo de Sururu, Pré-Sal, Bacia de Santos**

Rafaella Fricks Sayão da Conceição

**Caracterização diagenética dos carbonatos da Formação Barra Velha em um poço do
Campo de Sururu, Pré-Sal, Bacia de Santos.**

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Dra. Jéssica Thais Ferreira Oste

Prof. Dr. André Ribeiro

Coorientador:

Geólogo Jeferson de Andrade Santos

Aprovada em: 10.07.2025

Por:

Orientador: Prof. Dr. André Ribeiro (UFRJ)

Prof. Dr. Franscisco Manoel Wohnrath Tognoli (UFRJ)

Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros (UFRGS)

Dedico este trabalho a todos os meus familiares,
tanto os que estão comigo quanto aqueles que já
deixaram o plano terreno.

Agradecimentos

Não poderia iniciar esses agradecimentos sem mencionar, em primeiro lugar, os meus pais, Aurineia e Nilson, que sempre estiveram ao meu lado e acreditaram no sonho de uma menina de 15 anos que decidiu cursar Geologia, e que hoje entrega este trabalho com orgulho. À minha irmã, Isabella, por todos os conselhos, puxões de orelha ao longo da vida acadêmica e, principalmente, por me dar o melhor presente do mundo: meu sobrinho Felipe. Ao meu cunhado, Diego, que apesar de todos os puxões de orelha ao longo da graduação, sempre esteve presente e me apoiou nessa trajetória. Agradeço ainda aos meus avós, Francisco, Odila, Aneyda e Gilson, sei que, onde quer que estejam, estão orgulhosos de onde a caçula da família chegou.

Aos meus amigos que estiveram ao meu lado ao longo de toda a jornada universitária Caio, Letícia, Thomas, Luiz Vitor, Marina, Caroline, Vinicius e Vitor, meu sincero agradecimento por cada momento compartilhado. Um agradecimento especial a Ighor, Kamylla, Isabelle, Márcia, Mariana e Naysha, por terem caminhado comigo durante o período da pandemia. Vocês foram fundamentais para que eu conseguisse chegar até aqui. Aos (proto) geólogos que estiveram comigo nesse processo e me ajudaram nos momentos de dificuldade, Laura, Casado, Beatriz, Kamilla, Carolina, Gabriel, Marcelo e Luciano, meu muito obrigada por cada apoio.

Agradeço a todos os professores que fizeram parte desses cinco anos de graduação em Geologia, e que deixaram um pouco de si em minha formação. Aos meus colegas do Lagesed, obrigada por todas as trocas durante as pausas para o café, pelos conselhos e pelo apoio contínuo. Vocês também foram essenciais nessa trajetória: Laís, Alexandre, Caio, Duda, Andreas, Bruno, Fabiane, Nathalie, Raphaela e Maria Clara.

Ao Lagesed e ao projeto Pré-Sal II pela oportunidade única de desenvolver ciências e conquistar conhecimentos.

E finalmente, aos meus orientadores, Jeferson Santos, Jéssica Oste e André Ribeiro, por todas as trocas de conhecimento durante a elaboração deste trabalho. Em especial à Jéssica, a quem agradeço profundamente por toda a paciência, apoio e dedicação desde a minha chegada ao laboratório. Nos últimos meses, sua orientação e incentivo foram essenciais para que eu conseguisse concluir este trabalho, mesmo diante das dificuldades. Sou imensamente

grata por sua confiança e pelo constante suporte em todas as etapas do meu percurso acadêmico.

A todos que, de alguma forma, contribuíram para esta conquista, meu mais profundo agradecimento. Este trabalho carrega um pedaço de cada um de vocês, que me inspiraram e me apoiaram ao longo dessa jornada.

Resumo

FRICKS SAYÃO, Rafaella. Caracterização diagenética dos carbonatos da Formação Barra Velha em um poço no Campo de Sururu, Pré-sal, Bacia de Santos. 2025. xx, 000 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Formação Barra Velha, localizada no Pré-Sal da Bacia de Santos, apresenta grande heterogeneidade devido à complexidade do ambiente deposicional e dos processos diagenéticos que atuaram em seus carbonatos lacustres. Este trabalho teve como objetivo caracterizar os processos diagenéticos presentes no poço 3-BRSA-891A-RJS do Campo de Sururu, com base em análises petrográficas em lâminas delgadas sob luz polarizada, catodoluminescência e fluorescência, integradas a dados da literatura. Foram reconhecidas fases singenéticas, eodiagenéticas, mesodiagenéticas e hidrotermais. A dissolução da argila magnesianas teve papel crucial na geração de porosidade secundária e condicionou a dolomitização, que ocorre em todos os litotipos, sob diversas formas texturais: dolomita romboédrica, lamelar, blocosa, mosaico e esferoidal. A sequência de dolomitização é complexa e evidencia sua importância na evolução do sistema poroso. Além disso, processos de cimentação por sílica modifica a conectividade e volume de poros. A calcedônia representa uma fase eodiagenética precoce, enquanto o quartzo macrocristalino ocorre em estágios mais tardios. Minerais como pirita, barita e dawsonita, comumente associados a porosidade residual ou substituindo fases anteriores, indicam aporte de fluidos hidrotermais. A sequência paragenética proposta permite compreender a cronologia relativa entre os eventos diagenéticos, suas condições de formação e sua influência na heterogeneidade do reservatório. Os resultados reforçam a importância de entender a evolução diagenética para a avaliação e exploração dos carbonatos do Pré-Sal, contribuindo para o avanço do conhecimento sobre diagênese em sistemas lacustres e suas implicações em propriedades de reservatórios.

Palavras-chave: Bacia de Santos, Formação Barra Velha, Diagênese.

Abstract

FRICKS SAYÃO, Rafaella. Diagenetic Characterization of Barra Velha Formation Carbonates from a Well in the Sururu Field, Pre-Salt, Santos Basin. 2025. xx, 000 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Barra Velha Formation, located in the Santos Basin pre-salt, presents significant heterogeneity due to the complexity of its depositional environment and the diagenetic processes that affected its lacustrine carbonates. This study aimed to characterize the diagenetic processes observed in well 3-BRSA-891A-RJS, located in the Sururu Field, based on petrographic analyses of thin sections under polarized light, cathodoluminescence, and fluorescence, integrated with literature data. Syn-, eo-, meso-, and hydrothermal diagenetic phases were identified. The dissolution of magnesium-rich clay played a crucial role in generating secondary porosity and controlled the dolomitization process, which occurs across all lithotypes in various textural forms: rhombohedral, lamellar, blocky, mosaic, and spheroidal dolomite. The dolomitization sequence is complex and highlights its importance in the evolution of the porous system. In addition, silica cementation processes altered pore connectivity and volume. Chalcedony represents an early eodiagenetic phase, whereas macrocrystalline quartz appears in later stages. Minerals such as *pyrite*, *barite*, and *dawsonite*, commonly found filling residual porosity or replacing earlier phases, indicate the influence of hydrothermal fluids. The proposed paragenetic sequence allows for an understanding of the relative chronology of diagenetic events, their formation conditions, and their impact on reservoir heterogeneity. The results reinforce the importance of understanding diagenetic evolution for the assessment and exploration of pre-salt carbonates, contributing to the advancement of scientific knowledge on diagenesis in lacustrine systems and its implications for reservoir properties.

Key-Words: Santos Basin, Barra Velha Formation, Diagenesis.

Lista de figuras

- Figura 1: *Muddy spherulstone* com a seta amarela indicando a argila magnesiânica compondo a matriz da rocha, e seta laranja indicando peloides argilosos em A) PPL, B) XPL *Shrubstone* em C) PPL, D) XPL. PPL: Polarizadores paralelos; XPL: Polarizadores cruzados. Fonte: a autora. 19
- Figura 2: Representação esquemática da gênese dos depósitos típicos do Pré-Sal. A) Depósitos laminados de argilas magnesianas singenéticas, com peloides argilosos dispersos e grãos siliciclásticos; B) Substituição parcial e deformação da matriz de argila magnesiânica por esferulitos de calcita. Esferulitos assimétricos formaram-se mais próximos à interface sedimento água (WSI); C) *Shrubs* não coalescidos, precipitados na WSI, com porosidade *growth-framework* entre os agregados. Peloides argilosos e grãos siliciclásticos incorporados em alguns agregados fasciculares; D) “Ciclo” característico, apresentando no topo *shrubs* singenéticos de agregados coalescidos, no meio, matriz de argila magnesiânica singenética parcialmente substituída e deslocada por esferulitos e, na base, matriz preservada. Traduzida de Lima e De Ros, 2019. 21
- Figura 3: A) Esferulitos de calcita substituindo e deslocando laminações de argila magnesiânica; B) Esferulitos deformando laminações de argila magnesiânica e englobando peloides de argila (adaptado de De Ros e Oliveira, 2023); C) Dolomita romboédrica substituindo matriz de argila magnesiânica (adaptado de Schrank *et al.*, 2024); D) Calcedônia esferulítica substituindo matriz argilosa (adaptado de De Ros e Oliveira, 2023) 24
- Figura 4: Parte do polígono do Pré-Sal com ênfase no Campo de Sururu e destaque para o poço 3-BRSA-891-RJS. 26
- Figura 5: Carta estratigráfica da Bacia de Santos com destaque para o intervalo correspondente à Formação Barra Velha. Alterada de Moreira *et al.*, (2007). 29
- Figura 6: Fotomicrografias de dolomita romboédrica A) cristais euédricos ocorrendo de forma dispersa sem contato entre si, em A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos; XPL: Polarizadores cruzados. 36
- Figura 7: Fotomicrografia de dolomita lamelar em A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados. 37
- Figura 8: Fotomicrografias de dolomita blocosa preenchendo porosidade em A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados. 38
- Figura 9: Fotomicrografias de dolomita mosaico em um dolomito A) PPL; B) XPL.; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados. 39
- Figura 10: Fotomicrografia de dolomita esferoidal associada a dolomita lamelar A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência).. A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados. 41
- Figura 11: Fotomicrografia de dolomita em sela cimentando poro e engolfando dolomita romboédrica em A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados 42
- Figura 12: Fotomicrografia de calcedônia esferulítica (indicado em todas as imagens pela seta amarela e vermelha) e quartzo macrocristalino em franja (indicado em todas as imagens pela

seta verde e rosa) cimentando poro em A) PPL; B) XPL; C) Filtro azul (modo fluorescência) D) Luz UV. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.	43
Figura 13: Fotomicrografia de quartzo microcristalino como substituição em A) PPL; B) XPL; C) e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A feição em destaque nas imagens de fluorescência pode estar relacionada a alguma feição trativa como <i>gash veins</i> . A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.....	44
Figura 14: Fotomicrografia de quartzo macrocristalino em mosaico cimentando poros e fraturas. A) e C) PPL; B) e D) XPL. A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.	45
Figura 15: Fotomicrografia de esferulitos em A) PPL e B) XPL com o núcleo silicificado. C) Esferulito gradando para <i>shrub</i> em C) PPL e D) XPL. A seta amarela indica as feições citadas. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.	46
Figura 16: Fotomicrografia de dawsonita englobando peloide em A) PPL; B) XPL. Dawsonita englobando peloide e dolomita lamelar em C) PPL e D) XPL. A seta amarela indica os minerais citados. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.	47
Figura 17: Fotomicrografia de barita fraturada em A) PPL; B) XPL. A seta amarela indica os minerais citados. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.	48
Figura 18: Fotomicrografia de pirita associada com dolomita lamelar, a seta amarela indica a pirita cúbica e a seta laranja e pirita framboidal em A) PPL; B) XPL. Pirita cúbica associada com dolomita mosaico em C) PPL; D) XPL. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.	49
Figura 19: Fotomicrografia de estilólitos associados a dolomita mosaico, esferulitos e dawsonita anédrica em A) PPL; B) XPL. Estilólitos associados a shrubs e dolomita mosaico em A) PPL; B) XPL. A seta amarela indica as feições descritas. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.....	50
Figura 20: Fotomicrografia de fraturas shrub in situ em A) PPL; B) XPL. Calcirudito fraturado em C) PPL; D) XPL. As setas indicam as feições descritas. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.	51
Figura 21: Fotomicrografias de cristal de dolomita romboédrica com núcleo dissolvido em A) PPL; B) XPL. Cristal de barita dissolvido e cimentado por calcita em A) PPL; B) XPL. A seta amarela indica os minerais citados. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.	52
Figura 22: Sequência diagenética das lâminas estudadas.....	61

Sumário

1. INTRODUÇÃO	13
2. ESTADO DA ARTE	15
2.1. Introdução	15
2.2. Componentes singenéticos	15
2.3. Produtos e processos diagenéticos.....	21
3. GEOLOGIA REGIONAL	26
3.1. Bacia de Santos	26
3.1.1. Evolução Tectônica e Sedimentar	27
3.1.2. Sequência Estratigráfica	28
4. MATERIAIS E MÉTODOS	32
4.1. Descrição Petrográfica	32
4.2. Catodoluminescência.....	33
4.3. Luz azul/UV (modo fluorescência).....	33
5. RESULTADOS	35
5.1. Processos e produtos diagenéticos.....	35
5.1.1. Dolomita	35
5.1.2. Minerais de Sílica	42
5.1.3. Esferulitos.....	45
5.1.4. Outros minerais diagenéticos.....	46
5.1.5. Estilólitos e fraturas	49
5.2. Dissolução	51
6. DISCUSSÃO	53
6.1. Processos singenéticos	53
6.2. Processos diagenéticos	55
6.2.1. Eodiagenéticos.....	55
6.2.2. Mesodiagenéticos/Interações hidrotermais.....	59
6.3. Sequência diagenética	61
7. CONCLUSÕES.....	62
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas carbonáticos lacustres do Atlântico Sul têm despertado crescente interesse científico e econômico desde a descoberta de grandes volumes de hidrocarbonetos na seção do Pré-Sal da Bacia de Santos. Dentre as unidades estratigráficas com maior relevância está a Formação Barra Velha, composta majoritariamente por depósitos carbonáticos (Wright & Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Schrank *et al.*, 2024).

A Bacia de Santos representa, atualmente, a principal província petrolífera do Brasil, concentrando a maior parte da produção nacional de petróleo e gás natural proveniente do pré-sal. Campos como Búzios, Tupi, Sépia e Atapu têm desempenhado papel estratégico no crescimento das reservas e na alta produtividade da Petrobras nos últimos anos. Em 2024, a companhia registrou 11,4 bilhões de barris de petróleo equivalente (boe) em reservas provadas, segundo relatório da Agência Petrobras e, pelo critério ANP/SPE, esse valor chega a 11,7 bilhões (Petrobras). A produção média no ano foi de 2,7 milhões de boe por dia, dos quais mais de 80% vieram do pré-sal (Petrobras).

O Campo de Sururu está situado no *cluster* de Iara, que também inclui os campos de Berbigão, Atapu e Sépia. Segundo Polito e Ramalho (2018), em julho de 2018, Sururu registrou a maior coluna de óleo já observada no pré-sal da Bacia de Santos, com 530 metros de espessura. Em janeiro de 2025, a Agência Nacional do Petróleo (ANP) unificou o Campo de Sururu ao Campo de Berbigão (Petrobras).

Rochas carbonáticas, especialmente as de origem continental, geralmente formam reservatórios de grande heterogeneidade e complexidade. Isso decorre do seu caráter reativo e da história sedimentar e diagenética complexa, intensificada pela percolação de fluidos superficiais e subsuperficiais potencialmente modificados. Os depósitos da Formação Barra Velha passaram por processos eodiagenéticos, mesodiagenéticos e hidrotermais significativos, resultando em um reservatório altamente heterogêneo, com evidências de dissolução, dolomitização, silicificação, cimentação e compactação (Lima & De Ros, 2019; Sartorato *et al.*, 2020).

Alguns dos primeiros trabalhos que analisaram os depósitos do Pré-Sal atribuíram sua formação a processos influenciados por microrganismos, referindo-se a eles como microbialitos e estromatólitos (Dias, 2005, Moreira *et al.*, 2007; Terra *et al.*, 2010; Muniz & Bosence, 2015), enquanto outros autores propuseram uma origem abiótica (Wright & Barnett,

2015; Tosca & Wright, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Farias *et al.*, 2019; Lima & De Ros, 2019; Gomes *et al.*, 2020).

Diversos estudos destacam a importância da diagênese precoce na evolução dos depósitos, especialmente no que se refere à dissolução dos substratos de argilas de magnésio e sua substituição por esferulitos, dolomita e sílica (Tosca & Wright, 2015; Wright & Barnett, 2015, 2020; Herlinger *et al.*, 2017; Farias *et al.*, 2019; Lima & De Ros, 2019). Nas rochas carbonáticas aptianas da Bacia de Santos, a qualidade do reservatório está fortemente condicionada pelas características do ambiente deposicional e pelas alterações diagenéticas associadas (Rezende & Pope, 2015; Herlinger *et al.*, 2017, Fricks Sayão *et al.*, 2024). Segundo diversos autores, o impacto da diagênese na evolução da porosidade e permeabilidade vai além dos processos precoces de substituição ou dissolução das argilas e cimentação, envolvendo também a circulação de fluidos hidrotermais em determinadas regiões da bacia (De Luca *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Sartorato *et al.*, 2020).

A caracterização dos processos diagenéticos na Formação Barra Velha é fundamental para a compreensão da evolução da porosidade e da qualidade do reservatório. Devido à alta reatividade das rochas carbonáticas e à complexa interação entre os processos deposicionais e pós-deposicionais, os produtos diagenéticos exercem controle direto sobre a conectividade dos poros, a permeabilidade e a distribuição dos fluidos no reservatório. Entender em que condições esses processos ocorreram, como dissolução, dolomitização, silicificação, compactação e cimentação, permite reconstruir a história diagenética das rochas e interpretar os principais controles sobre a heterogeneidade do sistema poroso.

Neste contexto, o presente trabalho tem como objetivo principal caracterizar os principais produtos e processos diagenéticos registrados nos calcários da Formação Barra Velha, em um intervalo do poço 3-BRSA-891A-RJS, localizado no Campo de Sururu, Bacia de Santos, por meio de descrições petrográfica, análises de catodoluminescência e fluorescência, com foco na elaboração de uma sequência paragenética que auxilie na interpretação da evolução diagenética e seu impacto sobre a qualidade do reservatório.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. Introdução

Os principais processos diagenéticos que afetam as rochas carbonáticas são: micritização, dissolução, cimentação, neomorfismo, compactação, substituição, em especial a dolomitização e silicificação (*cf.* Flügel, 2010; Boggs, 2012).

Segundo De Ros e Oliveira (2023), os depósitos *in situ* da Formação Barra Velha correspondem a rochas quimicamente precipitadas em ambiente lacustre alcalino, compostas por diferentes proporções de matriz de argilas magnesianas, esferulitos e *shrubs*. Essas rochas incluem *mudstones* laminados, *muddy spherulstones*, *shrubstones* e variações intermediárias. Feições como a deformação das laminações por esferulitos e a nucleação de *shrubs* sobre esferulitos indicam precipitação sin- a eodiagenética. Também são frequentes rochas ressedimentadas, formadas por intraclastos de esferulitos e de *shrubs*, classificadas como calcirruditos ou calcarenitos, com matriz de argilas magnesianas ou seus produtos de substituição, como dolomita, calcita microcristalina ou sílica. De modo geral, essas rochas são constituídas principalmente por argilas magnesianas e cristais de calcita fascicular (*shrubs*), além de material retrabalhado (Wright & Barnett, 2015; Farias *et al.*, 2019; Gomes *et al.*, 2020), associado a componentes diagenéticos como esferulitos de calcita, dolomita e sílica.

O presente trabalho está organizado com base nos componentes singenéticos, como argilas magnesianas e *shrubs*, e nos produtos diagenéticos, separados em esferulitos, dolomita e sílica. Também são abordadas fases tardias associadas ao hidrotermalismo.

2.2. Componentes singenéticos

ARGILAS MAGNESIANAS

A presença de argilominerais magnesianos singenéticos (Figura 1 A e B, seta amarela) em ambientes lacustres alcalinos e salinos é amplamente documentada na literatura (Milot, 1970; Darragi & Tardy, 1987; Calvo *et al.*, 1999). Na Formação Barra Velha, esses argilominerais ocorrem de forma abundante. Trata-se de filossilicatos altamente reativos, que podem precipitar diretamente do corpo d'água (Milot, 1970). Estudos conduzidos por Herlinger (2016) em depósitos da Formação Macabu, na Bacia de Campos, cronocorrelatos à Formação

Barra Velha, apontaram uma composição predominantemente estevensítica para os argilominerais magnesianos presentes naquela unidade.

Carramal *et al.* (2022) afirmam que a ampla ocorrência de estevensita e kerolita, principalmente sob a forma de depósitos laminados, indicam que o ambiente deposicional era altamente alcalino (pH acima de 8.7, Tosca & Masterson, 2014).

Existe um debate sobre a influência dos processos microbianos na sedimentação de argilas nos depósitos do Pré-Sal, especificamente nos aspectos químicos e físicos. Alguns autores sugerem que a concentração de silicatos de magnésio em laminações de biofilmes pode ser uma evidência de que processos microbianos estão influenciando ou promovendo a formação de argilas magnesianas (Pozo & Calvo, 2018).

Tosca & Masterson (2014) observaram que, nos estágios iniciais de precipitação da estevensita, o que ocorre é a formação de um gel hidratado, e não de um argilomineral com estrutura cristalina. De acordo com Tosca & Wright (2018), é improvável que esses géis se acumulem em ambientes de alta energia, como aqueles sujeitos à ação de ondas e correntes, ou em áreas propensas à exposição sub-aérea.

Para Tosca & Wright (2018), as laminações e peloides de silicatos de magnésio são os acúmulos mais extensos, em escala regional, sendo precipitados por nucleação homogênea diretamente da coluna d'água. Nesse contexto, Carramal *et al.* (2022) argumentam que é difícil sustentar que os substratos microbianos influenciem a nucleação de silicatos de magnésio em áreas de grande extensão. Além disso, não há evidências claras de influência microbiana nas fases carbonáticas associadas aos silicatos de magnésio do Pré-Sal (Wright & Barnett, 2015; Tosca & Wright, 2014; Herlinger *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019).

Tosca & Masterson (2014), Tosca & Wright (2015) e Wright & Barnett (2015, 2020) consideram, com base em evidências experimentais, que a estevensita ou kerolita singenéticas se depositaram inicialmente como um gel, cristalizando posteriormente em silicatos de magnésio. Carramal *et al.* (2022) consideram essa hipótese improvável, fundamentando-se em três pontos: (i) segundo a Lei de Stokes, partículas coloidais muito pequenas sedimentariam a velocidades extremamente baixas, o que contraria a deposição recorrente de silicatos de magnésio, que, em alguns casos, ocorre simultaneamente à precipitação dos *shrubs* na interface sedimento-água; (ii) a estrutura paralela dos silicatos de magnésio sugere que foram depositados como cristais lamelares de tamanho argila, ao passo que materiais formados pela

cristalização de precipitados coloidais tendem a ter orientação caótica; (iii) a deformação das lâminas de silicatos de magnésio, causada pela precipitação precoce de esferulitos e *shrubs*, indica que esses agregados carbonáticos substituíram e deslocaram sedimentos não consolidados que já estavam laminados no momento da precipitação da calcita.

Carramal *et al.* (2022) descrevem que os peloides (Figura 1 A e B, seta laranja) argilosos ricos em magnésio, característicos da FBV são partículas arredondas com granulometria variando de silte grosso a areia muito fina, coloração que vai do marrom claro ao escuro. Frequentemente são engolfados por esferulitos e *shrubs*, parcialmente substituídos por calcita, sílica ou dolomita, ou ainda dissolvidos. Também ocorrem dispersos na matriz de silicato de magnésio, onde comumente foram deformados por compactação mecânica.

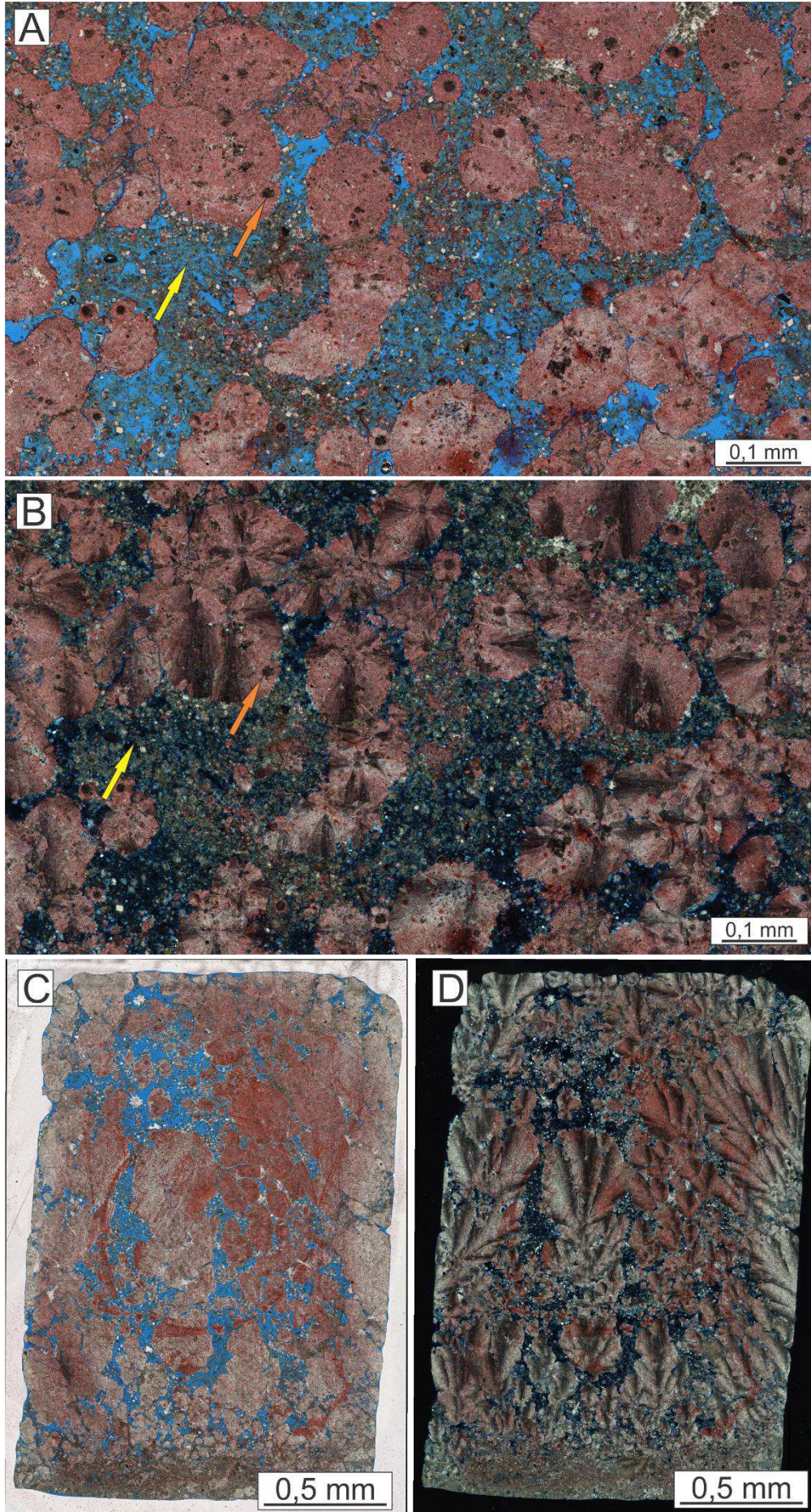


Figura 1: *Muddy spherulstone* com a seta amarela indicando a argila magnesiana compondo a matriz da rocha, e seta laranja indicando peloides argilosos em A) PPL, B) XPL *Shrubstone* em C) PPL, D) XPL. PPL: Polarizadores paralelos; XPL: Polarizadores cruzados. Fonte: a autora.

SHRUBS

Segundo Wright e Barnett (2015), os *shrubs* (Figura 1 C e D) apresentam morfologia arborescente, com estruturas convexas de até 2 mm de altura e ramificação divergente, variando de densamente ramificadas a formas laminadas. Podem ocorrer como estruturas isoladas ou apresentar padrões de ramificação imperfeitos. Agregados de cristais fibrosos (*shrubs*) exibem extinção ondulante e, ocasionalmente, planos de clivagem semelhantes aos observados em calcita fibrosa radial e em calcita fascicular óptica. Essas estruturas geralmente se desenvolvem a partir de materiais laminados e sua composição original é provavelmente calcítica, visto que os cristais preservam sua estrutura interna. Fácies dominadas por *shrubs* são recorrentes e representam crescimento *in situ* que, por vezes, originam estruturas positivas similares a recifes (Saller *et al.*, 2016).

De acordo com Gomes *et al.* (2020), fatores como mudanças na química da água do lago, perda de CO₂ por evaporação, entrada de CO₂ no sistema relacionado a magmatismo e atividade hidrotermal podem influenciar na saturação de Ca e, por consequência, na precipitação dos *shrubs*. Farias *et al.* (2019) também destacam que, normalmente, são observadas feições de substituição diagenética de calcita por dolomita romboédrica e quartzo microcristalino e dissolução parcial de cristais internos. Esses *shrubs* comumente ocorrem *in situ*, podendo ser identificado pela elongação do cristal, que é perpendicular ou sub-perpendicular ao substrato. No entanto, eles também são componentes comuns de calcarenitos e calciruditos onde fragmentos de *shrubs* ocorrem com ou sem a matriz de calcita (Wright & Barnett, 2020; Borghi *et al.*, 2022; De Ros e Oliveira, 2023).

Lima e De Ros (2019) interpretam os *shrubs* como precipitados singenéticos formados diretamente na interface sedimento-água (WSI) (Figura 2C, D). A estratificação irregular dos depósitos é atribuída à intercalação de níveis de calcita microcristalina, silicatos de magnésio singenéticos e sedimentos terrígenos. Segundo os autores, a intensa precipitação dos *shrubs* provavelmente esteve relacionada a variações na composição da água do lago. A alternância de camadas reflete interrupções na precipitação de calcita, favorecendo a deposição de lama estevensítica ou sedimentos terrígenos finos. A elevada frequência desses ciclos ao longo da sucessão sugere que tais mudanças não foram causadas por variações de larga escala na

química dos lagos tipo *sag*, mas sim por condições locais, possivelmente ligadas à circulação ou estratificação da coluna d'água. A matriz magnesiana foi posteriormente dissolvida, restando apenas constituintes singenéticos e eodiagenéticos, como esferulitos e *shrubs*, responsáveis pela geração de porosidade secundária.

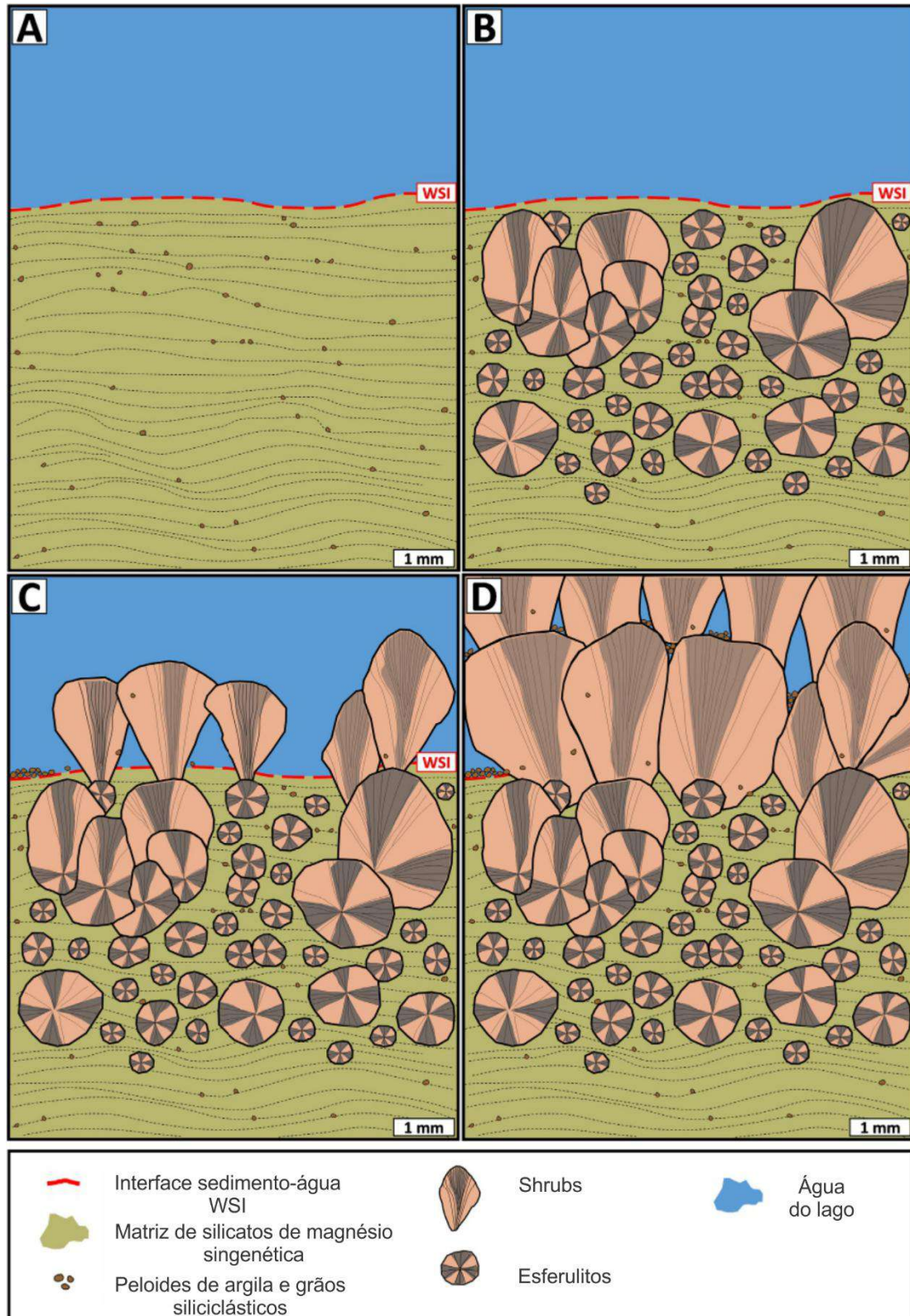


Figura 2: Representação esquemática da gênese dos depósitos típicos do Pré-Sal. A) Depósitos laminados de argilas magnesianas singenéticas, com peloides argilosos dispersos e grãos siliciclásticos; B) Substituição parcial e deformação da matriz de argila magnesiana por esferulitos de calcita. Esferulitos assimétricos formaram-se mais próximos à interface sedimento água (WSI); C) *Shrubs* não coalescidos, precipitados na WSI, com porosidade *growth-framework* entre os agregados. Peloides argilosos e grãos siliciclásticos incorporados em alguns agregados fasciculares; D) “Ciclo” característico, apresentando no topo *shrubs* singenéticos de agregados coalescidos, no meio, matriz de argila magnesiana singenética parcialmente substituída e deslocada por esferulitos e, na base, matriz preservada. Traduzida de Lima e De Ros, 2019.

2.3. Produtos e processos diagenéticos.

CALCITA

Os esferulitos são constituídos por esferas de calcita fibrosa radial (Figura 3 A e B) com diâmetro geralmente inferior a 2 mm, embora possam alcançar até 15 mm (Wright & Barnett, 2015). Desenvolvem-se associados a argilas autóctones ricas em magnésio. Normalmente ocorrem isolados ou amalgamados em protólitos de granulação fina, podendo sofrer dolomitização precoce e, menos frequentemente, silicificação (Farias *et al.*, 2019).

A ocorrência de esferulitos calcíticos é amplamente documentada em diversos depósitos e ambientes carbonáticos recentes (Buczynski & Chafetz, 1993; Verrecchia *et al.*, 1995; Spadafora *et al.*, 2010; Bahniuk *et al.*, 2015). No entanto, sua gênese tem sido amplamente debatida ao longo dos anos.

Através de análises experimentais, Mercedes-Martín *et al.* (2016) demonstraram que os esferulitos calcíticos são formados em soluções salinas e alcalinas, contendo ácidos orgânicos comuns em esteiras microbiais.

Wright & Barnett (2015) propõem um mecanismo de precipitação abiótica para os esferulitos calcíticos observados na Fm. Barra Velha. Os géis hidratados, ricos em sílica e magnésio, citados como precursores dos agregados de argila magnesiana (Tosca & Masterson, 2014), constituiriam um meio ideal para a nucleação e o crescimento desses constituintes. O crescimento dos esferulitos é favorecido por altos níveis de magnésio e sílica em soluções de alta alcalinidade, acoplados a altas taxas de cristalização de calcita, com ou sem a influência microbiana, e especialmente, em meios viscosos (Wright & Barnett, 2015).

Herlinger *et al.* (2017) sugerem a partir de evidências petrográficas que o desenvolvimento de esferulitos ocorreu no interior das laminações de estevensita ou nos

siltitos híbridos, deslocando e substituindo o sedimento original não consolidado, o que sugere condições de diagênese precoce.

Lima e De Ros (2019) afirmam que os esferulitos se formaram como concreções, substituindo e/ou deslocando depósitos de granulometria fina constituídos por silicatos de magnésio. Os autores ainda afirmam que esferulitos maiores e assimétricos se formam próximo a interface sedimento água (WSI), enquanto esferulitos menores e simétricos se desenvolveram em profundidades relativamente maiores (Figura 2).

Foram observadas formas transicionais entre esferulitos e *shrubs*, incluindo esferulitos assimétricos e verticalmente alongados, com bordas lobadas. A distinção entre os modos de crescimento esferulítico e *shrubs* está relacionada ao aumento do fornecimento iônico, à maior taxa de precipitação e à disponibilidade de espaço para o crescimento vertical. A calcita ocorre em diversas morfologias diagenéticas, incluindo calcita blocosa, microcristalina e em mosaico, preenchendo diferentes tipos de porosidade, como interpartícula, intrapartícula, intercristalina, moldic, vugular, de canal e de fratura (Lima & De Ros, 2019).

DOLOMITA

A dolomita (Figura 3 C) é um mineral carbonático formado por Ca e Mg, de fórmula química $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$, que apresenta uma estrutura química trigonal romboédrica, onde a estabilidade do mineral deve-se às camadas intercaladas de cátions (Ca^{2+} e Mg^{2+}) estarem regularmente alternadas entre os ânions carbonáticos (CO_3^{-2}) (Demani, 2018).

Os depósitos do pré-sal, conforme apontado por Tosca e Wright (2018), são predominantemente substituídos por dolomita, calcita e sílica. Essa substituição resulta em rochas que formam reservatórios com porosidades associadas à dissolução da matriz de argilas magnesianas, um processo que libera magnésio e sílica, facilitando a dolomitização e a silicificação observada nesses reservatórios. Esse processo de dolomitização é um reflexo de processos eodiagenéticos e/ou mesodiagenéticos, comuns no contexto do pré-sal.

Segundo De Carvalho e Fernandes (2021), a dolomitização foi o evento mais importante na história diagenética das rochas do pré-sal. No entanto, não foi generalizada na maioria das camadas e fácies, ocorrendo de forma mais seletiva na matriz da rocha, substituindo especialmente estevensita. A história dos carbonatos do pré-sal registra cronologicamente múltiplos eventos de dolomitização ocorridos desde a diagênese precoce até a tardia. A

textura diferenciada dos cristais reflete momentos distintos na história diagenética dos carbonatos.

Para Herlinger *et al.* (2017) a dolomitização precoce, associada à dissolução da matriz, não melhora a qualidade do reservatório, mas a dolomitização tardia, ligada ao fraturamento e à silicificação, é responsável por gerar reservatórios com alta porosidade e permeabilidade.

SÍLICA

A silicificação de carbonatos continentais é comum ao longo dos processos de sedimentação e diagênese, desde os estágios iniciais até os tardios. Sua frequência pode estar relacionada à menor extensão desses depósitos em comparação aos marinhos, o que favorece a conexão com o substrato rico em sílica e com a bacia de drenagem, fonte potencial de sílica dissolvida. Além disso, essa silicificação pode ocorrer em ambientes vulcânicos, associados à atividade hidrotermal local, bem como em contextos evaporíticos (Teboul *et al.*, 2019).

Minerais de sílica como calcedônia (Figura 3 D), *chert* e quartzo foram observados em carbonatos lacustres do Pré-Sal tanto da América do Sul quanto nas bacias da margem africana (*e.g.* Wright & Barnett, 2015; Saller *et al.*, 2016; Poros *et al.*, 2017; Teboul *et al.*, 2019; Lima *et al.*, 2020).

Lima *et al.* (2020) descreveram a precipitação disseminada e generalizada de sílica microcristalina, quartzo e calcedônia esferulítica, os quais substituem e preenchem cavidades e fraturas. A associação desses minerais com dolomita em sela e barita, aliada ao contexto geológico, geoquímico e aos dados de inclusões fluidas, indica a percolação de fluidos hidrotermais ricos em sílica.

Sartorato *et al.* (2020) identificam quatro principais fases diagenéticas de sílica: (1) sílica criptocristalina; (2) microquartzo; (3) microquartzo fibroso; e (4) megaquartzo. A sílica criptocristalina apresenta origem singenética ou eodiagenética. O microquartzo, fase mais comum, ocorre como cimento tardio. Já o megaquartzo, presente como cimento em poros do tipo *vug* e fraturas, é interpretado como fase diagenética tardia, com maior impacto na qualidade do reservatório, possivelmente associado à atividade hidrotermal.

A silicificação de rochas carbonáticas ocorre quando os poros estão preenchidos por fluidos supersaturados em relação à fase de sílica a ser precipitada e insaturados em relação aos minerais carbonáticos a serem dissolvidos. O principal controle desse processo é a

variação do pH (Bustillo, 2010). Segundo Siever (1962), a solubilidade da sílica aumenta significativamente em pH acima de 9, enquanto valores inferiores favorecem sua precipitação. Alterações no pH da água lacustre podem estar associadas a mudanças climáticas, sendo que condições áridas tendem a promover a precipitação de minerais carbonáticos (pH mais elevado), ao passo que climas mais úmidos favorecem a precipitação de sílica (Bustillo, 2010).

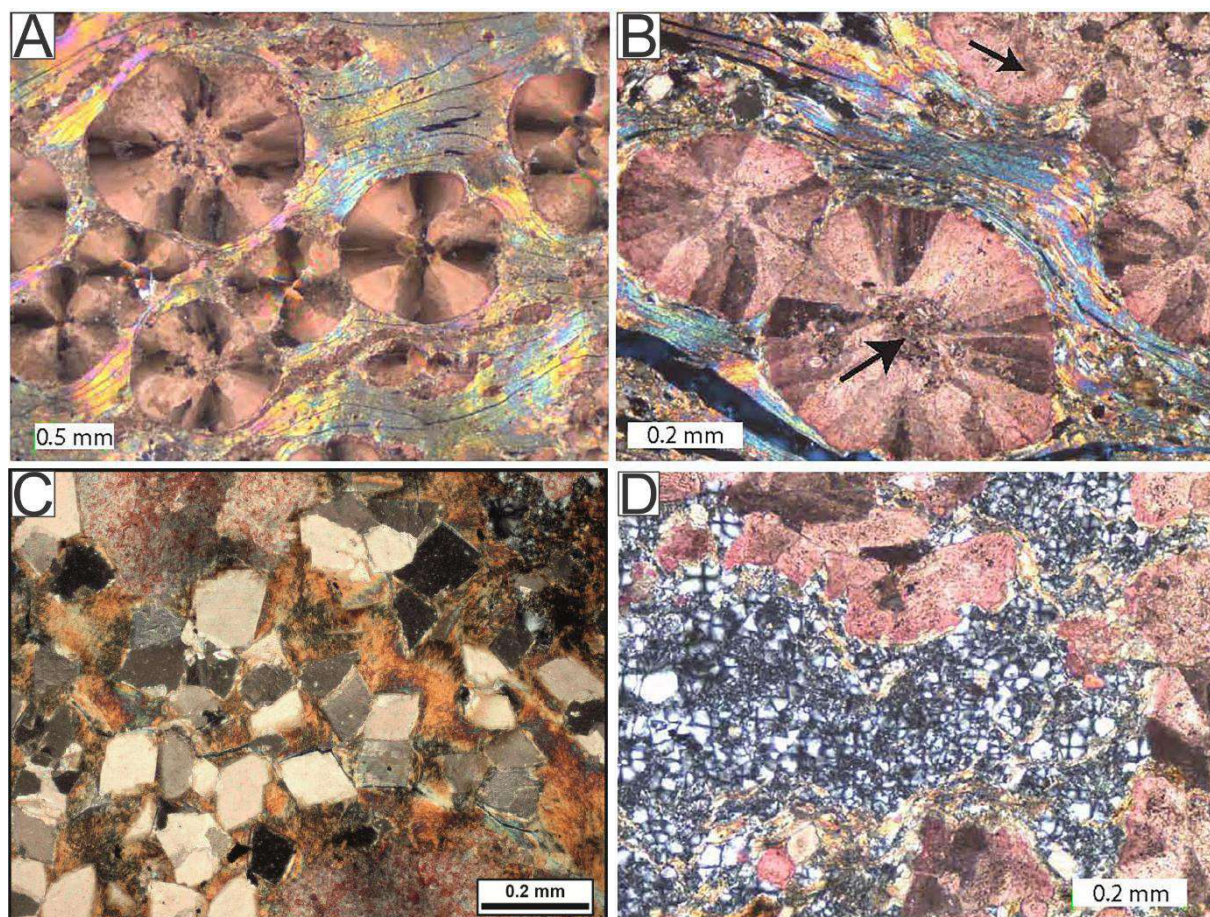


Figura 3: A) Esferulitos de calcita substituindo e deslocando laminações de argila magnesiana; B) Esferulitos deformando laminações de argila magnesiana e englobando peloides de argila (adaptado de De Ros e Oliveira, 2023); C) Dolomita romboédrica substituindo matriz de argila magnesiana (adaptado de Schrank *et al.*, 2024); D) Calcedônia esferulítica substituindo matriz argilosa (adaptado de De Ros e Oliveira, 2023)

HIDROTHERMALISMO

Em geral, a alteração hidrotermal em sequências carbonáticas envolve a atuação de processos físico-químicos complexos em rochas preexistentes, e está relacionada a interações entre fluídos aquecidos que promovem a precipitação de cimentos “incomuns”, incluindo

dolomita em sela, fluorita, barita, anidrita, esfalerita e pirita (Lima & De Ros, 2019). Processos hidrotermais são evidências para uma anomalia geotérmica local e requerem um mecanismo ou um conduto que permita o fluxo de fluidos, como sistema de falhas profundas (Lima & De Ros, 2019). Os autores ainda afirmam, que a substituição parcial da matriz de silicatos de magnésio, dos esferulitos e dos *shrubs* por dolomita blocosa e magnesita é possivelmente resultado de processos eodiagenéticos ou mesodiagenéticos, e ocorre de forma evidente antes da silicificação.

Lima & De Ros (2019) afirmam que os processos de alteração hidrotermal são controlados pelo pH, temperatura e composição dos fluidos, os quais são ricos em gases e íons. A circulação desses fluidos ao longo de zonas de falha pode modificar localmente a qualidade do reservatório, e sua mistura com os fluidos de formação pode favorecer a dissolução de minerais, resultando em um aumento significativo da porosidade secundária.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Bacia de Santos

A Bacia de Santos evoluiu desde uma fase rifte no Cretáceo até a fase de margem passiva no Cenozóico e no presente, sendo a maior bacia *offshore* brasileira e a principal produtora de hidrocarbonetos do país (Castro, 2019). Está localizada na margem continental sudeste do Brasil margeando a costa dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina

A bacia tem cerca 350,000 km² e seus limites são marcados a norte pelo Alto de Cabo Frio e a sul pelo Alto de Florianópolis, que a separam das bacias do Espírito Santo e de Pelotas, respectivamente. Para leste a bacia se estende até a cota batimétrica de 3000 metros, nas vizinhanças do Platô de São Paulo (Fig. 4).

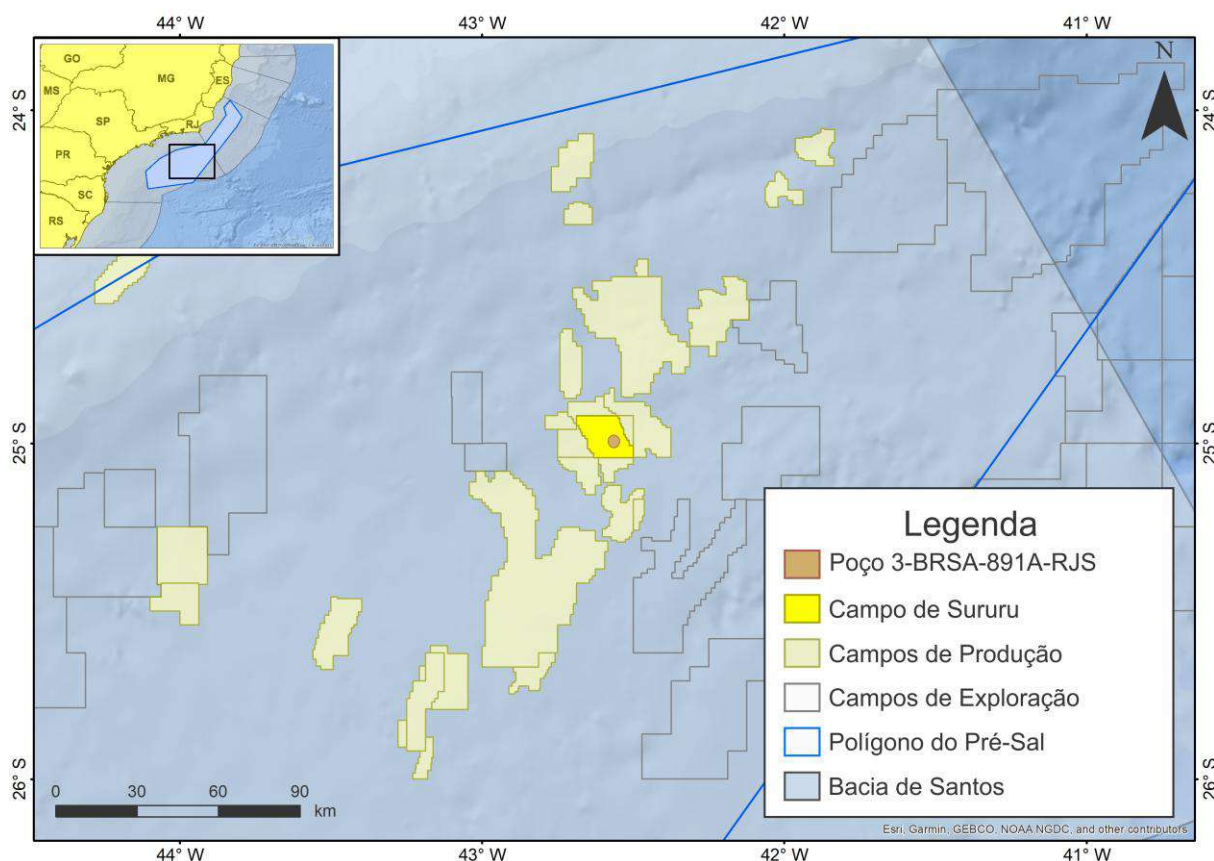


Figura 4: Parte do polígono do Pré-Sal com ênfase no Campo de Sururu e destaque para o poço 3-BRSA-891-RJS.

Moreira *et al.* (2007) reconheceu três superseqüências que marcam a evolução tectônica da bacia: as superseqüências Rifte, Pós-Rifte e Drifte. A seqüência Rifte é composta pelas formações Camboriú, Piçarras e Itapema, pertencentes ao Grupo Guaratiba. A superseqüência Pós-Rifte se inicia com a deposição da Formação Barra Velha e finaliza com a deposição dos

evaporitos da Formação Ariri, também pertencentes do Grupo Guaratiba. Por fim, a supersequência Drifte é formada pela deposição de sedimentos marinhos, das formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém, do Grupo Camburi; e pelas formações Santos, Itajaí-Açu e Jureia do Grupo Frade. No topo da Supersequência Drifte ocorrem as formações Marambaia, Ponta Aguda, Iguape e Sepetiba, do Grupo Itamambuca.

3.1.1. Evolução Tectônica e Sedimentar

A evolução tectônica da Bacia de Santos está relacionada aos processos de ruptura do paleocontinente Gondwana, culminando na formação do Atlântico Sul. A ruptura inicial ocorreu ao longo de estruturas regionais NE-SW do Orógeno Ribeira. Foi precedida por atividade pluma de Tristão da Cunha e pelo extenso magmatismo relacionado da Grande Província Ígnea Paraná-Etendeka (Almeida *et al.*, 2013; Rigoti, 2015). Os enxames de diques de Florianópolis e da Serra do Mar são parte da Província Ígnea Paraná-Etendeka e ocorrem respectivamente para o sul e para o norte do enxame de diques de Ponta Grossa, formando uma junção tríplice, que está associada ao hot spot de Tristão da Cunha/Arco de Ponta Grossa (Szatmari & Milani, 2016).

Chang *et al.* (2008) consideram que o rifteamento da bacia pode ser dividido em três fases diferentes: sin-rifte I, II e III.

Na fase sin-rifte I, ocorreu o confinamento dos esforços na porção da crosta que sofreu afinamento, provocando o surgimento de falhas crustais.

A fase sin-rifte II desenvolveu-se com a litosfera parcialmente afinada, levando a diminuição da tensão vertical (σ_1), e consequente redução da tensão mínima (σ_3), o que condicionou a ruptura sob condições de diminuição crescente da resistência ao cisalhamento, configurando o processo de *strain softening*. As fases sin-rifte I e II equivalem a supersequência Rifte de Moreira *et al.* (2007).

Por último, a fase sin-rifte III é a evolução do processo de *strain softening*, que tem como resultado o rompimento litosférico caracterizado por um sistema de falhas de pequena magnitude, concentradas na porção superior da seção rifte, com desenvolvimento de uma ampla depressão tipo *sag*. A fase Sin-Rifte III também marca o início da subsidência térmica. Com seu término, tem início a deposição da Formação Ariri. Essa fase corresponde à Pós-Rifte descrita por Moreira *et al.* (2007).

Chang *et al.* (2008) mostram que o registro sedimentar da fase rifte na Bacia de Santos inicia-se no Hauteriviano (andares locais Rio da Serra e Aratu), prolongando-se até o início do Aptiano.

3.1.2. Sequência Estratigráfica

A litoestratigrafia da Bacia de Santos segue a definição proposta por Moreira *et al.* (2007), conforme ilustrado na Figura 5.

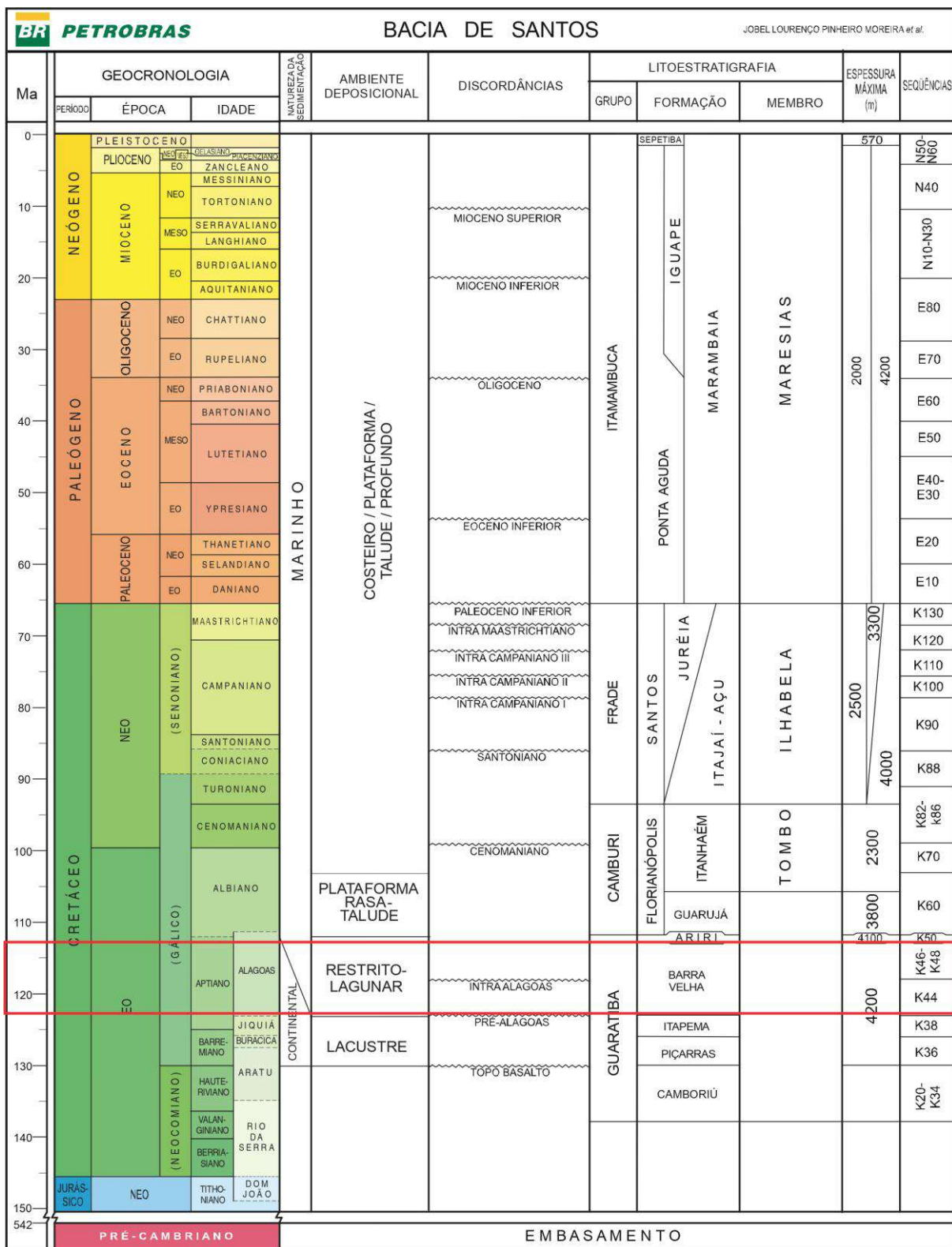


Figura 5: Carta estratigráfica da Bacia de Santos com destaque para o intervalo correspondente à Formação Barra Velha. Alterada de Moreira et al., (2007).

O embasamento da Bacia de Santos é caracterizado por unidades Pré-cambrianas, a maioria do Orógeno Ribeira e por sucessões sedimentares da Bacia do Paraná (Zalán, 2016).

Segundo Moreira *et al.* (2007) as unidades que constituem o intervalo do Cretáceo conhecido como Pré-sal inclui as formações Camboriú, Piçarras, Itapema e Barra Velha.

A Formação Camboriú, de idade Eo-Cretácea, é composta predominantemente por basaltos, representando extensos derrames toleííticos que marcaram o início da fase rifte da Bacia de Santos (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Piçarras cobre em discordância os basaltos da Formação Camboriú e é composta por arenitos e conglomerados polimíticos, com clastos de quartzo, feldspato e basalto, interpretados como depósitos de leques aluviais. Também ocorrem arenitos, siltitos e folhelhos ricos em talco-estevensita, associados a um paleoambiente lacustre, distal em relação ao sistema aluvial (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Itapema, de idade Neobarremiana a Eoaptiana (Figura 5), cobre em discordância a Formação Piçarras e é composta por coquinas, *grainstones* e *packstones* bioclásticos, além de folhelhos escuros ricos em matéria orgânica. Esses depósitos são interpretados como de ambiente lacustre. O topo da Formação Itapema é marcado pela Discordância Pré-Alagoas (DPA), que delimita superiormente a Supersequência Rifte proposta por Moreira *et al.* (2007).

A Formação Barra Velha, de idade Aptiana, foi subdividida por Moreira *et al.* (2007) em duas sequências (Figura 5). A sequência inferior é composta por uma variedade de litofácies, incluindo estromatólitos, esferulitos, *rudstones*, *grainstones*, *packstones*, laminitos e folhelhos. Já a sequência superior é marcada pelo aumento da concentração de argilominerais magnesianos e pela predominância de estromatólitos e laminitos intercalados com *grainstones* (Oliveira *et al.*, 2023). Esses depósitos têm sido interpretados como de origem aluvial e lacustre (*e.g.*, Terra *et al.*, 2023; Da Silva *et al.*, 2025).

Acima da Formação Barra Velha ocorre o espesso pacote evaporítico da Formação Ariri. Este pacote é sobreposto pela Supersequência Drifte, composta por depósitos carbonáticos seguidos por sucessões siliciclásticas dos Grupos Camburi, Frade e Itamambuca. A sedimentação passa a ser predominantemente marinha, relacionada à subsidência termal que se iniciou no Albiano e prosseguiu até o presente. Os carbonatos do Albiano registram essa subsidência, marcada pelo desenvolvimento de uma extensa plataforma carbonática de mar raso, posteriormente deformada pela movimentação dos evaporitos subjacentes. A partir do Cenomaniano, a sedimentação passou a ser dominada por sistemas siliciclásticos, à medida

que a plataforma carbonática foi progressivamente afogada. As sucessões estratigráficas mais recentes são marcadas por ciclos transgressivos e regressivos relacionados às oscilações do nível relativo do mar, que controlaram a sedimentação na bacia até os dias atuais (Moreira *et al.*, 2007).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho envolveu as seguintes etapas: (1) extensa revisão bibliográfica, com base em livros, artigos, dissertações e teses; e (2) etapa de laboratório, que consistiu na caracterização petrográfica das amostras estudadas por meio de: i) descrição de lâminas delgadas; ii) escaneamento das lâminas; iii) análise por catodoluminescência (CL); e iv) registro fotográfico sob luz azul/UV (modo fluorescência). Todas as análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), sendo os procedimentos detalhados a seguir.

As lâminas petrográficas utilizadas neste trabalho foram fornecidas pela ANP por meio do Projeto Pré-Sal II – Impacto dos Controles Tectonoestratigráficos na Qualidade e Distribuição de Reservatórios do Intervalo Pré-Sal da Bacia de Santos (ANP 23009-4). Foram analisadas 47 lâminas petrográficas do poço 3-BRSA-891A-RJS, localizado no intervalo Pré-Sal do Campo de Sururu, Formação Barra Velha, Bacia de Santos, abrangendo 12 metros do testemunho de sondagem (5487,90 m a 5500,00 m). Dentre essas, 24 foram selecionadas para análise detalhada com base nas feições diagenéticas observadas microscopicamente. Das 24 lâminas, 7 foram escolhidas para a realização de análises complementares de catodoluminescência (CL) e luz azul/UV (modo fluorescência).

A metodologia aplicada para o desenvolvimento do trabalho se divide em: Descrição Petrográfica (item 4.1), imageamento de catodoluminescência – CL (item 4.2), imageamento de luz azul/UV (modo fluorescência) (item 4.3).

4.1. Descrição Petrográfica

As fácies utilizadas nesse trabalho foram descritas usando o trabalho de Borghi *et al.*, (2022) para as rochas retrabalhadas e De Ros e Oliveira, (2023) para as rochas *in situ*.

A caracterização petrográfica foi feita com o auxílio de um Microscópio óptico Zeiss Imager.A1. Foi utilizado microscopia óptica com luz polarizada, sendo o microscópio composto por dois polarizadores, chamados de polarizador inferior ou de forma simples de polarizador e de polarizador superior. Para auxiliar na visualização, as lâminas foram tingidas com solução de Alizarina *Red-S* para diferenciar a calcita da dolomita, além da aplicação de óleo mineral para melhorar a birrefringência nas imagens adquiridas pelo escaneador de lâminas automatizado Axioscan 7 da Zeiss através da câmera AxioCam 705 color equipado com uma objetiva neofluar de 10X de aumento e com a operação do software ZEN versão 3.9.

As imagens são geradas com Polarizadores paralelos e Polarizadores cruzados em até 6 ângulos de polarização variando de 15 a 90 graus. Os parâmetros petrográficos determinados foram composição (arcabouço, matriz, cimentos e/ou substituições), textura, estrutura.

4.2. Catodoluminescência

A técnica de catodoluminescência foi aplicada neste estudo para caracterizar padrões de cristalização nos diferentes tipos de dolomita identificados.

As análises foram realizadas utilizando-se uma fonte de elétrons CITL Mk 5-2, operada a 12 kV, 215 μ A em vácuo (<0.050 mBar) acoplado a um microscópio Scope.A1 da Zeiss e imagens coletadas por câmera Axiocam 705 color Zeiss e processadas pelo software ZEN 3.4 lite (Zeiss).

A catodoluminescência (CL) é um fenômeno óptico de luminescência que ocorre quando um cristal é submetido à incidência de feixes de elétrons. O equipamento utilizado para essa análise é acoplado ao microscópio petrográfico e composto por uma bomba de vácuo, um canhão de elétrons e uma câmera de vácuo com controle manual de platina nas direções X, Y e Z. Essa ferramenta auxilia na distinção entre fases autigênicas e diagenéticas em rochas carbonáticas, permitindo a visualização clara das relações diagenéticas entre grãos, matriz, cimento e porosidade, além de reações de substituição (Hiatt & Pufahl, 2014).

As cores geradas pelo efeito de luminescência situam-se dentro do comprimento de onda do espectro visível, permitindo a identificação de diferentes características texturais e composicionais dos minerais na amostra. Essas cores estão diretamente relacionadas à presença de elementos ativadores e inibidores de catodoluminescência na estrutura cristalina do mineral. Em carbonatos, como calcita e dolomita, o manganês (Mn) é o principal elemento ativador, geralmente presente em baixas concentrações. No entanto, a interpretação das cores de luminescência deve ser feita com cautela, pois não há uma correspondência direta entre uma cor específica e uma determinada fase mineral.

4.3. Luz azul/UV (modo fluorescência)

A fluorescência é uma forma de luminescência e representa a propriedade do mineral de emitir luz quando excitado por luz visível ou ultravioleta (Dravis & Yurewicz, 1985).

O microscópio utilizado foi um Axio Imager M2m da ZEISS, acoplado com uma fonte de luz HXP 120 C e uma câmera Zeiss AxioCam HRc color para fotomicrografias, operado pelo

software Axiovision. A análise foi realizada em 7 lâminas para observar e descrever a fluorescência emitida pelos minerais ao serem excitados com luz ultravioleta, utilizando os filtros FS01 e FS09 com comprimentos de onda 365 nm e 450-490 nm, respectivamente.

Dravis e Yurewicz (1985) destacam que a microscopia de fluorescência é uma ferramenta eficaz para identificar fácies deposicionais, feições diagenéticas e relações de porosidade em calcários intensamente dolomitizados ou recristalizados. Além disso, como forma de luminescência, a fluorescência apresenta comportamento semelhante à catodoluminescência na identificação de zonas de crescimento em cimentos de calcita ou dolomita.

5. RESULTADOS

A análise petrográfica detalhada aliada a dados de catodoluminescência e luz azul/UV (modo fluorescência) permitiram reconhecer os seguintes produtos de processos diagenéticos: a) substituição da argila magnesianas por dolomita e, em menor quantidade, por minerais de sílica; b) esferulitos em matriz argilosa; c) feições de dissolução como estilólitos e poros; d) cimentos de carbonato, sílica e outros minerais; e) fraturas. Esses produtos diagenéticos ocorrem em *shrubstones*, *spherulstones*, calcarenitos e calciruditos.

5.1. Processos e produtos diagenéticos

5.1.1. Dolomita

A dolomita é um dos principais constituintes diagenéticos e está entre os minerais mais abundantes nas lâminas analisadas, sendo identificada em 100% das amostras. Sua ocorrência se dá em diversas formas e texturas, manifestando-se tanto como fase de substituição, incluindo os tipos romboédrica, blocosa, mosaico e lamelar, quanto como fase de cimentação, representada pelas dolomitas em sela e esferoidal.

DOLOMITA ROMBOÉDRICA

A dolomita romboédrica é o tipo mais abundante identificado nas amostras, com ocorrência em 79,2% das lâminas analisadas, predominando entre as profundidades de 5489,65 m a 5499,85 m, ocorre em *shrubstones*, *muddy spherulstones* dolomitizados, calcarenitos e calciruditos.

Esse tipo de dolomita é composto por cristais euédricos (Figuras 6A e B), com tamanhos variando entre 0,038 mm e 0,149 mm, podendo ocorrer associados ou não à dolomita lamelar. Os cristais geralmente apresentam núcleo mais escuro, resultado da preservação parcial de peloides de argila, e bordas mais límpidas. Possuem disposição flutuante, evidenciada por contatos pontuais ou lineares com cristais adjacentes. Frequentemente, exibem zonamento composicional visível em catodoluminescência, ou estruturas internas remanescentes dos peloides originais. Em diversas amostras, observam-se indícios de dissolução, que podem afetar tanto os núcleos, preservando apenas as bordas, quanto as bordas, conferindo um aspecto arredondado aos romboedros.

Nas análises de catodoluminescência (CL) (Figura 6 C), os cristais apresentam forte luminescência com tonalidade vermelho-alaranjada intensa, característica especialmente evidente quando associados à dolomita lamelar. O zoneamento visível é frequentemente identificado nessas análises. Já nas imagens de fluorescência (Figura 6 D), os cristais mostram núcleos menos luminescentes e bordas com coloração verde mais intensa.

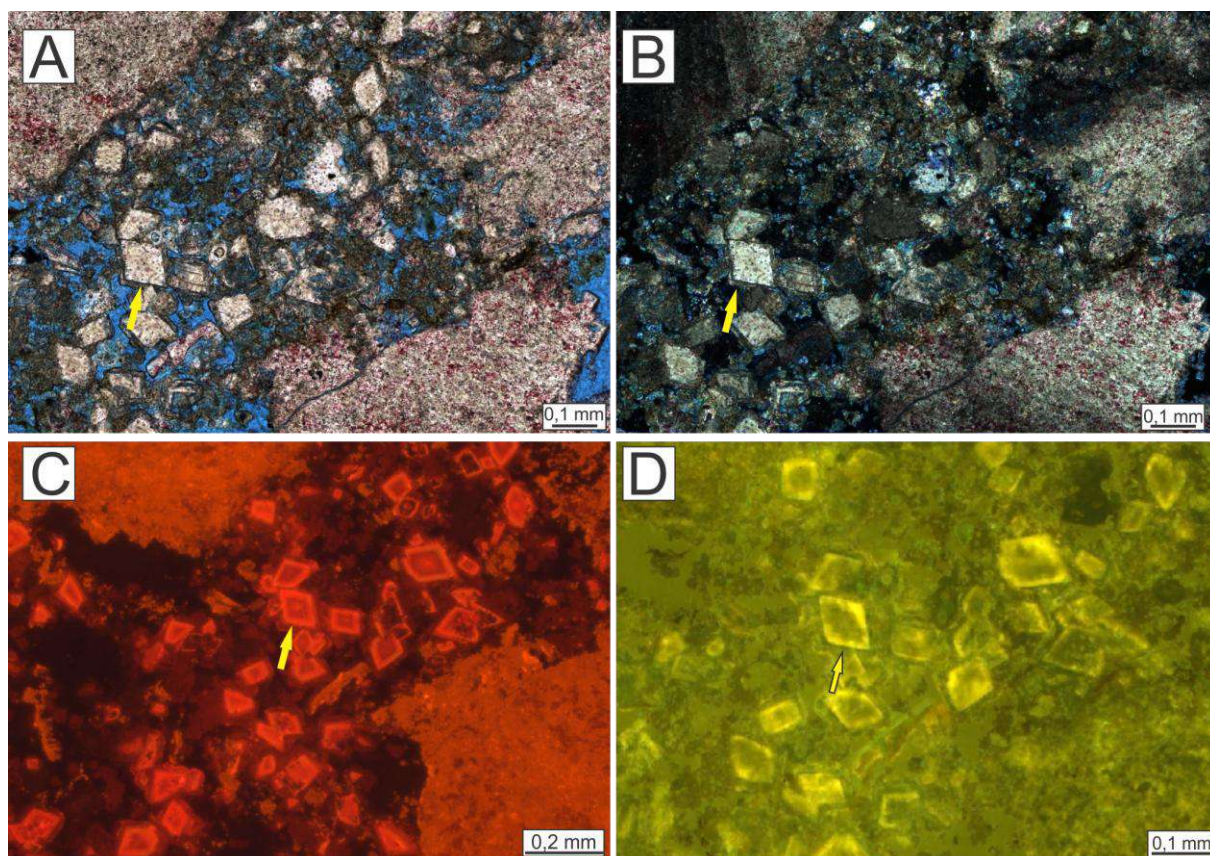


Figura 6: Fotomicrografias de dolomita romboédrica A) cristais euédricos ocorrendo de forma dispersa sem contato entre si, em A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos; XPL: Polarizadores cruzados.

DOLOMITA LAMELAR

A dolomita lamelar ocorre em aproximadamente 26,1% das lâminas analisadas, estando distribuída em rochas provenientes de diferentes profundidades, com maior concentração entre 5494,00 m a 5498,65 m, embora também ocorra pontualmente a 5487,90 m.

Consiste em agregados de dolomita fibrosa ou microcristalina que mimetizam estruturas primárias associadas às argilas magnesianas (Figuras 7 A e B). Esses agregados são frequentemente observados em *muddy shrubstones* e *spherulstones* dolomitizados, podendo ocorrer de forma abundante nos interstícios dos esferulitos e, em menor quantidade, nos

shrubs. Em grande parte das amostras, observa-se dolomita romboédrica associada a esses agregados.

Nas análises de catodoluminescência, a dolomita lamelar apresenta luminescência castanho-avermelhada, com intensidade inferior à da dolomita romboédrica associada, a qual exibe brilho mais intenso e se destaca nas imagens (Figura 7 C). Nas análises de fluorescência (Figura 7 D), a dolomita lamelar manifesta coloração verde intensa, porém com luminescência também inferior à da dolomita romboédrica.

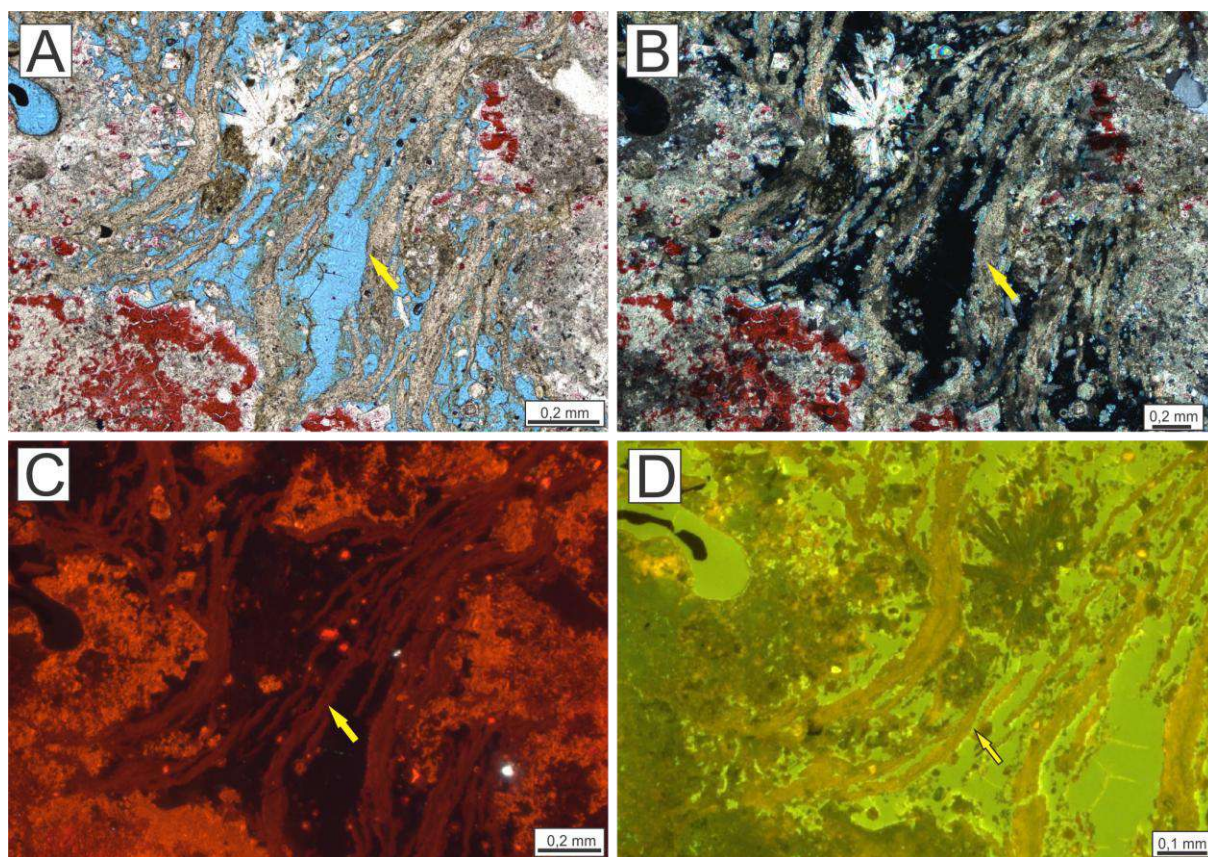


Figura 7: Fotomicrografia de dolomita lamelar em A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

DOLOMITA BLOCOSA

A dolomita blocosa está presente em aproximadamente 41,7% das lâminas analisadas, com maior incidência entre as profundidades de 5491,00 m a 5492,35 m. Ocorre principalmente em *muddy shrubstone*, *shrubstone*, calcarenito, calcirudito.

Esse tipo de dolomita é constituído por cristais euédricos a subédricos (Figuras 8 A e B), com dimensões variando entre 0,052 mm e 0,156 mm. Pode ocorrer como produto de substituição das argilas magnesianas presentes na matriz das rochas, bem como na forma de cimento que preenche e oblitera poros *intershrubs* e fraturas. Frequentemente, os cristais apresentam aspecto límpido, embora, em alguns casos, preservem núcleos peloidais, conforme observado na dolomita romboédrica.

Nas análises de catodoluminescência (CL) (Figura 8 C), os cristais exibem características ópticas semelhantes às da dolomita romboédrica. A principal distinção observada, tanto nas imagens de CL quanto nas de fluorescência (Figura 8 D), é a presença de contatos pontuais entre os cristais.

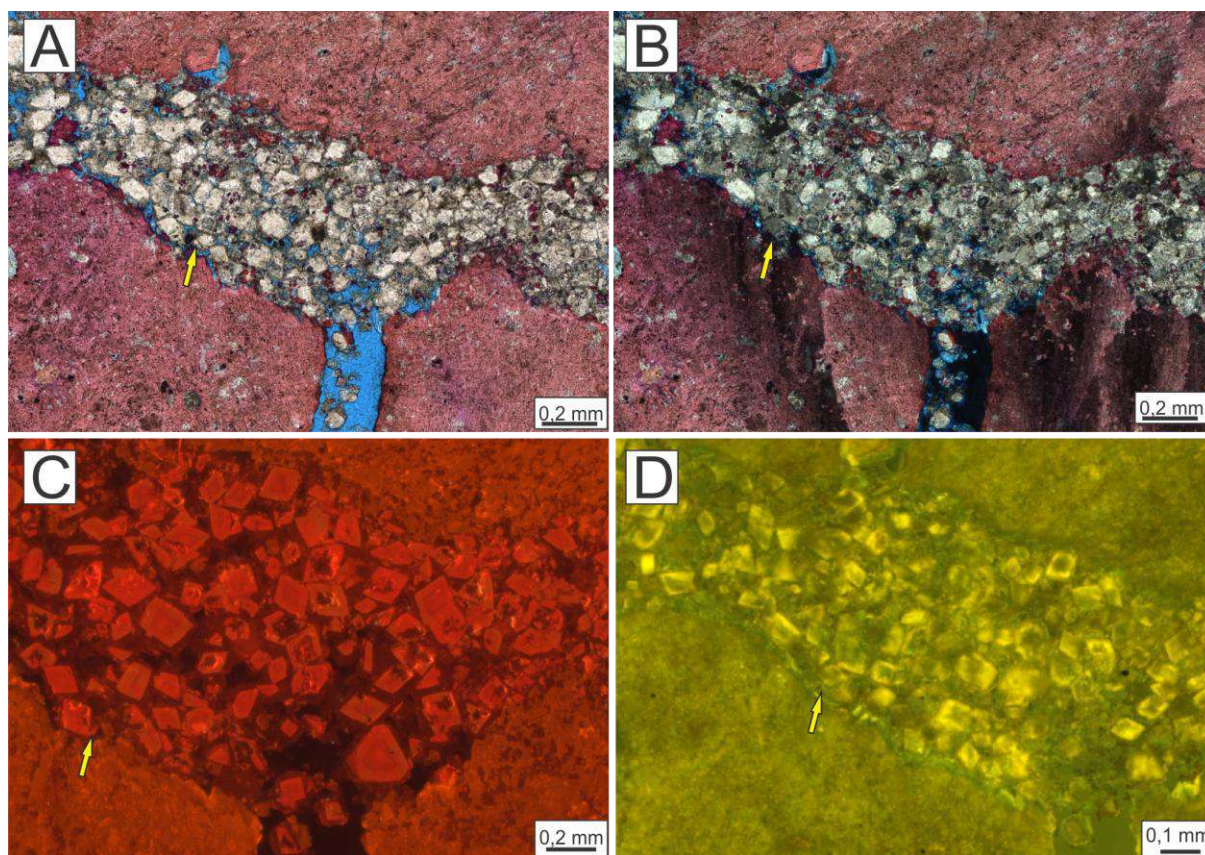


Figura 8: Fotomicrografias de dolomita blocosa preenchendo porosidade em A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

DOLOMITA MOSAICO

A dolomita mosaico está presente em aproximadamente 45,9% das lâminas analisadas, com ocorrência predominante entre as profundidades de 5488,70 m a 5492,00 m. Sua

distribuição concentra-se, portanto, nas rochas da porção média do testemunho, onde está associada às fácies dolomito e *muddy spherulstone* dolomitizado.

É composta por essencialmente por cristais subédricos (Figuras 9 A e B), com tamanhos variando entre 0,034 mm e 0,124 mm. Predominantemente, ocorre como produto da substituição da matriz argilosa e de constituintes carbonáticos, especialmente em rochas intensamente afetadas por processos diagenéticos e em estágios avançados de dolomitização. Frequentemente, observa-se uma transição gradual entre a dolomita blocosa e a dolomita mosaico, caracterizada por contatos lineares a suturados e maior coalescência entre os cristais. Na maioria das amostras, esse tipo de dolomita apresenta aspecto turvo.

Nas análises de catodoluminescência (CL) (Figura 9 C), os cristais apresentam intensa luminescência, com tonalidade vermelho muito forte. A principal distinção em relação aos demais tipos de dolomita é a dificuldade de individualização dos cristais, sendo visíveis apenas fantasmas de fases dolomíticas anteriores. Nas análises de fluorescência (Figura 9 D), observa-se coloração verde pouco intensa e luminescência reduzida.

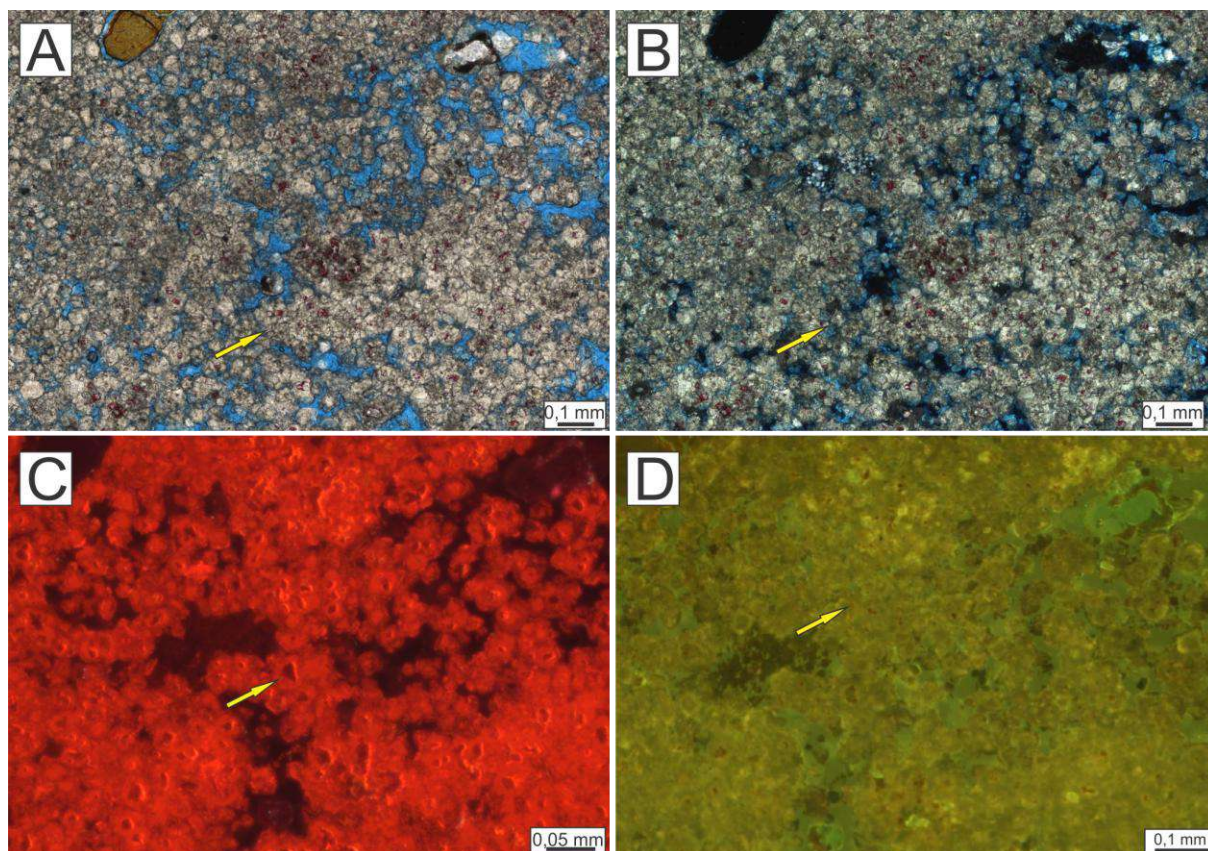


Figura 9: Fotomicrografias de dolomita mosaico em um dolomito A) PPL; B) XPL.; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

DOLOMITA ESFEROIDAL

A dolomita esferoidal está presente em 12,5% das lâminas analisadas, com ocorrência dispersa ao longo do testemunho, sendo identificada nas amostras provenientes das profundidades de 5489,65 m, 5495,25 m e 5499,00 m. Está associada, principalmente, às fácies *muddy spherulstone* dolomitizado e silicificado, *shrubstone* e calcarenito.

Os cristais apresentam dimensões entre 0,036 mm e 0,090 mm, e caracterizam-se por representar uma fase de cimentação disposta ao redor de um cristal subédrico de dolomita (Figuras 10 A e 10 B), sendo essa estrutura ocasionalmente visível sob microscópio petrográfico convencional. A identificação mais precisa desse tipo de dolomita é obtida por meio de análises de catodoluminescência (CL) (Figura 10 C) e fluorescência (Figura 10 D), esse tipo de dolomita comumente ocorre associado a dolomita lamelar.

Em alguns casos, a dolomita esferoidal envolve um núcleo peloidal, conferindo ao cristal um aspecto turvo ou "sujo". Nas análises de CL e fluorescência, observa-se que o núcleo romboédrico apresenta luminescência mais intensa em comparação à fase de cimentação que o circunda.

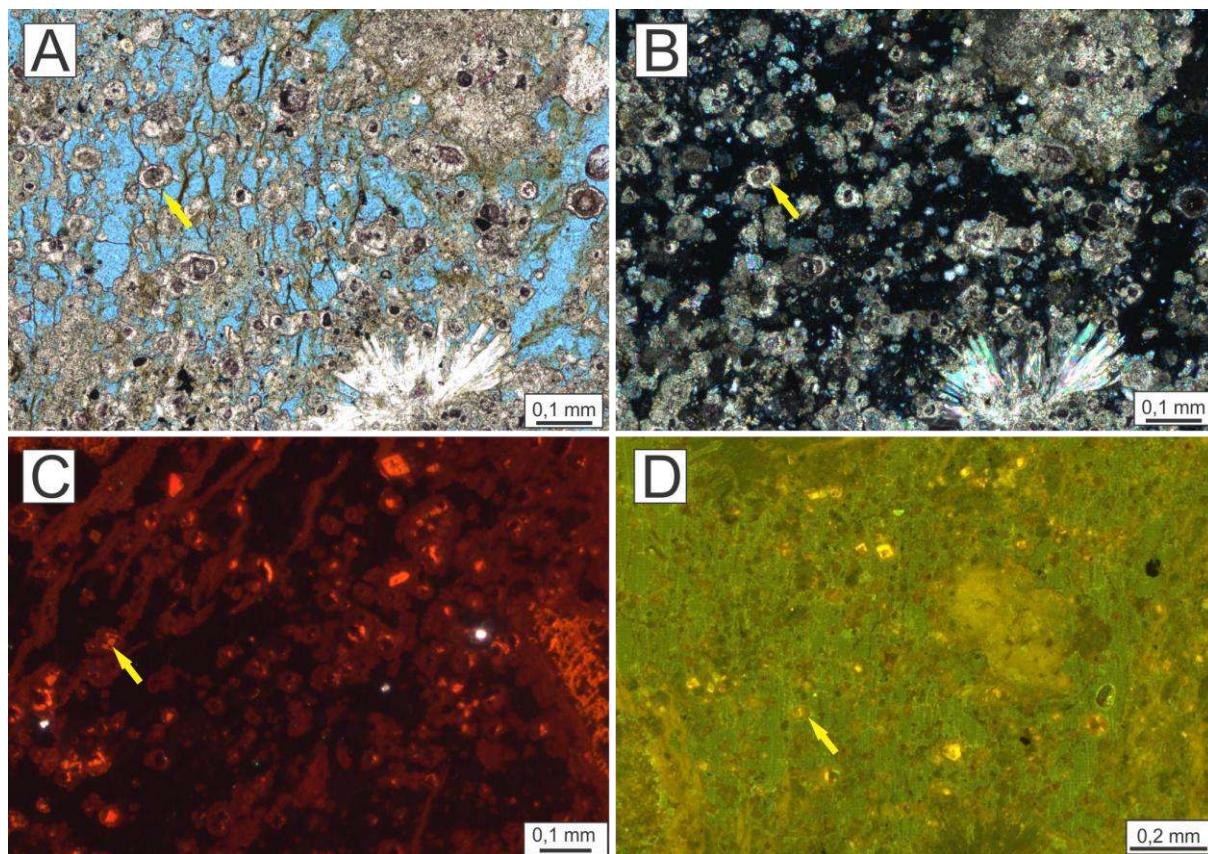


Figura 10: Fotomicrografia de dolomita esferoidal associada a dolomita lamelar A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência).. A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

DOLOMITA EM SELA

A dolomita em sela está presente em 12,5% das lâminas analisadas, sendo identificada nas amostras provenientes das maiores profundidades do testemunho, especialmente em 5499,50 m e 5499,85 m, associada à fácies *shrubstone*.

Caracteriza-se por cristais anédricos, com extinção ondulante pronunciada (Figuras 11 A e B), variando em tamanho de 0,236 mm a 1,031 mm. Trata-se de uma fase de cimentação que preenche poros interpartículas ou de dissolução, atuando como fase tardia nos estágios diagenéticos.

Nas análises de catodoluminescência (CL) (Figura 11 C), a dolomita em sela não exibe zonamento visível, apresentando luminescência homogênea de tonalidade avermelhada escura. De forma semelhante, nas imagens de fluorescência (Figura 11 D), não há evidência de zonamento, sendo observada uma coloração verde apagada, de menor intensidade em comparação às dolomitas romboédricas adjacentes.

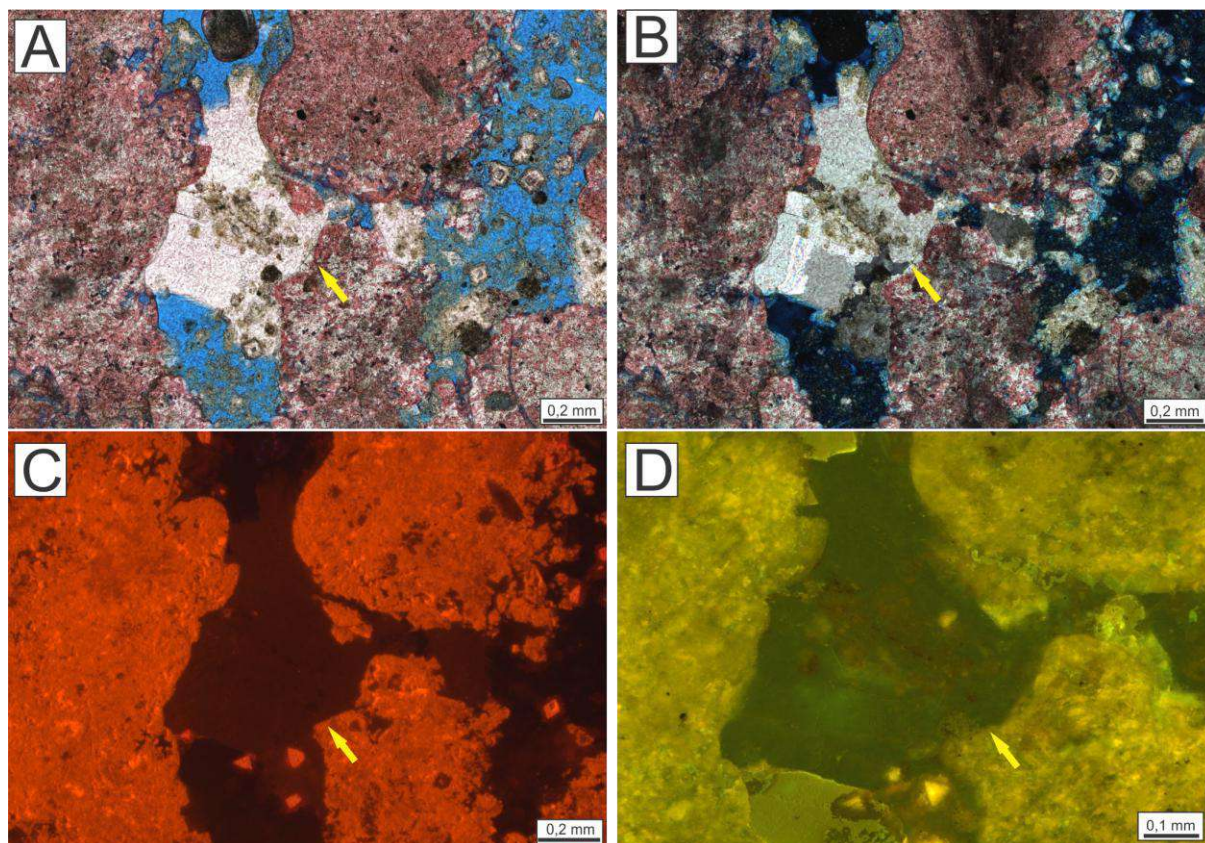


Figura 11: Fotomicrografia de dolomita em sela cimentando poro e engolfando dolomita romboédrica em A) PPL; B) XPL; C) Catodoluminescência e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados

5.1.2. Minerais de Sílica

Os minerais de sílica estão presentes em 62,5% das amostras analisadas. Manifesta-se em diversas formas e texturas, incluindo quartzo criptocristalino e microcristalino, calcedônia fibrosa e esferulítica, e quartzo macrocristalino em mosaico e em franja.

A variedade microcristalina (Figura 13) foi identificada em aproximadamente 8,4% das lâminas analisadas, ocorrendo em calciruditos. É composta por cristais de quartzo com tamanho entre 0,02 mm e 0,06 mm, atuando como fase de cimentação e substituição da matriz de argila magnesiânica. Essa variedade ocorre associada ao quartzo macrocristalino.

A calcedônia fibrosa está presente em aproximadamente 21% das lâminas analisadas, ocorrendo em *muddy spherulstone* dolomitizado e silicificado, e calcirudito. É caracterizada por feixes de fibras criptocristalinas com extinção ondulante. Ocorre substituindo núcleo de esferulitos e *shrubs*.

A calcedônia esferulítica (Figura 12 A e B, seta amarela) ocorre em cerca de 4,5% das amostras, também em *muddy spherulstone* dolomitizado e silicificado. É constituída por agregados de cristais fibrosos ou aciculares em arranjos radiais, formando estruturas esferulíticas. Nas análises de fluorescência (Figura 12 D) observa-se a presença de microporos preenchidos por betume.

O quartzo macrocristalino foi identificado em aproximadamente 54,5% das lâminas analisadas, ocorrendo em diversas rochas, como *spherulitic calcarenite*, *muddy shrub-spherulestone*, *muddy spherulestone* dolomitizado e silicificado, e calcarenito. Duas principais texturas foram reconhecidas: em mosaico e em franja.

A textura em mosaico (Figura 14, seta amarela) é a mais abundante, presente em cerca de 50% das lâminas, e ocorre como cimento preenchendo fraturas, poros móldicos ou como cristais hexagonais preenchendo poros *intershrubs*. Já a textura em franja (Figura 12, seta verde) ocorre em cerca de 4,5% das lâminas, em *muddy spherulstone* dolomitizado e silicificado, onde aparece como fase de cimentação composta por cristais subédricos a

euédricos, normalmente associada à calcedônia esferulítica e preenchendo parcialmente poros de dissolução.

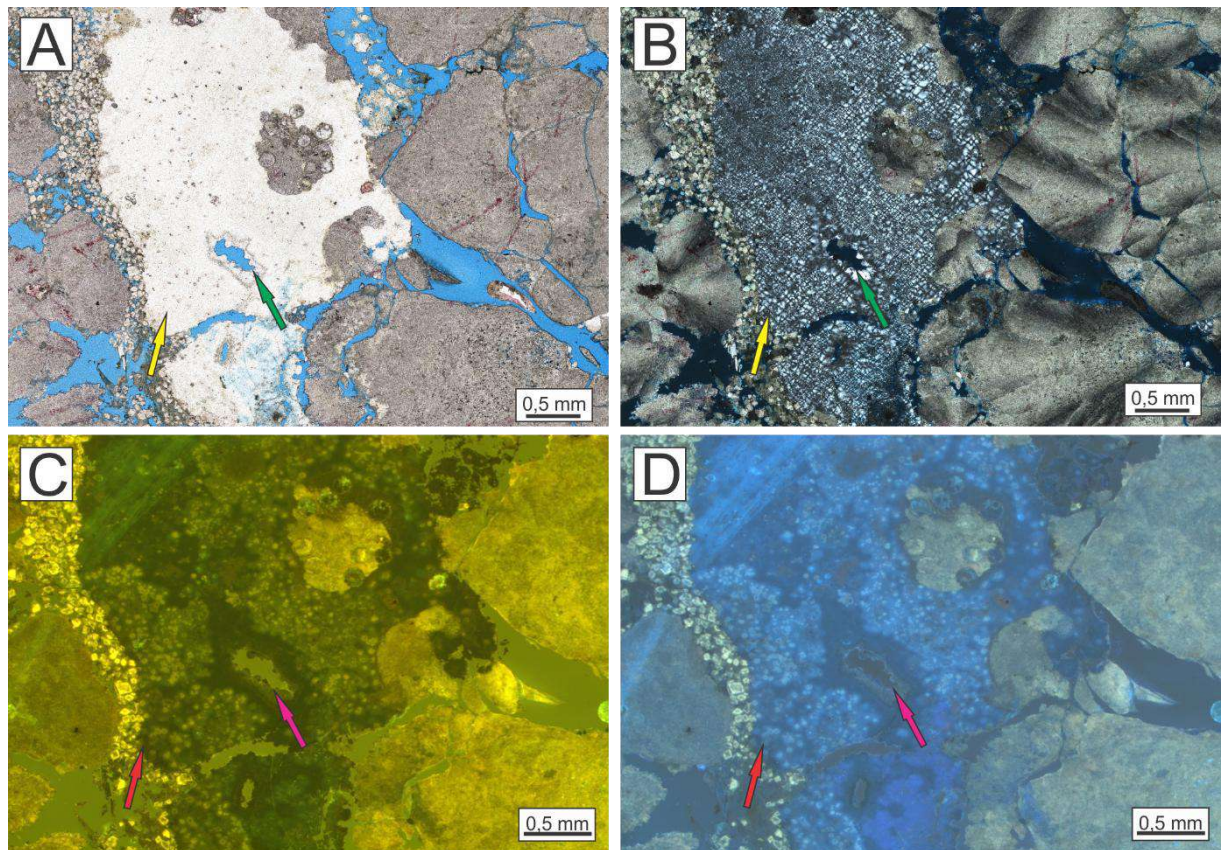


Figura 12: Fotomicrografia de calcedônia esferulítica (indicado em todas as imagens pela seta amarela e vermelha) e quartzo macrocristalino em franja (indicado em todas as imagens pela seta verde e rosa) cimentando poro em A) PPL; B) XPL; C) Filtro azul (modo fluorescência) D) Luz UV. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

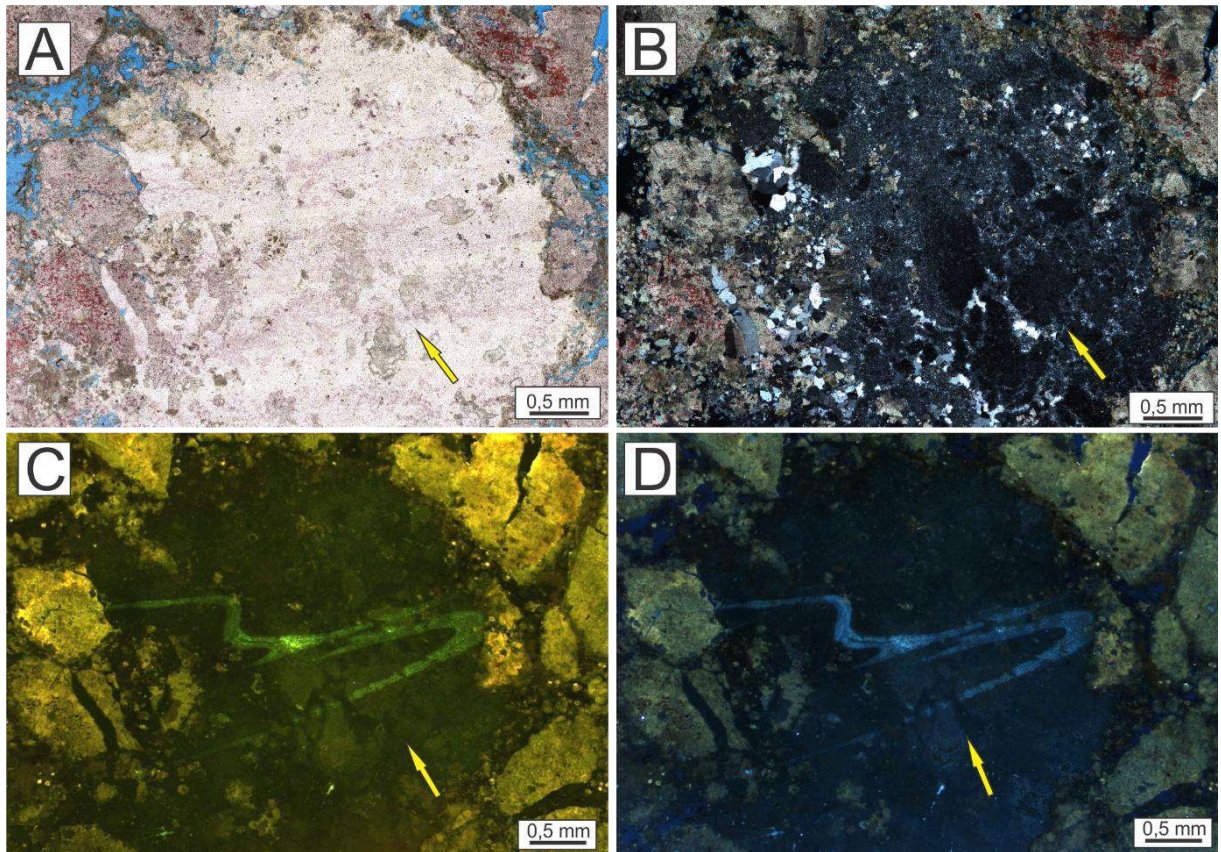


Figura 13: Fotomicrografia de quartzo microcristalino como substituição em A) PPL; B) XPL; C) e D) Luz azul/UV (modo fluorescência). A feição em destaque nas imagens de fluorescência pode estar relacionada a alguma feição trativa como *gash veins*. A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

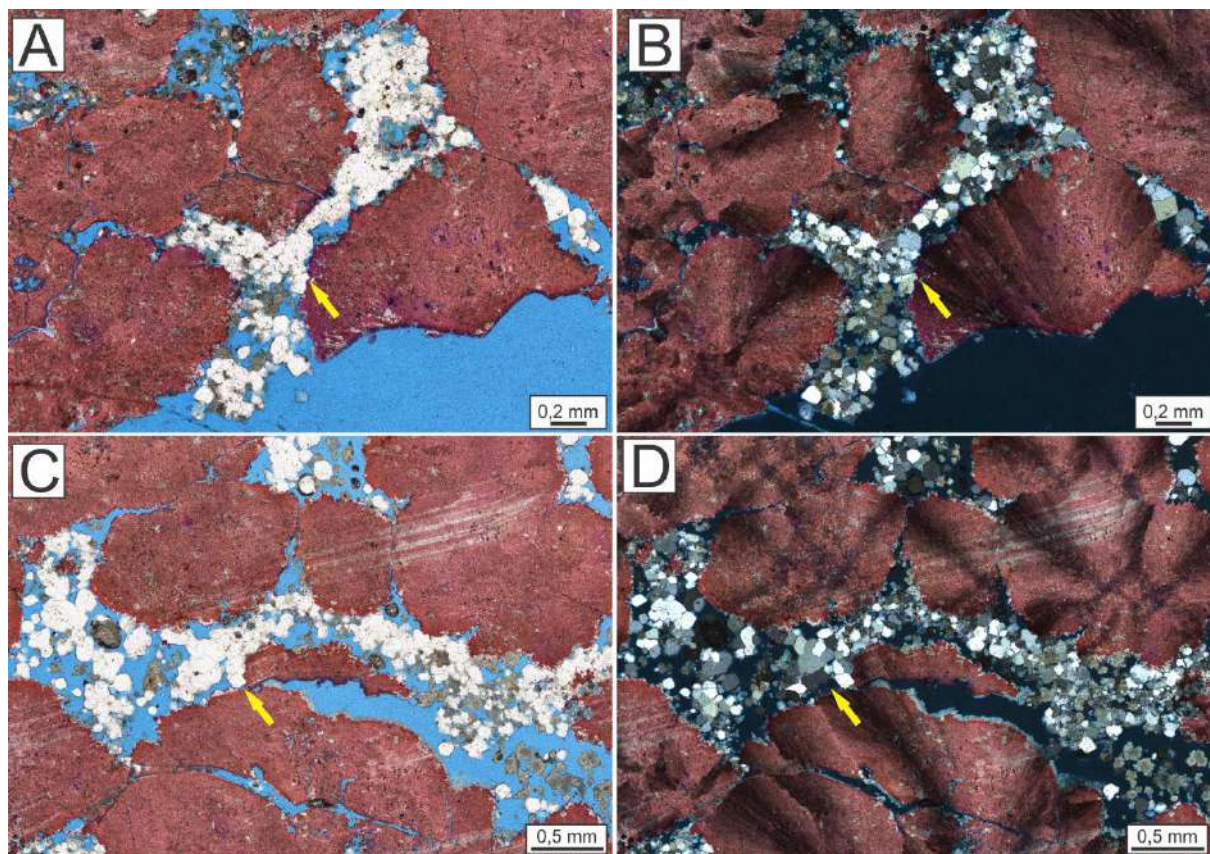


Figura 14: Fotomicrografia de quartzo macrocristalino em mosaico cimentando poros e fraturas. A) e C) PPL; B) e D) XPL. A seta amarela indica o mineral citado. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

5.1.3. Esferulitos

Os esferulitos correspondem a agregados de calcita fascicular óptica fibroradial, com dimensões variando entre 0,270 mm e 2,481 mm. Estão presentes em aproximadamente 33,5% das lâminas analisadas, ocorrendo tanto em fácies *in situ* quanto retrabalhadas como *muddy spherulstone*, *muddy shrubstone* e calcarenito.

Em diversas amostras, observa-se a substituição parcial ou total do núcleo dos esferulitos por calcedônia fibrosa (Figura 15 A e B). Além disso, em grande parte das lâminas que apresentam esferulitos, suas bordas encontram-se dissolvidas ou mostram transição gradual para *shrubs* (Figura 15 C e D).

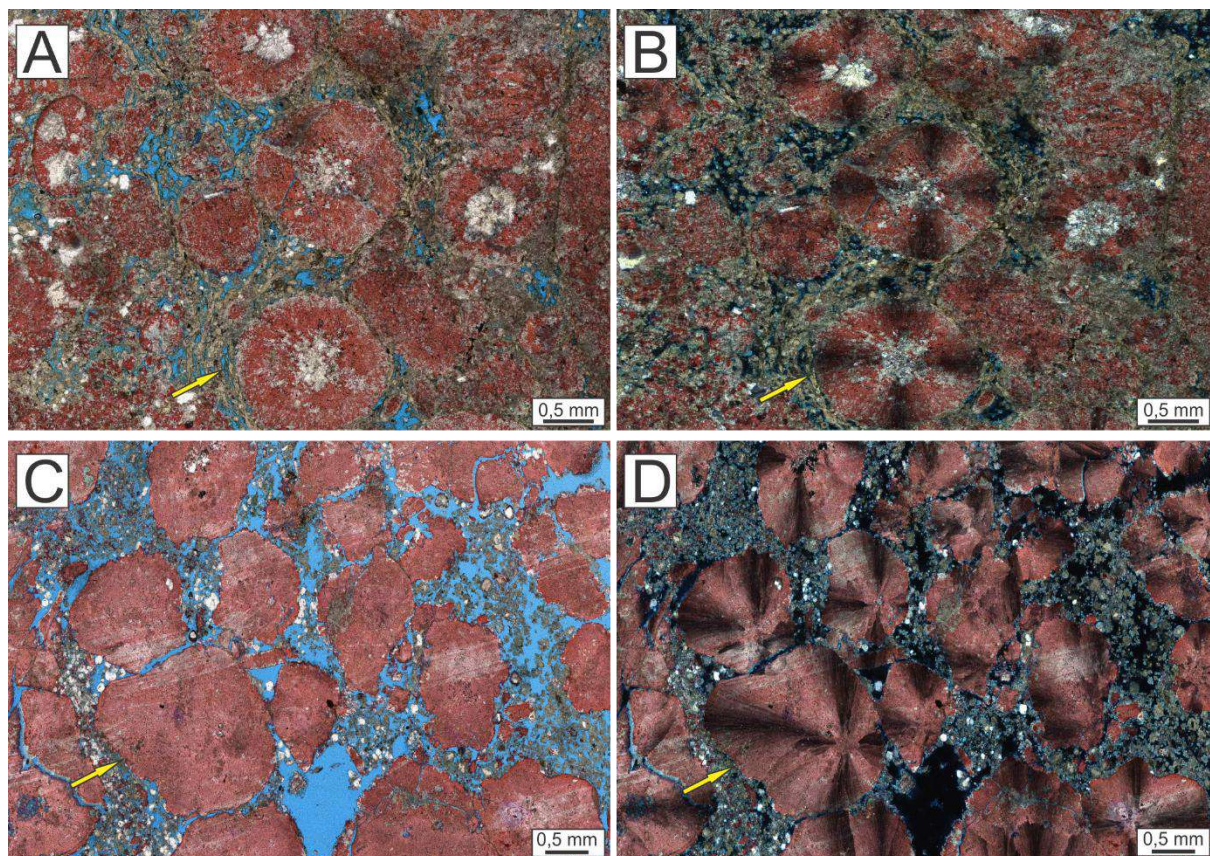


Figura 15: Fotomicrografia de esferulitos em A) PPL e B) XPL com o núcleo silicificado. C) Esferulito gradando para *shrub* em C) PPL e D) XPL. A seta amarela indica as feições citadas. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

5.1.4. Outros minerais diagenéticos

Outros minerais diagenéticos menos abundantes nas lâminas estudadas são dawsonita, barita, pirita.

DAWSONITA

A dawsonita é um carbonato de alumínio e sódio, de fórmula química $\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$. Encontra-se presente em todas as fácies descritas, sendo identificada em 75% das lâminas analisadas. Apresenta-se sob a forma de cristais aciculares, com dimensões variando entre 0,075 mm e 1,846 mm, geralmente formando estruturas em roseta e atuando como cimento nos poros inter-*shrubs*. Também podem ocorrer como cristais anédricos, identificáveis por sua alta birrefringência, relevo superior ao da calcita e ausência de tingimento.

Observa-se com frequência uma relação de sobreposição entre a dawsonita e outros componentes primários e diagenéticos (Figura 16 C e D), sendo comum à sua ocorrência engolfando cristais de dolomita romboédrica e/ou peloides (Figura 16 A e B).

Apesar de ocorrer predominantemente como mineral acessório, pode atuar como mineral essencial em determinadas amostras, como observado na lâmina correspondente à profundidade de 5495,25 m.

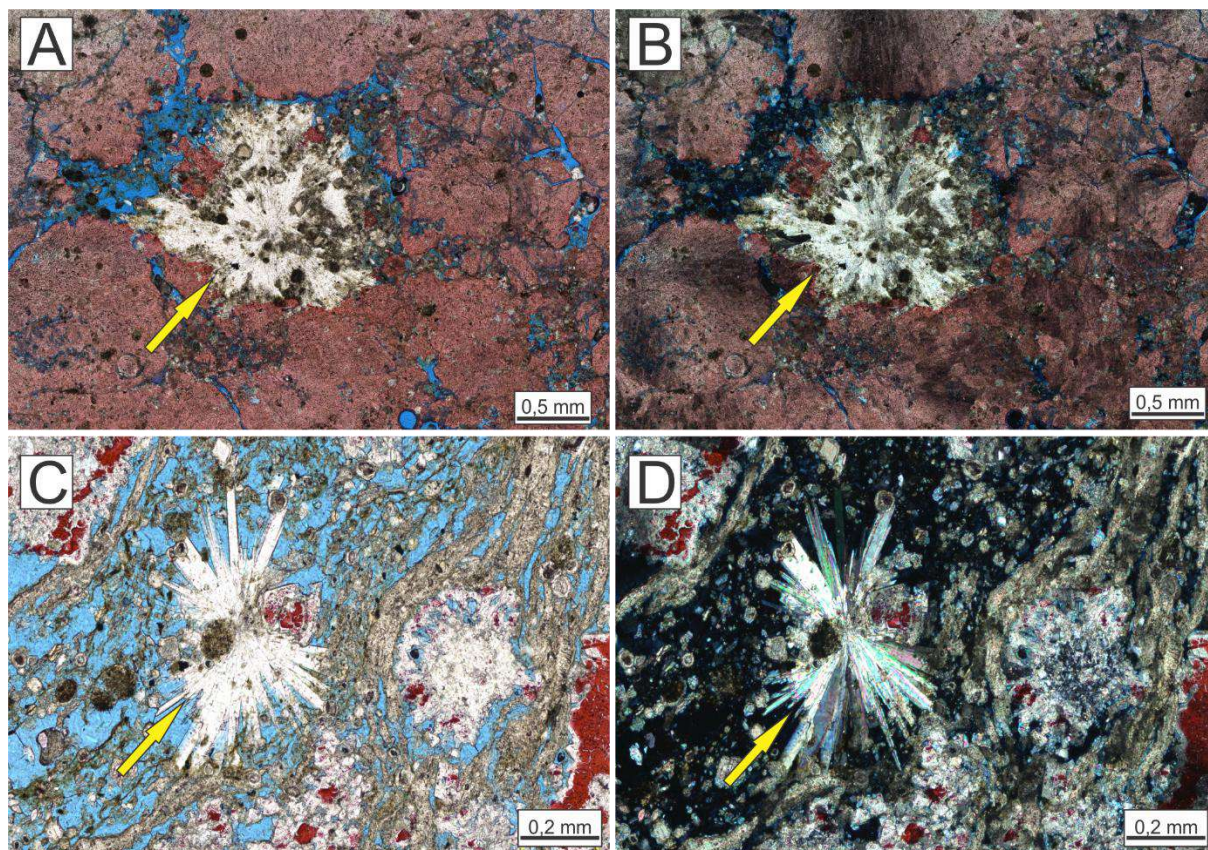


Figura 16: Fotomicrografia de dawsonita englobando peloide em A) PPL; B) XPL. Dawsonita englobando peloide e dolomita lamelar em C) PPL e D) XPL. A seta amarela indica os minerais citados. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

BARITA

A barita é um sulfato de bário (BaSO_4) identificado em 8,3% das lâminas analisadas, com ocorrência restrita às profundidades de 5488,70m, 5491,00m, 5498,65m e 5499,00m. Manifesta-se em *shrubstones*, sob a forma de cristais euédricos, cujas dimensões variam entre 0,416 mm e 1,166 mm.

Comumente, observa-se a barita fraturada (Figura 17) ou parcialmente dissolvida, sendo substituída por calcita em algumas amostras. Trata-se de um mineral acessório no contexto das rochas analisadas.

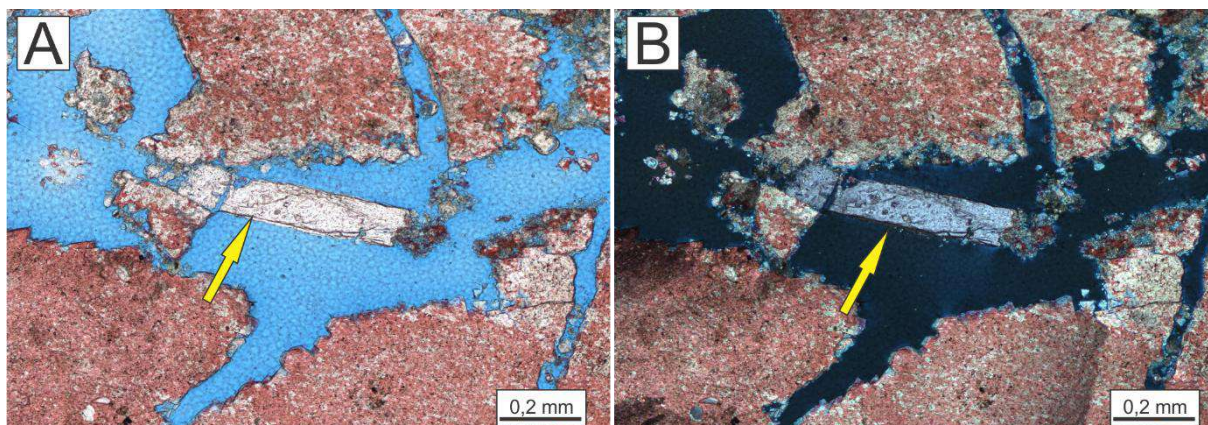


Figura 17: Fotomicrografia de barita fraturada em A) PPL; B) XPL. A seta amarela indica os minerais citados. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

PIRITA

A pirita é um sulfeto de ferro (FeS_2) identificado em aproximadamente 21% das lâminas analisadas, com cristais variando entre 0,045 mm e 0,235 mm de diâmetro. Ocorre nas fácies calcarenito, *muddy shrubstone* dolomitizado e *muddy spherulstone* dolomitizado.

Manifesta-se sob duas morfologias distintas: framboidal e cúbica euédrica. Em diversas amostras, a pirita foi observada associada à dolomita lamelar (Figura 18 A e B) e/ou à dolomita mosaico (Figura 18 C e D).

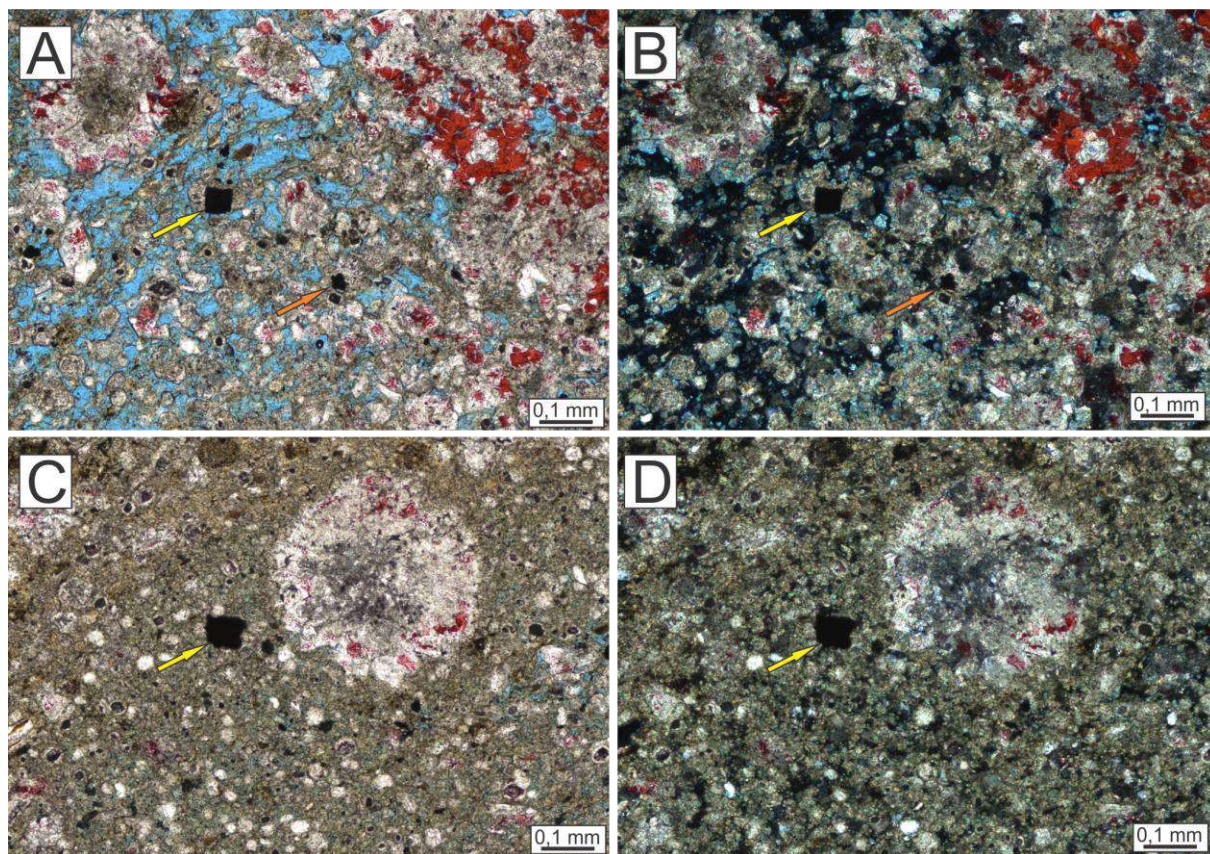


Figura 18: Fotomicrografia de pirita associada com dolomita lamelar, a seta amarela indica a pirita cúbica e a seta laranja e pirita framboidal em A) PPL; B) XPL. Pirita cúbica associada com dolomita mosaico em C) PPL; D) XPL. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

5.1.5. Estilólitos e fraturas

Em muitas das lâminas descritas é possível observar feições de compactação como estilólitos e fraturas.

Estilólitos (Figura 19) são estruturas de compactação formadas por morfologia irregular ou superfícies serrilhadas, normalmente horizontais a sub-horizontais. É uma feição de dissolução por pressão, exibindo quantidades variáveis de resíduos insolúveis de cor preta a marrom, que podem ser de minerais argilosos, dolomita, e matéria orgânica. Dolomita mosaico ocorre nas paredes do estilólitos, na maioria das amostras estudadas. Fraturas, desde verticais até inclinadas, cortam os *shrubs* tanto de rochas *in situ*, como de rochas retrabalhadas (Figura 20).

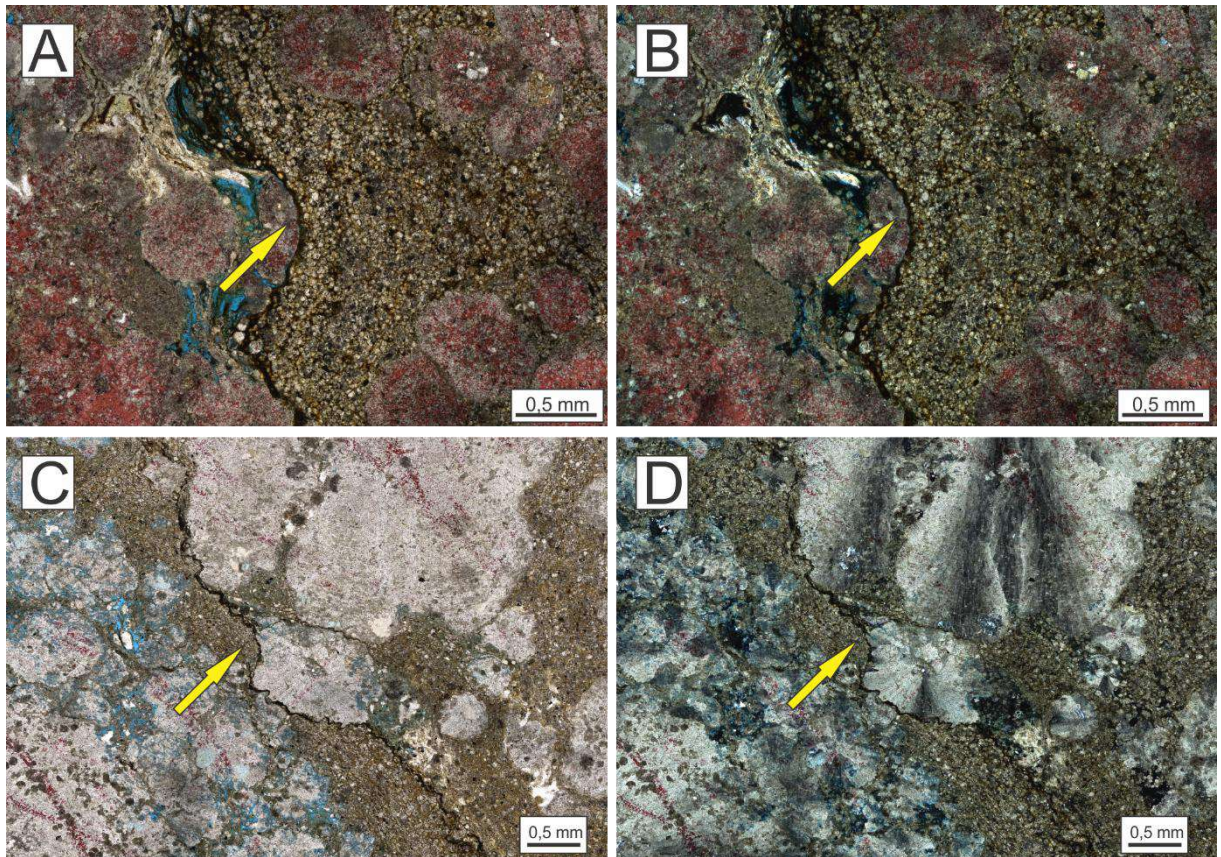


Figura 19: Fotomicrografia de estilólitos associados a dolomita mosaico, esferulitos e dawsonita anédrica em A) PPL; B) XPL. Estilólitos associados a shruvs e dolomita mosaico em A) PPL; B) XPL. A seta amarela indica as feições descritas. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

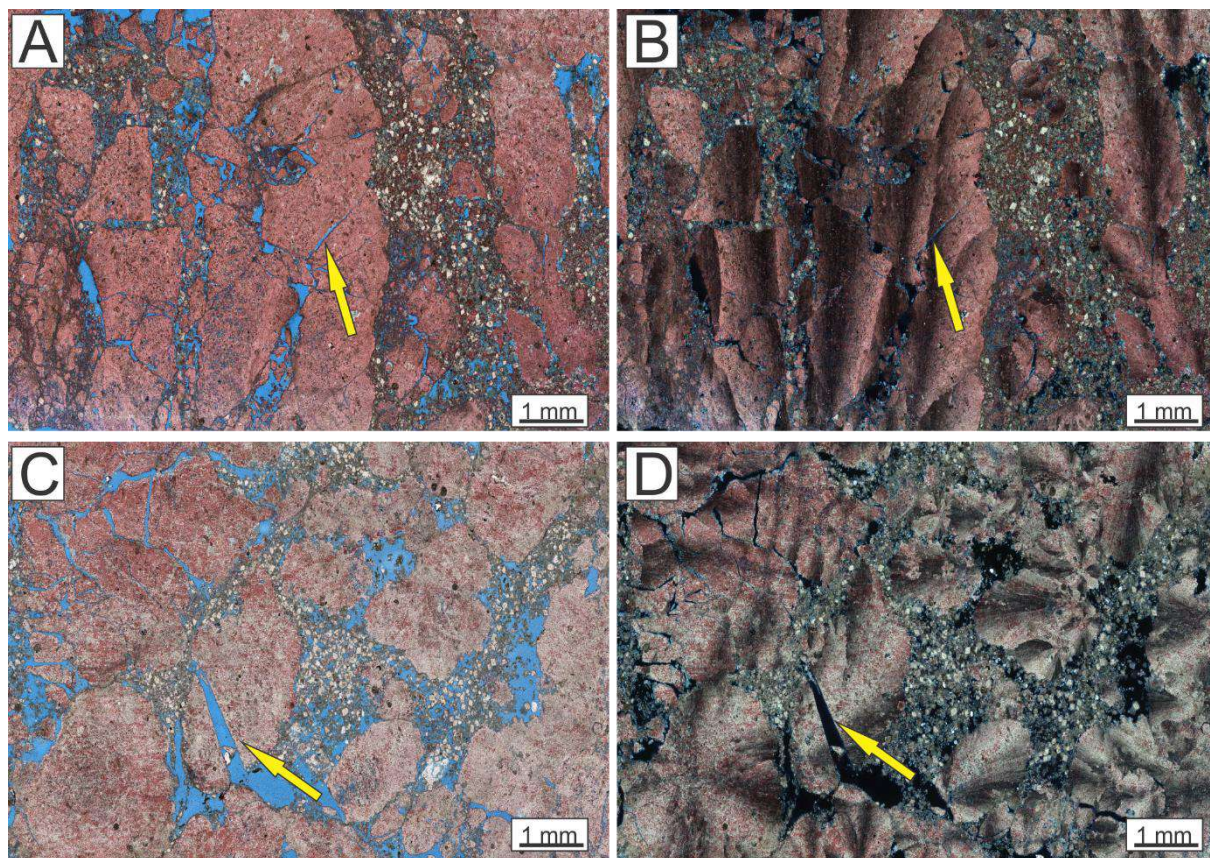


Figura 20: Fotomicrografia de fraturas shrub in situ em A) PPL; B) XPL. Calcirudito fraturado em C) PPL; D) XPL. As setas indicam as feições descritas. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

5.2. Dissolução

Feições de dissolução são comuns nas lâminas estudadas como dissolução parcial de partículas carbonáticas e núcleo dos cristais de dolomita, poros do tipo *vug* e móldicos (Figura 21 A e B). Cristais de barita também aparecem com calcita em poros de dissolução (Figura 21 C e D).

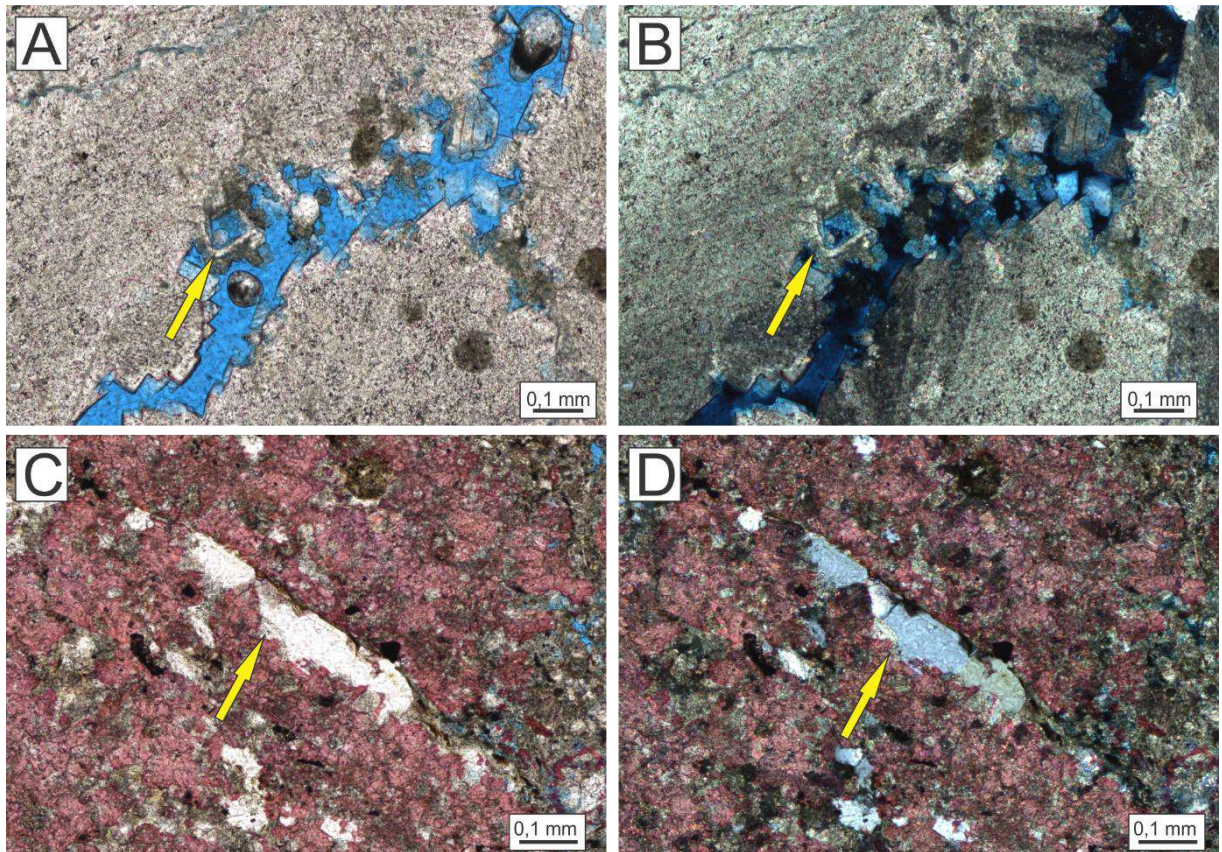


Figura 21: Fotomicrografias de cristal de dolomita romboédrica com núcleo dissolvido em A) PPL; B) XPL. Cristal de barita dissolvido e cimentado por calcita em A) PPL; B) XPL. A seta amarela indica os minerais citados. PPL: Polarizadores paralelos. XPL: Polarizadores cruzados.

6. DISCUSSÃO

As lâminas estudadas para a elaboração desse trabalho são constituídas por uma assembleia mineral homogênea, composta majoritariamente por calcita, dolomita, sílica e argilas magnesianas. De forma secundária, essas rochas apresentam minerais acessórios como dawsonita, pirita (framboidal e cúbica) e barita. A precipitação dos minerais ocorre como resultado de processos singenéticos, diagenéticos (eo- e mesodiagenéticos) e/ou relacionados com a circulação de fluidos hidrotermais.

Segundo Chilingar *et al.* (1967), processos singenéticos correspondem a qualquer produto formado simultaneamente à deposição, na interface sedimento-água ou logo acima dela. A eodiagênese abrange os processos e produtos gerados logo após a deposição, ainda sob influência das águas deposicionais e em condições de baixa pressão e temperatura (Choquette & Pray, 1970; Boggs, 2012). Por sua vez, a mesodiagênese inclui transformações que ocorrem durante o soterramento efetivo, sob ação de fluidos já modificados, em ambientes de pressões e temperaturas mais elevadas (Choquette & Pray, 1970; Morad *et al.*, 2000). Já a alteração hidrotermal é definida por Lima & De Ros (2019) como qualquer associação mineral formada a partir da circulação de fluidos aquecidos, canalizados por falhas ou fraturas, podendo ou não estar relacionada a processos magmáticos.

6.1. Processos singenéticos

A presença expressiva de argilas magnesianas nas amostras analisadas, especialmente em rochas *in situ*, onde ocorrem como matriz com textura peloidal ou microgranular, indica deposição em ambiente lacustre de elevada alcalinidade e rico em sílica e magnésio. Essas argilas aparecem substituídas por cristais de dolomita e frequentemente engolfadas por componentes calcíticos, como esferulitos e formas transicionais de *shrubs*, nos quais podem inclusive compor os núcleos (Figura 1A e B). Também foram observados peloides argilosos engolfados por produtos diagenéticos, como a dawsonita (Figura 16A e B), evidenciando a atuação de múltiplos eventos diagenéticos ao longo do tempo.

Essas características são coerentes com registros de silicatos de magnésio em ambientes lacustres e marinhos, antigos e modernos, associados a condições alcalinas evaporíticas, atividade hidrotermal, magmatismo e até processos microbianos (Jones & Weir, 1983; Calvo *et al.*, 1999; Tosca *et al.*, 2011). A formação desses minerais pode ocorrer tanto por precipitação direta da água quanto por neoformação em poros ou transformação de fases

precursoras (Galán & Pozo, 2011), sendo que sua estabilidade depende do pH, da salinidade e da razão Mg/Si dos fluidos (Tosca & Masterson, 2014; Tutolo & Tosca, 2018).

Na Bacia de Santos, a ocorrência dessas argilas tem sido interpretada como indicativo de um sistema lacustre alcalino, de baixa $p\text{CO}_2$, com predominância de deposição em ambientes calmos (laminações) ou intermediários (peloides), conforme apontado por Lima & De Ros (2019), Armelenti *et al.* (2016) e Herlinger Jr. *et al.* (2017). A textura fina e sedosa observada, por vezes com laminações onduladas, sugere precipitação singenética, ainda sob influência das águas deposicionais, como proposto por Lima & De Ros (2019). No entanto, parte significativa desse conteúdo original de argilas foi posteriormente modificada por processos diagenéticos, como a substituição por dolomita, calcita e sílica, ou mesmo dissolução parcial (Wright & Barnett, 2020; Carramal *et al.*, 2022; Carvalho *et al.*, 2022), o que ressalta a importância desses minerais como marcadores das primeiras fases da evolução diagenética da Formação Barra Velha.

Nas lâminas analisadas, os *shrubs* ocorrem tanto em posição *in situ*, como componentes singenéticos, quanto em rochas retrabalhadas. Nos exemplos *in situ*, essas estruturas apresentam crescimento vertical a subvertical e frequentemente englobam peloides de argilas magnesianas, indicando precipitação precoce, próxima ou diretamente sobre a interface sedimento-água, antes de qualquer compactação significativa. Já em rochas retrabalhadas, os *shrubs* aparecem como fragmentos predominantemente angulosos, especialmente em calcirruditos, sugerindo que foram erodidos, transportados e redepositados em ambientes de maior energia.

A presença de peloides englobados durante o crescimento dos *shrubs* é compatível com a interpretação proposta por Schrank *et al.* (2024), que descrevem essas estruturas como singenéticas e comumente associadas a peloides de argilas, inclusive na ausência de matriz. Essa visão é reforçada por Lima & De Ros (2019), que propõem que os *shrubs* se formam diretamente na interface sedimento-água, a partir da precipitação química sobre biofilmes de argilas magnesianas. Segundo esses autores, a intercalação dos *shrubs* com lama estevensítica ou terrígena pode ter sido controlada por padrões de estratificação ou circulação na coluna d'água lacustre.

6.2. Processos diagenéticos

6.2.1. Eodiagenéticos

Nas lâminas analisadas, os esferulitos são interpretados como estruturas eodiagenéticas, mesmo na ausência de matriz argilosa laminada deformada durante seu crescimento radial. Essa interpretação se fundamenta na recorrente presença de peloides engolfados, geralmente nos núcleos, bem como na ocorrência de núcleos dissolvidos e/ou cimentados por calcedônia fibrosa e evidências de dissolução nas bordas. Além disso, foram identificados poros moldicos arredondados relacionados à dissolução desses núcleos e de peloides engolfados, tanto nos esferulitos quanto em formas transicionais de *shrubs*.

Essas observações são compatíveis com as descrições de Schrank *et al.* (2024), que apontam para a formação de agregados esferulíticos e fasciculares por substituição e deslocamento de sedimento hospedeiro, especialmente em contextos de soterramento raso. De acordo com esses autores, peloides argilosos e grãos siliciclásticos são frequentemente engolfados por esses agregados, sendo posteriormente substituídos por calcita rica em inclusões, conferindo uma textura turbulenta aos cristais.

Apesar dos avanços no entendimento dessas feições, ainda há debate na literatura quanto ao mecanismo responsável pela formação dos esferulitos em ambientes lacustres alcalinos e salinos. Alguns autores sugerem uma origem abiótica, controlada por altos valores de pH e concentrações elevadas de sílica dissolvida (Tutolo & Tosca, 2018), enquanto outros consideram possível a atuação de microrganismos e a liberação de ácidos orgânicos como fatores-chave na precipitação (Mercedes-Martín *et al.*, 2016, 2017). Entretanto, estudos isotópicos realizados em esferulitos do Pré-Sal (Lima & De Ros, 2019; Pietzsch *et al.*, 2020; Wright, 2022) não identificaram sinais de fracionamento orgânico significativo, o que favorece uma interpretação predominantemente não biogênica para sua origem.

Adicionalmente, a literatura descreve os esferulitos de calcita como precipitados em condições eodiagenéticas, com desenvolvimento no interior de um substrato originalmente composto por argilas magnesianas, parcialmente substituídas e deslocadas durante o crescimento radial das estruturas (Wright & Barnett, 2015; Lima & De Ros, 2019; Wright & Barnett, 2020; Carramal *et al.*, 2022; Rossoni *et al.*, 2024). Importante destacar que o deslocamento do sedimento não decorre de processos de compactação, uma vez que os esferulitos preservados entre laminações não apresentam fraturas ou deformações nos grãos ao redor (Lima & De Ros, 2019).

A dolomita é um dos principais produtos diagenéticos do intervalo Pré-Sal, ocorrendo tanto como fase de substituição quanto de cimentação, desde a eodiagênese até estágios tardios, incluindo eventos hidrotermais (Oste *et al.*, 2024). As fases eodiagenéticas incluem dolomita romboédrica, blocosa, mosaico e dolomita lamelar (Azerêdo *et al.*, 2021; Carvalho *et al.*, 2024; Carramal *et al.*, 2022; Rossoni *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024). A dolomita em sela representa a fase mesodiagenética, sendo interpretada como formada em condições de soterramento mais profundo ou associada a fluidos hidrotermais (Herlinger *et al.*, 2017; Carvalho *et al.*, 2022; Lima *et al.*, 2020; Oste *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024).

Na Bacia de Santos, a dolomitização é seletiva, afetando preferencialmente a matriz da rocha, e está diretamente relacionada à dissolução da argila magnesiana (Herlinger *et al.*, 2017; de Carvalho & Fernandes, 2021; Schrank *et al.*, 2024). Essa dissolução das argilas magnesianas provavelmente ocorreu sob condições eodiagenéticas, associadas à baixa estabilidade da estevensita e à rápida cinética de dissolução em ambientes com alto $p\text{CO}_2$ e pH inferior a 8 (Lima & De Ros, 2019; Tosca & Wright, 2015). Nesses cenários, o influxo de CO_2 aumenta a concentração de HCO_3^- , reduz o pH e favorece a estabilização de minerais carbonáticos, ao mesmo tempo que promove a dissolução da matriz argilosa, preservando componentes como shrobs e esferulitos (Tosca & Wright, 2015).

Além disso, essa dissolução pode ter sido intensificada por pulsos de CO_2 derivados de atividade magmática e/ou hidrotermal, bem como pela diluição das águas lacustres em períodos climaticamente mais úmidos (*e.g.* Lima & De Ros, 2019; Renaut *et al.*, 1986). O aumento da concentração de Mg^{2+} resultante desse processo teria favorecido a precipitação precoce de dolomita nos espaços intersticiais.

A ocorrência de dolomita romboédrica com aspecto “flutuante” nas amostras analisadas é indicativa de uma fase eodiagenética, associada à substituição seletiva da matriz argilosa por dolomita sob condições rasas de soterramento. Essa interpretação é coerente com as descrições de Farias *et al.* (2019), Fricks Sayão *et al.* (2024) e Oste *et al.* (2024), que caracterizam a dolomita romboédrica como um produto típico da eodiagênese. Segundo Oste *et al.* (2024) e Gomes *et al.* (2025), o aspecto “flutuante” desses cristais ocorre quando a dolomita se desenvolve em uma matriz posteriormente dissolvida, feição que também foi observada nas amostras deste estudo. A presença desses cristais dispersos sugere a atuação precoce de fluidos carbonáticos ricos em magnésio, associados à dissolução da matriz de argila magnesiana, favorecendo sua substituição por dolomita sob condições de baixa temperatura.

A dolomita lamelar foi descrita por diversos autores no contexto do Pré-Sal (Wright & Barnett, 2015, 2020; Herlinger *et al.*, 2017; De Carvalho & Fernandes, 2021; Carramal *et al.*, 2022; Fricks Sayão *et al.*, 2024; Oste *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024). Wright & Barnett (2020) descrevem que essa dolomita forma conexões que mimetizam o padrão das laminações da argila magnesiana. De acordo com Carramal *et al.* (2022), agregados lamelares de dolomita preenchem poros de contração gerados pela desidratação da estevensita e/ou sua substituição por kerolita, antes que ocorresse compactação significativa. Nas amostras analisadas, a dolomita lamelar também aparece associada à dolomita romboédrica, o que reforça a interpretação de que se trata de uma fase eodiagenética, formada após a precipitação da dolomita romboédrica, como proposto por Sartorato *et al.* (2020), Carramal *et al.* (2022), Carvalho *et al.* (2022), Fricks Sayão *et al.* (2024) e Oste *et al.* (2024).

Com a progressão da diagênese nas amostras analisadas, observa-se que os cristais de dolomita romboédrica tornam-se progressivamente mais coalescentes, formando contatos retos e originando dolomita blocosa. Essa dolomita ocorre tanto substituindo a matriz de argila magnesiana quanto como cimento preenchendo poros, especialmente nos espaços intershrubs. Na profundidade de 5492,85 m (Figura 12), é possível observar dolomita blocosa associada à calcedônia esferulítica, que apresenta bordas corroídas, sugerindo que a dolomita se formou antes da fase de silicificação. Essa relação foi discutida por Lima & De Ros (2019), que interpretam a dolomita blocosa como produto de processos eodiagenéticos ou mesodiagenéticos precoces, anteriores à precipitação de sílica.

O avanço da dolomitização também é marcado pela substituição mais intensa da matriz argilosa, tornando o processo progressivamente mais pervasivo. Nas lâminas de rochas mais intensamente dolomitizadas, como dolomititos, a dolomita mosaico passa a substituir não apenas a matriz, mas também componentes como shrubs e esferulitos, além de preencher porosidade primária. Esse padrão de dolomitização foi descrito por Carvalho *et al.* (2022) com base em observações petrográficas e é compatível com as feições identificadas neste estudo.

A dolomita esferoidal, descrita por Oste *et al.* (2024), é frequentemente associada à dolomita lamelar e possivelmente relacionada a feições contendo matéria orgânica. Essa associação é confirmada nas lâminas analisadas neste trabalho, onde a dolomita esferoidal ocorre conjuntamente com a dolomita lamelar (Figura 10), principalmente em *spherulstones* e *muddy spherulstones*.

A silicificação dos carbonatos do Pré-Sal pode ocorrer em diferentes estágios diagenéticos, abrangendo processos sinsedimentares e de soterramento, conforme descrito por

Poros *et al.* (2017). A silicificação sinsedimentar pode estar associada à precipitação abiótica de géis de silicato hidratados (Wright & Barnett, 2015) ou à influência microbiana, como observado em *microbial chert boundstones* (Saller *et al.*, 2016).

Durante a diagênese, a origem da sílica pode ser tanto interna, pela dissolução de argilas magnesianas (Tosca & Wright, 2018), quanto externa, como fluidos hidrotermais de alta temperatura canalizados por falhas (Lima *et al.*, 2020).

A sílica microcristalina, composta por agregados com tamanho que varia do nanométrico ao micrométrico, é interpretada como um produto diagenético precoce ou singenético, especialmente quando ocorre em níveis estratiformes e apresenta cristais organizados a partir de pontos de nucleação (Sartorato *et al.*, 2020). Essa geometria pode refletir processos de organomineralização bioinduzida, semelhantes aos descritos por Bustillo (2010), nos quais variações locais de pH e concentração de CO₂ provocadas por microrganismos presentes em biofilmes favorecem a precipitação da sílica.

Lawson *et al.* (2022) indicam que a fase mais precoce de cimentação silicosa é representada por essa sílica microcristalina, que se precipita preferencialmente em porosidade secundária. Schrank *et al.* (2024) destacam ainda que a substituição da matriz por sílica é uma das principais alterações eodiagenéticas observadas nos carbonatos do Pré-Sal.

Em seguida, ocorre a precipitação de calcedônia, que pode apresentar morfologia *esferulítica* ou fibrosa. Nas lâminas analisadas neste trabalho, observa-se a precipitação de calcedônia, com morfologias *esferulítica* e fibrosa. A variedade fibrosa ocorre preenchendo poros e substituindo os núcleos de *esferulitos* e *shrubs* após sua dissolução. Lawson *et al.* (2022) afirmam que essa calcedônia pode apresentar zonamento repetitivo e recobrir porosidade secundária ainda não preenchida por outros minerais. Sartorato *et al.* (2020) destacam que a calcedônia pode ocorrer como cimento, preenchendo poros e/ou substituindo fases carbonáticas. Esses autores relatam que essa fase de sílica engloba e substitui cristais de dolomita, sendo interpretada como uma fase eodiagenética tardia, posterior à precipitação da dolomita, provavelmente associada a períodos mais úmidos, com menor pH e temperatura da água lacustre (Sartorato *et al.*, 2020).

Feições de dissolução são amplamente observadas nas lâminas analisadas, incluindo dissolução de matriz argilosa, núcleos de esferulitos, bordas de *shrubs*, e núcleos de alguns cristais de dolomita. Foram identificadas duas principais fases de dissolução: uma relacionada aos estágios iniciais da eodiagênese e outra associada à transição entre a eodiagênese e o início da mesodiagênese. A dissolução eodiagênética, representada especialmente nas bordas

dos *shrubs*, é interpretada por Sartorato *et al.* (2020) como decorrente de pequenas variações no nível do lago.

Schrank *et al.* (2024) indicam que poros móldicos arredondados presentes no interior de *shrubs* e esferulitos se formaram pela dissolução de peloides argilosos. Nas lâminas estudadas, esses poros no interior de componentes calcíticos são preenchidos por calcedônia (Figura 15), o que indica que essa fase de dissolução é precoce e anterior às fases de cimentação eodiagênética.

A fase relacionada à transição entre a eodiagênese e o início da mesodiagênese corresponde a um processo mais pervasivo, que afeta não apenas os *shrubs*, mas também componentes diagenéticos. Esse estágio é evidenciado pela dissolução dos núcleos dos cristais de dolomita romboédrica (Figura 21A e B), assim como a dissolução completa de matriz argilosa, a qual forma porosidade pseudo fenestral entre agregados de dolomita lamelar.

Feições de compactação mecânica foram identificadas em algumas das lâminas analisadas, principalmente na forma de fraturas verticais ou horizontais que atravessam os *shrubs*. Muitas dessas fraturas encontram-se cimentadas por dolomita em sela, quartzo macrocristalino ou dolomita blocosa.

Nas lâminas analisadas para este trabalho, a pirita ocorre com hábito framboidal (figura 18 A e B, seta laranja), normalmente associada à dolomita esferoidal ou a filmes escuros, provavelmente relacionados à matéria orgânica. Essa associação pode indicar a piritização da matéria orgânica, sugerindo que sua formação está vinculada a condições sulfato-redutoras durante a eodiagênese (Leite *et al.*, 2020).

6.2.2. Mesodiagénéticos/Interações hidrotermais

A diferenciação entre os estágios de eodiagênese e mesodiagênese nas rochas do Pré-Sal pode ser realizada com base na ocorrência de estilólitos (de Carvalho & Fernandes, 2021). Essas estruturas, resultantes de compactação química em subsuperfície, indicam um grau mais avançado de soterramento. A presença de estilólitos sinaliza a atuação de processos relacionados à mesodiagênese, como dissolução mais pervasiva e circulação de fluidos em maiores profundidades, em contraste com as feições típicas da eodiagênese, mais restritas à compactação incipiente e à cimentação precoce. Nesse contexto, os estilólitos representam evidências importantes da progressão dos processos diagenéticos nas rochas carbonáticas.

A dolomita em sela é interpretada como uma fase mesodiagenética tardia, associada tanto a soterramento profundo quanto à circulação de fluidos hidrotermais (Herlinger *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Carvalho *et al.*, 2022; Oste *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024). Estudos realizados por Lima *et al.* (2020) na Bacia de Campos indicam temperaturas elevadas (em torno de 152 °C) para sua formação, o que reforça sua vinculação a ambientes mesodiagenéticos profundos e com influência hidrotermal. Nas lâminas analisadas, essa dolomita ocorre nas maiores profundidades do poço, cimentando poros intershrubs e fraturas, frequentemente associada a barita e dawsonita. Sua origem tardia é evidenciada na Figura 11, na qual, por meio de imagens de catodoluminescência e epifluorescência, observa-se dolomita romboédrica sendo englobada por dolomita em sela.

A dawsonita foi identificada no Pré-Sal por Farias *et al.* (2019) e Lima & De Ros (2019). Segundo Schrank *et al.* (2024), sua formação está relacionada a fluidos alcalinos ricos em Al^{3+} , Na^+ , HCO_3^- e submetidos a elevadas pressões de CO_2 (*e.g.*, Cseresznyés *et al.*, 2021). Lima & De Ros (2019) atribuíram a ocorrência de dawsonita no Pré-Sal à atividade hidrotermal, com base em sua associação com dolomita em sela e cristais de barita, padrão igualmente observado nas lâminas analisadas neste trabalho. Diversos estudos apontam a origem magmática como fonte de CO_2 necessário para a precipitação da dawsonita (Moore *et al.*, 2005; Worden, 2006; Cseresznyés *et al.*, 2021). A dawsonita ocorre comumente associada a minerais como barita e dolomita em sela, cimentando poros e engolfando componentes primários e/ou eodiagenéticos, o que reforça sua interpretação como uma fase diagenética tardia.

A cimentação de poros secundários por cristais de barita foi identificada no Pré-Sal por diversos autores (Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Carvalho *et al.*, 2020; Leite *et al.*, 2020; Lawson *et al.*, 2022; Schrank *et al.*, 2024). Nas amostras analisadas, ocorre igualmente como cimento, compondo uma assembleia mineralógica com outros minerais de origem hidrotermal, como dawsonita, dolomita em sela e quartzo macrocristalino.

Lima *et al.* (2020) afirmam que a silicificação dos reservatórios ocorreu de forma relativamente rápida e em condições de soterramento raso. Entretanto, os autores também indicam que a textura macrocristalina do quartzo tem origem hidrotermal, com base em dados de inclusões fluidas. Segundo Sartorato *et al.* (2020) e Pereira *et al.* (2023), o quartzo macrocristalino ocorre como cimento, preenchendo poros vulgares e fraturas — feição igualmente observada nas lâminas analisadas neste trabalho.

7. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste trabalho, com base na análise integrada de lâminas em luz polarizada, catodoluminescência, fluorescência e dados da literatura, permitiram identificar e caracterizar as diferentes fases diagenéticas que atuaram nas rochas carbonáticas da Formação Barra Velha no poço 3-BRSA-891A-RJS, localizado no Campo de Sururu, na Bacia de Santos. Por meio dessa abordagem, foi possível reconhecer produtos e processos singenéticos, eodiagenéticos, mesodiagenéticos e hidrotermais, que influenciaram diretamente a porosidade, a mineralogia e a organização do arcabouço rochoso, impactando a qualidade do reservatório.

Na fase singenética, destaca-se a presença de argilas magnesianas como matriz primária, intercaladas à precipitação de estruturas carbonáticas como *shrubs* e esferulitos. A eodiagênese, sob influência de águas lacustres rasas e alcalinas, foi marcada por intensa dissolução das argilas magnesianas, precedida por sua substituição por dolomita romboédrica, lamelar, blocosa e esferoidal. As dolomitas, neste estágio, ocorrem como substituintes da matriz, cimentos intersticiais ou engolfando argilas e/ou peloides, indicando sua formação precoce e ampla distribuição. Ainda nessa fase, ocorrem processos de silicificação da matriz e formação de pirita framboidal.

Na mesodiagênese, observa-se o avanço da dolomitização com desenvolvimento de dolomita mosaico, que substitui de forma pervasiva a matriz e, localmente, também *shrubs* e esferulitos. Os cimentos de sílica (especialmente quartzo macrocristalino) e minerais como dawsonita e barita se tornam mais frequentes, atuando na reorganização e obliteração da porosidade. A dolomita em sela, associada à barita e à dawsonita, ocorre como cimento tardio, sendo interpretada como produto da circulação de fluidos aquecidos de possível origem hidrotermal.

O principal resultado deste trabalho é a elaboração de uma sequência paragenética detalhada, construída a partir das relações de corte, sobreposição e contato entre minerais observadas nas lâminas petrográficas. Essa sequência evidencia a complexidade dos eventos diagenéticos registrados na Formação Barra Velha e ressalta o papel central da dolomitização na construção e destruição da porosidade. As dolomitas ocorrem com diferentes texturas e em praticamente todos os litotipos analisados, desde *spherulstones*, *muddy spherulstones*, até calcarenitos e calciruditos, confirmando sua importância como um dos principais agentes controladores da heterogeneidade do sistema.

Dessa forma, este trabalho contribui de forma relevante para o entendimento da evolução diagenética da Formação Barra Velha, reforçando a importância de se caracterizar as fases diagenéticas e suas relações com a qualidade do reservatório. A integração entre dados petrográficos e literatura técnica mostrou-se essencial para a construção de modelos mais precisos em sistemas carbonáticos lacustres do Pré-Sal.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, J. et al. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 369, n. 1, p. 11–40, 2013.

AGÊNCIA PETROBRAS. Petrobras informa sobre reservas provadas em 2024. Agência Petrobras, 29 jan. 2025. Disponível em: <https://agencia.petrobras.com.br/w/negocio/petrobras-informa-sobre-reservas-provadas-em-2024>. Acesso em: 27 jun. 2025.

AGÊNCIA PETROBRAS. Petrobras atinge meta de produção anual de 2024 com recorde no pré-sal. Agência Petrobras, 27 jan. 2025. Disponível em: <https://agencia.petrobras.com.br/w/negocio/petrobras-atinge-recordes-na-producao-do-pre-sal-em-2024-e-tem-maior-fator-de-utilizacao-das-suas-refinarias-em-10-anos>. Acesso em: 27 jun. 2025.

ARAÚJO, C. C. de et al. Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos. In: CHAGAS, A. A. P.; ARAÚJO, C. C. de; SANTOS, L. A. (org.). *As grandes descobertas do pré-sal no Atlântico Sul*. Rio de Janeiro: Petrobras, 2023. cap. 8. Disponível em: <https://publicacoesup.petrobras.com.br/peld/catalog/book/12>. Acesso em: 14 abr. 2025.

ARMELENTI, G. et al. Deposition, diagenesis and reservoir potential of non-carbonate sedimentary rocks from the rift section of Campos Basin, Brazil. *Petroleum Geoscience*, v. 22, n. 3, p. 223-239, 2016.

AZERÊDO, Ana C.; DUARTE, Luís V.; SILVA, Alexandre 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.

BAHNIUK, A. M. et al. Development of microbial carbonates in the Lower Cretaceous Codó Formation (north-east Brazil): implications for interpretation of microbialite facies associations and palaeoenvironmental conditions. *Sedimentology*, v. 62, p. 155–181, 2015.

BOGGS JR., Sam. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 5. ed. Upper Saddle River: Pearson Prentice Hall, 2012.

BORGHI, L. et al. 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.

BUCZYNSKI, C.; CHAFETZ, H. S. Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate. In: REZAK, R.; LAVOIE, D. L. (org.). *Carbonate Microfabrics*, p. 105–116. New York: Springer, 1993.

BUSTILLO, Maria Angeles. Silicification of continental carbonates. *Developments in Sedimentology*, v. 62, p. 153-178, 2010.

CALVO, J. P. et al. Authigenic clay minerals in continental evaporitic environments. *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*, p. 129-151, 1995.

CARRAMAL, N. G. et al. Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian pre-salt magnesium silicates from the Lula Field, Santos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 120, p. 104274, 2022.

CARVALHO, Ancilla Maria Almeida et al. 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.

CASTRO, Thais Mallet de. Avaliação dos reservatórios carbonáticos do pré-sal no Campo de Búzios, Bacia de Santos. 2019.

CHANG, H. K. et al. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Brazilian Journal of Geology*, v. 38, n. 2, p. 29–46, 2008.

CHILINGAR, George V.; BISSELL, Harold J.; WOLF, Karl H. Diagenesis of carbonate rocks. In: *Developments in sedimentology*. Elsevier, 1967. p. 179-322.

CHOQUETTE, Philip W.; PRAY, Lloyd C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, v. 54, n. 2, p. 207-250, 1970.

CSERESZNYÉS, Dóra, et al. Origin of dawsonite-forming fluids in the Mihályi-Répcelak field (Pannonian Basin) using stable H, C and O isotope compositions: Implication for mineral storage of carbon-dioxide. *Chemical Geology*, 2021, 584: 120536.

DARRAGI, F.; TARDY, Y. Authigenic trioctahedral smectites controlling pH, alkalinity, silica and magnesium concentrations in alkaline lakes. *Chemical Geology*, v. 63, n. 1, p. 59–72, 10 jul. 1987.

DA SILVA, Douglas Renato Lima et al. 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*, p. 105380, 2025.

DE OLIVEIRA NARDI LEITE, Caroline; DE ASSIS SILVA, Carlos Manuel; DE ROS, Luiz Fernando. Depositional and diagenetic processes in the pre-salt rift section of a Santos Basin area, SE Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, v. 90, n. 6, p. 584-608, 2020.

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.

DE LUCA, Pedro Henrique Vieira et al. Breaking barriers and paradigms in presalt exploration: the Pão de Açúcar discovery (offshore Brazil). 2017.

DE ROS, L. F.; OLIVEIRA, D. M. An operational classification system for the South Atlantic pre-salt rocks. *Journal of Sedimentary Research*, v. 93, n. 10, p. 693–704, 2023.

DEMANI, U. B. Influência da dolomitização na modificação das propriedades petrofísicas de rochas reservatório de petróleo. 2018.

DIAS, Jeferson Luiz. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 13, n. 1, p. 7-25, 2005.

DRAVIS, Jeffrey J.; YUREWICZ, Donald A. Enhanced carbonate petrography using fluorescence microscopy. *Journal of Sedimentary Research*, v. 55, n. 6, p. 795-804, 1985.

FARIAS, F. et al. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin—Genesis and tectonic implications. *Marine and Petroleum Geology*, v. 105, p. 251–272, 2019.

FLÜGEL, Erik; MUNNECKE, Axel. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Berlin: springer, 2010.

GALÁN, Emilio; POZO, Manuel. Palygorskite and sepiolite deposits in continental environments. Description, genetic patterns and sedimentary settings. In: *Developments in clay science*. Elsevier, 2011. p. 125-173.

GOMES, J. P. et al. 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.

GOMES, João Paulo Borges et al. 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.

HERLINGER, R. Controles deposicionais e diagenéticos das propriedades petrofísicas dos reservatórios Aptianos/Barremianos do Grupo Lagoa Feia no norte da Bacia de Campos. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

HERLINGER JR, Ronaldo; ZAMBONATO, Eveline Ellen; DE ROS, Luiz Fernando. 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.

HIATT, E. E.; PUFAHL, P. K. Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: a review of applications for understanding diagenesis, reservoir quality, and pore system evolution. *Petrography of Carbonate Rocks*, Canada, v. 45, n. 5, p. 75–96, maio 2014.

JONES, Blair F.; WEIR, Alan H. Clay minerals of Lake Abert, an alkaline, saline lake. *Clays and Clay Minerals*, v. 31, n. 3, p. 161-172, 1983.

LAWSON, M. et al. New age and lake chemistry constraints on the Aptian pre-salt carbonates of the central South Atlantic. *Bulletin*, v. 135, n. 3-4, p. 595-607, 2023.

LIMA, Bruno Eustáquio Moreira; DE ROS, Luiz Fernando. 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.

LIMA, Bruno Eustáquio Moreira et al. 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.

MERCEDES-MARTÍN, R. et al. Growing spherulitic calcite grains in saline, hyperalkaline lakes: experimental evaluation of the effects of Mg-clays and organic acids. *Sedimentary Geology*, v. 335, p. 93–102, 2016.

MERCEDES-MARTÍN, Ramon et al. A depositional model for spherulitic carbonates associated with alkaline, volcanic lakes. *Marine and Petroleum Geology*, v. 86, p. 168-191, 2017.

MILLOT, G. *Geology of Clays: Weathering, Sedimentology, Geochemistry*. Berlin: Springer-Verlag, 1970.

MOORE, Joseph et al. Mineralogical and geochemical consequences of the long-term presence of CO₂ in natural reservoirs: an example from the Springerville–St. Johns Field, Arizona, and New Mexico, USA. *Chemical Geology*, v. 217, n. 3-4, p. 365-385, 2005.

MORAD, Sadoon; KETZER, J. M.; DE ROS, Luiz Fernando. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, v. 47, p. 95-120, 2000.

MOREIRA, J. L. P. et al. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 15, n. 2, p. 531–549, 2007.

MUNIZ, M. C.; BOSENCE, D. W. J. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. 2015.

OLIVEIRA, J. A. B. de et al. Tectônica e sedimentação do Pré-sal da Bacia de Santos. In: CHAGAS, A. A. Pinheiro; ARAÚJO, C. C.; SANTOS, L. A. (orgs.). *As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul*. Rio de Janeiro: Petrobras, 2023. Cap. 7. Disponível em: <https://publicacoesup.petrobras.com.br/peld/catalog/book/12/chapter/15>. Acesso em: 24 abr. 2025.

OSTE, J. T. F.; DE ROS, L. F.; BORGHI, L. Dolomitization on the Barra Velha Formation, Sururu Field, Santos Basin, Brazil. In: *Fourth EAGE Conference on Pre-Salt Reservoir*. European Association of Geoscientists & Engineers, 2024. p. 1-6.

PEREIRA, Tainá P. et al. 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.

PETROBRAS. Petrobras informa sobre decisão da ANP em relação aos campos de Berbigão e Sururu. Agência Petrobras, 24 jan. 2025. Disponível em: <https://agencia.petrobras.com.br/w/negocio/petrobras-informa-sobre-decisao-da-anp-em-relacao-aos-campos-de-berbigao-e-sururu>. Acesso em: 27 jun. 2025.

PETROBRAS. Petrobras informa sobre descoberta de maior coluna de óleo no pré-sal da Bacia de Santos. Agência Petrobras, 3 ago. 2018. Disponível em: <https://agencia.petrobras.com.br/w/negocio/petrobras-informa-sobre-descoberta-de-maior-coluna-de-oleo-no-pre-sal-da-bacia-de-santos>. Acesso em: 27 jun. 2025.

PIETZSCH, Raphael et al. Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: a continental record of pCO₂ during the onset of the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) interval?. *Chemical Geology*, v. 535, p. 119457, 2020.

POLITO, R.; RAMALHO, A. Petrobras descobre maior coluna de óleo do pré-sal da Bacia de Santos. *Valor Econômico*, 3 ago. 2018. Disponível em: <https://valor.globo.com/empresas/noticia/2018/08/03/petrobras-descobre-maior-coluna-de-oleo-do-pre-sal-da-bacia-de-santos.ghtml>. Acesso em: 27 jun. 2025.

POROS, Zsófia et al. PSOrigin of Silica in Pre-Salt Carbonates, Kwanza Basin, Angola. 2017.

RENAUT, R. W.; TIERCELIN, J. J.; OWEN, R. B. Mineral precipitation and diagenesis in the sediments of the Lake Bogoria basin, Kenya Rift Valley. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 25, n. 1, p. 159-175, 1986.

REZENDE, M. F.; POPE, M. C. Importance of depositional texture in pore characterization of subsalt microbialite carbonates, offshore Brazil. 2015.

RIGOTI, C. A. et al. 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.

- ROSSONI, Rodrigo B. et al. The role of compaction in the diagenetic evolution of Pre-Salt Aptian deposits of Santos Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 466, p. 106650, 2024.
- SALLER, A. et al. Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. *AAPG Bulletin*, v. 100, n. 7, p. 1135–1164, 2016.
- SARTORATO, Ana Carolina Leonel; TONIETTO, Sandra Nelis; PEREIRA, Egberto. 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. p. 1-3.
- SAYÃO, R. Fricks et al. Characterization of Dolomite Crystals in a Well Core from Sururu Field, Pre Salt, Santos Basin. In: *Fourth EAGE Conference on Pre-Salt Reservoir*. European Association of Geoscientists & Engineers, 2024. p. 1-5.
- SCHRANK, Argos Belmonte Silveira et al. Interactions between Clays and Carbonates in the Aptian Pre-Salt Reservoirs of Santos Basin, Eastern Brazilian Margin. *Minerals*, v. 14, n. 2, p. 191, 2024.
- SIEVER, Raymond. Silica solubility, 0-200 C., and the diagenesis of siliceous sediments. *The Journal of Geology*, v. 70, n. 2, p. 127-150, 1962.
- SPADAFORA, A. et al. Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology*, v. 57, p. 27–40, 2010.
- SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. *Marine and Petroleum Geology*, v. 77, p. 567–596, 2016.
- TEBOUL, Pierre-Alexandre et al. 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.
- TERRA, Gerson José Salamoni et al. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 18, n. 1, p. 9-29, 2010.
- TERRA, Silvia Amorim et al. The lower Barra Velha formation (Aptian) in the Atapu field, Santos basin: Geological model for a pre-salt succession. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 131, p. 104589, 2023.

TOSCA, Nicholas J. et al. Sedimentary talc in Neoproterozoic carbonate successions. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 306, n. 1-2, p. 11-22, 2011.

TOSCA, N. J.; MASTERSON, A. L. Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25°C: implications for early and late diagenesis. *Clay Minerals*, v. 49, n. 2, p. 165–194, 2014.

TOSCA, Nicholas J.; WRIGHT, Victor P. The formation and diagenesis of Mg-clay minerals in lacustrine carbonate reservoirs. In: Adapted from oral presentation given at 2014 AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas. 2014.

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. 2018.

TUTOLO, Benjamin M.; TOSCA, Nicholas J. Experimental examination of the Mg-silicate-carbonate system at ambient temperature: Implications for alkaline chemical sedimentation and lacustrine carbonate formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 225, p. 80-101, 2018.

VERRECCHIA, E. P. et al. Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO₃ precipitation as a major contributor to crust formation. *Journal of Sedimentary Research*, v. A65, n. 4, p. 690–700, 1995.

WORDEN, Richard H. Dawsonite cement in the Triassic Lam Formation, Shabwa Basin, Yemen: A natural analogue for a potential mineral product of subsurface CO₂ storage for greenhouse gas reduction. *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, n. 1, p. 61-77, 2006.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 418, n. 1, p. 209–219, 2015.

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.

WRIGHT, V. Paul. The mantle, CO₂ and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: Some carbonates are made, not born. *Sedimentology*, v. 69, n. 1, p. 47-73, 2022.

ZALÁN, Pedro Victor. Five kilometers of Paleozoic sediments beneath the pre-salt of Santos basin. In: *International Conference and Exhibition*, Barcelona, Spain. 2016. p. 3-6.