



**Maria Clara Goulart Coelho de Oliveira**

**CARACTERIZAÇÃO DAS DIFERENTES FORMAS DE DOLOMITA  
DO POÇO A, FORMAÇÃO BARRA VELHA, CAMPO DE LULA, BACIA  
DE SANTOS**

**Trabalho Final de Curso  
(Geologia)**

UFRJ

Rio de Janeiro

2022



UFRJ

**Maria Clara Goulart Coelho de Oliveira**

**CARACTERIZAÇÃO DAS DIFERENTES FORMAS DE DOLOMITA DO POÇO  
A, FORMAÇÃO BARRA VELHA, CAMPO DE LULA, 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.

Orientador(es):

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida  
Jeferson Santos

Rio de Janeiro

Março 2022

MARIA CLARA, Goulart Coelho de Oliveira  
**CARACTERIZAÇÃO DAS DIFERENTES FORMAS DE  
DOLOMITA DO POÇO A, FORMAÇÃO BARRA VELHA,  
CAMPO DE LULA, BACIA DE SANTOS/** Maria Clara  
Goulart Coelho de Oliveira - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo,  
2022.

xx, 93 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade  
Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,  
Departamento de Geologia, 2022.

Orientador(es): Leonardo Fonseca Borghi de Almeida,  
Jeferson Santos

1. Geologia. 2. Geologia Sedimentar – Trabalho de  
Conclusão de Curso. I. Leonardo Fonseca Borghi de  
Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro,  
Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III.  
Título.

Maria Clara Goulart Coelho de Oliveira

**CARACTERIZAÇÃO DAS DIFERENTES FORMAS DE DOLOMITA DO POÇO  
A, FORMAÇÃO BARRA VELHA, CAMPO DE LULA, 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.

Orientador(es):

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Jeferson Santos

Aprovada em: 31 de março de 2022

Por:

---

Orientador: Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

---

Dra. Josiane Branco Plantz (UFRJ)

---

Msc. Felipe Emerson André Alves (UFRJ)

## **Agradecimentos**

Agradeço ao apoio financeiro e logístico fornecido pelo Projeto Pré-sal.

Ao CETEM, pelas análises de MEV/EDS.

Ao professor Dr. Leonardo Borghi e Marcelo Mendes, pela oportunidade e ensinamentos, durante todos os anos.

Ao Helisson Santos por toda ajuda e discussões, que foram de suma importância para a concretização deste trabalho.

A Laís Ferreira, por todo auxílio durante a realização deste trabalho.

Aos colegas do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED), pelos momentos de troca e por estarem sempre dispostos a ajudar, em especial aos meus orientadores, Jeferson Santos, Julia Favoreto e Michele Arena. E aos companheiros que tanto me ensinaram, Sandia Gaspar, Mariana Meirelles, Nathalie Díaz, Rebecca Transcoveski, Caio Guedes, Maria Eduarda Verbicário e Julia de Oliveira.

A Deus e Nossa Senhora das Graças, por serem meu esteio durante a longa jornada, por estarem presentes quando meus pais fisicamente não podiam.

Aos meus amados pais, Ane France e Luiz Otávio, meu irmão Miguel Otávio, meus avós Hely e Glêdes, meu noivo Rodrigo Lima e a toda família, essa conquista nunca será só minha. Obrigada por tudo!

E aos meus queridos amigos da faculdade, que me acolheram e se tornaram minha família no Rio de Janeiro, em especial a Anna Gabrielle Oliveira, Danniell Dutra, Elaine Neri, Gerson Felizardo, Hamanda Kuntz, Jairysson Melo, Leonardo Santos, Mateus Andrade, Paloma Lisboa, Rodrigo Sangoi, Shirlene Barros, Vinícius Jorge e Willian Gouvea. Obrigada por tornarem a caminhada mais leve e inesquecível!

## Resumo

GOULART COELHO DE OLIVEIRA, Maria Clara. **Caracterização Das Diferentes Formas De Dolomita Do Poço A, Formação Barra Velha, Campo De Lula, Bacia De Santos** 2022. Xx,93 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A dolomita é um dos principais minerais carbonáticos, podendo se apresentar de texturas diversas e distintas, sendo capaz de indicar diferentes ambientes de sedimentação e/ou fases diagenéticas. Assim, o objetivo deste trabalho, consistiu em identificar e caracterizar os cristais de dolomita, através de análise petrográfica de 20 lâminas do poço A, Bacia de Santos, Formação Barra Velha. Com o auxílio das técnicas analíticas de catodoluminescência (CL) e microscopia eletrônica de varredura com análises pontuais por espectroscopia de energia dispersiva de raios X (MEV/EDS) foi possível observar a relação dessas ocorrências nas fácies carbonáticas descritas nas lâminas delgadas. Com base nas descrições, foram identificadas seis principais texturas de dolomita: blocosa, mosaico, lamelar, franja, sela e romboédrica. Classificadas segundo Sibley & Gregg (1987) e Randazzo & Zachos (1983). Adolomita dos tipos lamelar, franja, sela e blocosa, ocorrem associadas à fácies *Spherulestone* laminado com *shrubs*. A dolomita mosaico e blocosa estão associadas a fácies *Spherulestone* laminado com argila. A dolomita mosaico não possui padrão de zonação e nenhuma correlação direta com o excesso de Ca na estrutura cristalina. Foi observado que a dolomita lamelar contínua, comumente evolui para a lamelar pseudomófica (descontínua). A dolomita em franja é um subtipo da lamelar contínua, ocorrendo na borda dos esferulitos e *shrubs*. A dolomita em sela ocorre como cimento e substituindo poros, no entanto, não foi possível traçar uma relação com origem hidrotermal. A dolomita romboédrica ocorre associada a lamelar contínua.

Palavras-chave: Dolomita; Formação Barra Velha; Pré-Sal.

## Abstract

GOULART COELHO DE OLIVEIRA Maria Clara. **Characterization of the Different Forms of Dolomite in Well A, Barra Velha Formation, Campo De Lula, Santos Basin.** 2022. xx, 93 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Dolomite is carbonate with a complex structure, a mineral, and may have different textures, being able to indicate different sedimentation environments and/or diagenetic phases. Thus, the objective of this work is to identify and characterize the dolomite crystals, through the petrographic analysis of 20 thin section from well A, Santos Basin, Barra Velha. With the aid of X-ray analysis techniques (MEV/EDS occurrence in facies) Based on the duplicates, six main dolomite textures were identified: blocky, mosaic, lamellar, fringe, saddle and rhombohedral. Were classified as according to Sibley & Gregg (1987) and Randazzo & Zachos (1983). The lamellar, fringe saddle and block dolomite, occurrence, associated with Spherulestone facies laminated with shubs. The mosaic and block dolomite are associated with laminated Spherulestone facies with clay. Dolomite mosaic has no zonation pattern and no direct structure with excess gloss. Pseudomorphic (discontinuous) lamellar dolomite has been observed, commonly evolving into pseudomorphic lamellar dolomite. Saddle dolomite occurs as cement, yet, and replacing pores, however, it was not possible to trace a relationship with hydrothermal origin. Rhombohedral dolomite occurs associated with continuous lamellardolomite.

Key-Words: Dolomite, Barra Velha Formation, Pre-Salt

## Lista de Figuras

Figura 1- Mapa de localização da Bacia de Santos- Campo de Lula (em amarelo). (ANP, 2021).....	4
Figura 2: Localização no poço A, das 100 lâminas petrográficas (pontos pretos) analisadas. Os pontos vermelhos representam as 20 lâminas escolhidas para detalhamento (Imagem ilustrativa). .....	5
Figura 3: Imagem mostrando possíveis ativadores, sensibilizadores e inibidores e suas concentrações efetivas mínimas em calcita e dolomita, retirado de (Farias ,2018).....	7
Figura 4: (A) célula unitária de calcita hexagonal. Planos de $Ca^{2+}$ , alternando com planos de $CO_3^{2-}$ , perpendiculares ao eixo “c”. (B) Célula unitária da dolomita com alternância de planos de $Ca^{+2}$ , $Mg^{+2}$ e $(CO_3)^{-2}$ também perpendiculares ao eixo “c” (Gregg, <i>et al.</i> , 2015)	10
Figura 5: Desenho esquemático mostrando a classificação dos cristais de dolomita quanto a sua forma (Scholle & Ulmer -Scholle, 2003 <i>apud</i> Tonietto, 2010).....	12
Figura 6: Classificação de texturas de dolomita (Greg & Sibley, 1987; retirado de Boggs, 2009).....	14
Figura 7:Classificação de <i>fabric</i> dolomita (Randazzo & Zachos, 1983;retirado de Flugel ,2004. ....	16
Figura 8: Cristal de dolomita zonada mostrando um centro nublado e uma borda quase clara. Calcário paleozóico, Great Basin, EUA. Nicois cruzados (Boggs, 2009). .....	17
Figura 9: Zoneamento do setor composicional em cristais de dolomita, conforme revelado por catodoluminescência (Boggs, 2009). .....	18
Figura 10: Esquema mostrando os diferentes modelos de dolomitização e ilustrando a variedade de mecanismos para a movimentação de fluidos dolomitizantes, através dos sedimentos (Tucker <i>et al.</i> , 1990, modificado por Tonietto, 2010). .....	23
Figura 11: Classificação de poros carbonáticos segundo (Michel, 2004).....	27



Figura 12: Classificação de dolocretes e calcretes (Wright & Tucker, 1991).....	29
Figura 13: Mapa de localização do polígono do pré-sal e do Campo de Lula ANP (2021). .....	34
Figura 14: Os estágios de separação do Gondwana, o processo de fissura até a ruptura total. Os círculos vermelhos indicam a zona de influência dos pontos quentes de Tristão da Cunha e Santa Helena (Silva & Pereira, 2017).....	36
Figura 15: Mapa de localização da Bacia de Santos com os principais elementos do arcabouço estrutural/regional (Fernandez, 2017) .....	38
Figura 16: Diagrama Cronoestratigráfico da Bacia de Santos (modificada de Moreira <i>et al.</i> , 2007); (retirado de Farias <i>et al.</i> , 2019) .....	39
Figura 17: Carta Cronoestratigráfica da Bacia de Santos (Moreira <i>et al.</i> , 2007).....	44
Figura 18: Distribuição de dolomita identificadas ao longo do poço. ....	46
Figura 20: Em A) Cristais de dolomita do tipo blocosa em nicóis paralelos, profundidade X074,00m; B) mesma imagem de A, porém em nicóis cruzados; C) cristais de dolomita blocosa em detalhe, profundidade X074,85m. Notar cristais límpidos (seta preta), cristais com zoneamento (seta amarela) e cristais com dissolução no núcleo e na borda (seta verde); D) mesma imagem de C, porém em nicóis cruzados. Notar extinção ondulante em alguns cristais (seta vermelha); E) cristais de dolomita blocosa em detalhe, nicóis paralelos, profundidade: X123,85m. Notar núcleo turvo/castanho (seta laranja) e borda escura (seta marrom); F) mesma imagem de E, porém, em nicóis cruzados. ....	48
Figura 21: A) Imagens de catodoluminescência de cristais de dolomita blocosa presentes na profundidade x109,55m; B) Imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de dolomita presentes na profundidade X126,05m a esquerda (os números indicam análises pontuais por EDS); e a direita, detalhe da imagem de catodoluminescência mostrando núcleo aceso (seta amarela). ....	49

Figura 22: (A) Imagem de MEV-EDS na profundidade X175,15m observa-se o excesso de Ca diminuindo do núcleo para a borda; em B observa-se novamente o excesso de Ca no núcleo e um cristal com borda de magnesita .....50

Figura 23: A) Cristais de dolomita mosaico, profundidade x121,00m, bem compactados, substituindo a argila (seta vermelha) em nicóis paralelos; B) mesma imagem de A em nicóis cruzados; C) Cristais de dolomita mosaico, profundidade x046,45m(seta vermelha) intercalados com dolomita do tipo blocosa em nicóis paralelos; D) mesma imagem de C em nicóis cruzados. .... 51

Figura 24: Cristais de dolomita do tipo mosaico em catodoluminescência (CL) na profundidade X121,00; B) Cristais de dolomita mosaico em MEV. Nota-se que não é possível observar um padrão de zonação dos cristais na catodoluminescência em MEV e que os cristais não apresentam fácies definidas. ....52

Figura 25: químico de MEV-EDS na profundidade X120,00m. Note que mesmo em baixas proporções, o Fe se faz presente em maior quantidade do que na dolomita blocosa 52

Figura 26: Em A) Dolomita lamelar com lamelas contínuas (seta preta) nos interstícios dos *shrubs* e esferulitos em nicóis paralelos na profundidade X082,00m; B) Detalhe das lamelas contínuas, frequentemente com uma feição linear escura ao centro (seta vermelha), em nicóis cruzados; C) lamelas de dolomita contínua (seta preta), com cristais de dolomita romboédrica associada as lamelas em nicóis paralelos (seta amarela) na profundidade X078,35m; D) mesma imagem de C em nicóis cruzados; E) detalhe das lamelas com borda mais escura (seta preta) associadas a dolomita romboédrica (seta verde) em nicóis paralelos na profundidade X113,15m; F) mesma imagem de E, mostrando a extinção ondulante na lamela (indicado pela seta azul) em nicóis cruzados. ....54

Figura 27: A) lamelas descontínuas de dolomita em nicóis paralelos na profundidade X036,60m; B) mesma imagem de A, em nicóis cruzados; C) detalhe das lamelas decontínuas

(seta vermelha) em nicóis paralelos; D) mesma imagem de C, em nicóis cruzados. Note que os cristais apresentam uma entre as lamelas (seta vermelha). ..... 55

Figura 28: Imagem de catodoluminescência (CL) da lamela contínua de dolomita, na profundidade x109,55. Notar a borda de dolomita com cor avermelhada mais escura (seta amarela), e no centro da lamela, a cor esverdeada, como resposta ao teor de Si presente na lamela. Obs: Brilho e contraste foram ajustados para visualizar melhor as feições..... 56

Figura 29: Em A) Imagem de MEV das lamelas de dolomita contínua, na profundidade x109,55. Note o núcleo da lamela com um lineamento escuro (seta vermelha). Em B) mesma imagem de A, porém de catodoluminescência (CL); em C) MEV/EDS. Note o teor de sílica presente. Obs: Brilho e contraste foram ajustados para visualizar melhor as feições. .... 56

Figura 30: Em A) Imagem de catodoluminescência (CL) com brilho e contraste ajustados, na profundidade X036,60m. Note a borda das lamelas com cor avermelhada mais forte (seta amarela); em B) sobreposição da imagem de catodoluminescência sobre uma imagem de MEV. Em C) detalhe da imagem de MEV. Note a relação de quartzo e dolomita (a esquerda), na imagem a direita, imagem de MEV. As siglas Qz corresponde a quartzo e Dol a dolomita 57

Figura 31: A) Dolomita franja envolta ao esferulito (seta vermelha) em nicóis paralelos, na profundidade X033,95m; B) mesma imagem de A em nicóis cruzados; C) dolomita franja envolvendo esferulito (setas amarelas), nicóis paralelos. Note que é possível observar também dolomita lamelar; em D) mesma imagem de C, em nicóis cruzados. .... 58

Figura 32: A) dolomita estilo em sela de cristais subédricos (seta vermelha), em nicóis paralelos na profundidade X055,15m; B) mesma imagem de A, porém em nicóis cruzados. Note a extinção ondulante dos cristais (seta vermelha) e dissolução na borda (seta amarela). 59

Figura 33: A) dolomita do tipo sela com cristais anédricos (seta vermelha) em nicóis paralelos na profundidade X033,95m; B) mesma imagem de A, em nicóis cruzados; C) detalhe para forte extinção ondulante (seta vermelha), em nicóis cruzados na profundidade x055,10m;<sup>i</sup>

D) imagem de catodoluminescência. Note que a luminescência da dolomita em sela anédrica é avermelhada escura, maciça e indistinta (seta vermelha), com alguns pontos de vermelho um pouco mais claro (seta amarela). Obs: Brilho e contraste foram ajustados para visualizar melhor as feições..... 60

Figura 34: A) Imagem do MEV, mostrando as análises químicas pontuais de EDS e a imagem de catodoluminescência (CL) mostrando a fraca luminescência na dolomita subédrica, na profundidade X074,00m. Note uma dissolução na borda do cristal maior; B) Imagem de catodoluminescência (CL) mostrando uma fraca luminescência. Note que o Ca aumenta em direção a borda do cristal..... 60

Figura 35: A) Cristais de dolomita romboédrica em nicóis paralelos, na profundidade X078,35m. Note que alguns cristais apresentam dissolução na borda (seta vermelha) e no núcleo (seta amarela); B) mesma imagem de A, em nicóis cruzados. Note cristal com extinção ondulante (seta azul); C) cristais de dolomita romboédrica entre as lamelas de dolomita, na profundidade XX13,15m. Note núcleo turvo, cor acastanhado (seta vermelha), nicóis paralelos; D) mesma imagem de C, em nicóis paralelos. .... 62

Figura 36: Em A) Os pontos de análise química por EDS mostram um maior excesso de Ca na borda, pelo MEV, na profundidade X078,35m. Note a dissolução na bora (seta azul); B) mesma imagem de A, em catodoluminescência (CL). Note a borda escura (seta vermelha) e núcleo com luminescência forte (seta amarela)..... 63

**Lista de Quadro**

Quadro 1: Quadro comparativo com as características das texturas de dolomita..... 65

## Sumário

Agradecimentos.....	v
Resumo.....	vi
Abstract .....	vii
Lista de Figuras .....	viii
Lista de Quadro .....	xiii
1 INTRODUÇÃO .....	1
2. OBJETIVO.....	2
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	3
3.1. Materiais e Métodos .....	3
3.1.1. Descrição petrográfica.....	4
3.1.2. Catodoluminescência (CL).....	6
3.1.3. Microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS) .....	7
4. ESTADO DA ARTE.....	9
4.1. Introdução.....	9
4.2. Dolomita.....	10
4.2.1. Dolomita Zonada.....	16
4.3. Tipos de Dolomita .....	18
4.4. Ambientes de formação de dolomita .....	20
4.5. Dolomitização.....	22
4.6. Dedolomitização .....	25

4.7.	Dolomito.....	25
4.8.	Dolomita descritas no Pré-Sal .....	30
4.9.	Dolomita em contexto lacustre no Brasil e no mundo (análogos).....	32
5.	CONTEXTO GEOLÓGICO .....	33
5.1.	Introdução.....	33
5.2.	Evolução e Arcabouço estrutural.....	35
5.3.	Arcabouço Estratigráfico.....	39
6.	RESULTADOS .....	45
6.1.	Dolomita .....	45
6.1.1	Dolomita Blocosa.....	47
6.1.2	Dolomita Mosaico.....	50
6.1.3	Dolomita lamelar.....	52
6.1.4	Dolomita Franja.....	57
6.1.5	Dolomita em sela.....	58
6.1.6	Dolomita romboédrica.....	61
7	DISCUSSÕES .....	65
8	CONCLUSÃO .....	70
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	73

## 1 INTRODUÇÃO

Rochas carbonáticas são constituídas em sua maioria por minerais carbonáticos, sendo os mais importantes, a calcita e a dolomita, as quais possuem o radical aniônico  $(\text{CO}_3)^{2-}$  normalmente ligado a um ou mais cátions divalentes, como o  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  e  $\text{Zn}^{2+}$  (Boggs, 2009; Tucker *et al.*, 1990).

Dolomita é um mineral carbonático formado por Ca e Mg, de fórmula química genérica  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , de sistema cristalino hexagonal e um romboedro de três direções (trigonais). É um dos minerais sedimentares mais importantes, devido a sua presença em rochas reservatórios em uma grande proporção de reservas convencionais de petróleo e gás natural no mundo (Davis, 1979).

Estudos recentes sobre o pré-sal, apontam uma presença frequente de dolomita em seus depósitos, na Bacia de Campos e na Bacia de Santos, impactando na qualidade dos reservatórios. Visto isso, se faz cada vez mais importante o entendimento de como o mineral dolomita se forma e como suas texturas impactam na qualidade destes reservatórios em relação a porosidade.



## **2. OBJETIVO**

O objetivo deste trabalho é identificar, caracterizar e classificar os tipos de dolomita que ocorrem no poço A, para compreender como este mineral ocorre ao longo do poço.

### **3. MATERIAIS E MÉTODOS**

#### **3.1. Materiais e Métodos**

O presente trabalho envolveu as seguintes etapas: 1) Extensa pesquisa bibliográfica, através de livros, artigos, dissertações e teses; e 2) Etapa de laboratório. A etapa de laboratório compreendeu a caracterização petrográfica das amostras estudadas utilizando-se: i) imageamento de catodoluminescência (CL), que foi realizado no Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ); ii) imageamento por MEV/EDS realizado no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). Além da caracterização petrográfica, a caracterização por MEV/EDS também envolveu a obtenção de dados de química mineral por EDS.

O material de estudo utilizado, foram 100 lâminas petrográficas obtidas do poço A, no intervalo Pré-Sal, Campo de Lula, Formação Barra Velha, situado na Bacia de Santos (figura 1), que haviam sido previamente descritas pelo projeto. As 100 lâminas foram utilizadas para identificar as diferentes texturas e analisar a distribuição das texturas ao longo do poço (figura 2). No entanto, dessas 100 lâminas, 20 lâminas mais representativas, foram selecionadas para um maior detalhamento, e foram feitas as análises de CL, MEV/EDS apenas de 11 lâminas.

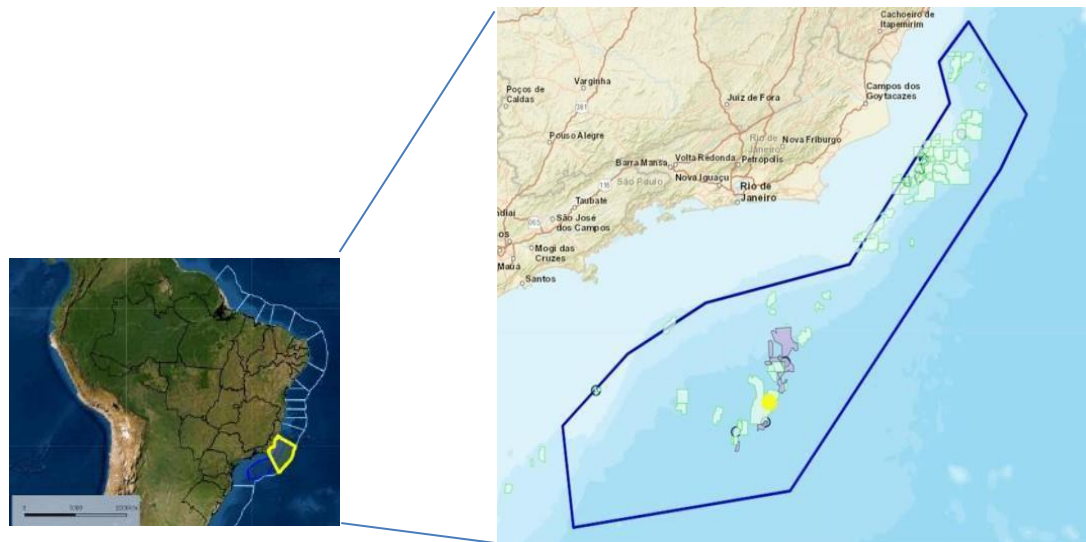


Figura 1- Mapa de localização da Bacia de Santos- Campo de Lula (em amarelo). (ANP, 2021).

A metodologia aplicada para o desenvolvimento do trabalho que se divide em: Descrição petrográfica (item 3.1.1), imageamento de catadoluminescência- CL (item 3.1.2) e análises detalhadas por MEV-EDS (item 3.1.3).

### 3.1.1. Descrição petrográfica

As lâminas foram fornecidas pelo Projeto Pré-Sal -- Caracterização geológica de reservatórios carbonáticos do intervalo Pré-Sal da Bacia de Santos, correlatos (Bacia de Sergipe-Alagoas) e análogos (Número ANP 20225-9).

As fácies utilizadas neste trabalho, foram descritas pelo Projeto Pré-Sal, sendo definidas internamente, pelo Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED). Foram utilizadas a fácies *Spherulestone* laminado com *Shrubs*, uma rocha composta por

agregados de calcita, formando arbustos (*Shrubs*) e *Spherulestone* laminado com argila, uma rocha composta por agregados de calcita esferoidal e esféricas, dispersos em matriz (argilosa, calcítica e/ou dolomítica).

A caracterização petrográfica foi feita com o auxílio de um Microscópio óptico *Zeiss A2M*. Foi utilizado microscopia óptica com luz polarizada, sendo o microscópio composto por dois polarizadores (nicóis) 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. Os parâmetros petrográficos determinados foram composição (arcabouço, matriz, cimentos e/ou substituições), textura, estrutura e porosidade.

Do total de lâminas analisadas em microscópio óptico, foram selecionadas 11 lâminas delgadas para análises de Catodoluminescência (CL) e MEV-EDS.

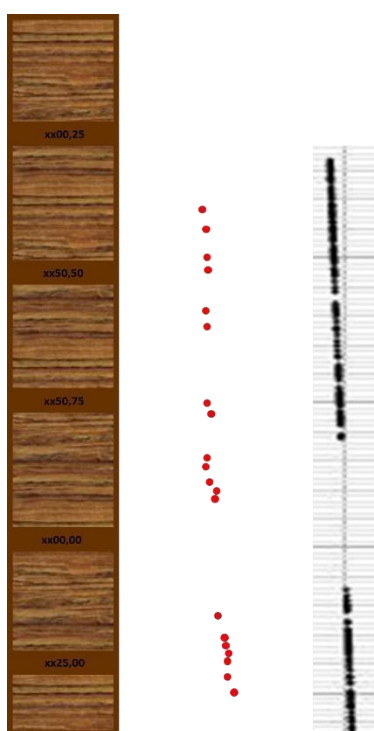


Figura 2: Localização no poço A, das 100 lâminas petrográficas (pontos pretos) analisadas. Os pontos vermelhos representam as 20 lâminas escolhidas para detalhamento (Imagem ilustrativa).

### 3.1.2. Catodoluminescência (CL)

A técnica de catodoluminescência foi aplicada neste estudo, para verificar padrões de cristalização nos diferentes tipos de dolomita que foram identificados e para auxiliar nas análises por MEV-EDS.

As análises foram realizadas utilizando-se uma fonte de elétrons CITL Mk 5-2, operada a 12 kV, 215  $\mu$ A em vácuo ( $<0.050$  mBar) acoplado a um microscópio Scope.A1 da Zeiss. As imagens foram coletadas utilizando-se uma câmera AxioCam 503 color Zeiss e foram posteriormente processadas utilizando-se o software ZEN 2.86 lite (Zeiss).

A catodoluminescência (CL) corresponde ao fenômeno ótico de luminescência que ocorre quando um cristal é submetido à incidência de um feixe de elétrons. O equipamento utilizado é acoplado ao microscópio petrográfico e é composto por: uma bomba de vácuo, um canhão de elétrons, uma câmara de vácuo com controle manual de platina nas direções X, Y e Z. Sendo uma ferramenta utilizada para auxiliar na distinção entre fases autigênicas, detritais e diagenéticas em rochas carbonáticas, possibilitando visualizar de forma clara as relações diagenéticas entre grão, matriz, cimento, e porosidade, além de reações de substituição (Hiatt & Pufahal, 2014).

As cores do efeito de luminescência são geradas dentro do comprimento de onda do espectro visível permitindo a visualização de diferentes características texturais e composicionais dos minerais presentes na amostra. As cores geradas estão intrinsecamente ligadas à elementos ativadores e inibidores de catodoluminescência presentes na estrutura cristalina do mineral. Em carbonatos (calcita e dolomita), o elemento ativador mais comum é o Mn (concentração em ppm) (figura 3). Entretanto, as cores da luminescência obtidas devem ser interpretadas com cautela, uma vez que determinada cor não tem correspondência direta com uma dada fase mineral.

Ativadores > 10-20 ppm	Sensibilizadores > 10ppm	Inibidores > 30-35ppm
Mn+3	Pb+3	Fe+2
Sm+3	Ce+3	Fe+3
Tb+3	etc...?	Ni+2
Dy+3		Co+2
Eu+2		etc...?
Eu+3		
etc...?		

Figura 3: Imagem mostrando possíveis ativadores, sensibilizadores e inibidores e suas concentrações efetivas mínimas em calcita e dolomita, retirado de (Farias ,2018).

### 3.1.3. Microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS)

A técnica de microscopia eletrônica de varredura foi utilizada com a finalidade de identificar e quantificar a composição química e variações composicionais da dolomita e minerais associados, assim como verificar se há inclusões minerais e zoneamentos composicionais. Esta técnica permite também a identificação de fases minerais micrométricas que porventura não foram identificadas na petrografia ótica.

As análises foram feitas em 11 lâminas petrográficas após processo de polimento com suspensão de diamante de 3 e 1 micrômetro e metalização por deposição de carbono.

O equipamento utilizado foi um MEV FEI Quanta 400 com um sistema de microanálise química por dispersão de energia (EDS) Bruker Quantax 800 acoplado. Este sistema conta com espectrômetro de energia dispersiva Bruker XFlash 5010, tecnologia SSD (*silicon drift detector*). O MEV foi operado em alto-vácuo, tensão de aceleração de elétrons de 20 kV e spot size de 5.

As composições químicas dos minerais foram medidas por EDS, no sistema Bruker

Quantax já descrito, no modo semiquantitativo sem padrões, com autocalibração a partir da radiação de fundo (Bremstrahlung) da análise, com calibração para subtrair o recobrimento de carbono, correção PhiRhoZ por parâmetros fundamentais (Pouchou & Pichoir, 1991) e aquisição no modo “precise” (250 mil contagens por espectro total). A resolução espacial da microanálise por EDS é da ordem de 1  $\mu\text{m}$  de raio em superfície e em uma profundidade da ordem de 1,5 a 5  $\mu\text{m}$ , dependendo da densidade do material, no ponto analisado. Todas as análises de elementos em MEV-EDS apresentam-se em porcentagem de massa.

As imagens do MEV foram geradas utilizando-se um detector de elétrons retro-espalhados (backscatter electrons detector), no qual os níveis de cinza são proporcionais ao peso atômico médio dos elementos excitados pelo feixe de elétrons durante a varredura.

## 4. ESTADO DA ARTE

### 4.1. Introdução

Os minerais carbonáticos se dividem, em três grandes grupos: o grupo da Calcita (calcita, magnesita, rodocrosita, siderita, smithsonita, gaspeita e otavita); grupo da Dolomita (dolomita, ankerita, kutnohorita e minrecordita); e o grupo da Aragonita (aragonita, cerusita, estroncianita, witherita). Os minerais do grupo da calcita e da dolomita possuem o sistema cristalino hexagonal, enquanto os minerais do grupo da aragonita possuem sistema ortorrômbico. A diferença dos minerais que compõe o grupo da dolomita e calcita se dá pelos primeiros serem carbonatos duplos, ou seja, no grupo da dolomita, eles possuem  $Mg^{2+}$  e/ou  $Fe^{2+}$  em adição ao  $Ca^{2+}$  (Boggs, 2009).

Segundo Mehmood *et al.* (2018) a dolomita pode formar-se como um precipitado primário, por substituição diagenética ou fase hidrotérmica/metamórfica. Ainda de acordo com Mehmood *et al.* (2018) pode-se dividir a dolomita amplamente em dois grupos: dolomita primária e dolomita secundária. No grupo secundário, a dolomita pode se formar substituindo a calcita mineral precursora (processo de dolomitização).



## 4.2. Dolomita

O nome do mineral original *dolomie* foi dado por N.T. Saussure, em 1792, em homenagem ao geólogo francês Deodat Guy de Dolomieu (1750–1801), e foi aplicado pela primeira vez nas rochas dos Alpes Tiroleses, Áustria (Bourrouilh-Le Jan, 2000).

O mineral dolomita  $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ , possui uma estrutura cristalina que deriva da estrutura da calcita  $[\text{CaCO}_3]$ , cristaliza-se no sistema romboédrico e é alongada no eixo “c” ( Figura 4). A estabilidade do mineral, deve-se às camadas intercaladas de cátions ( $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ ) e estarem regularmente alternadas entre os ânions carbonáticos ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) (Demani, 2018).

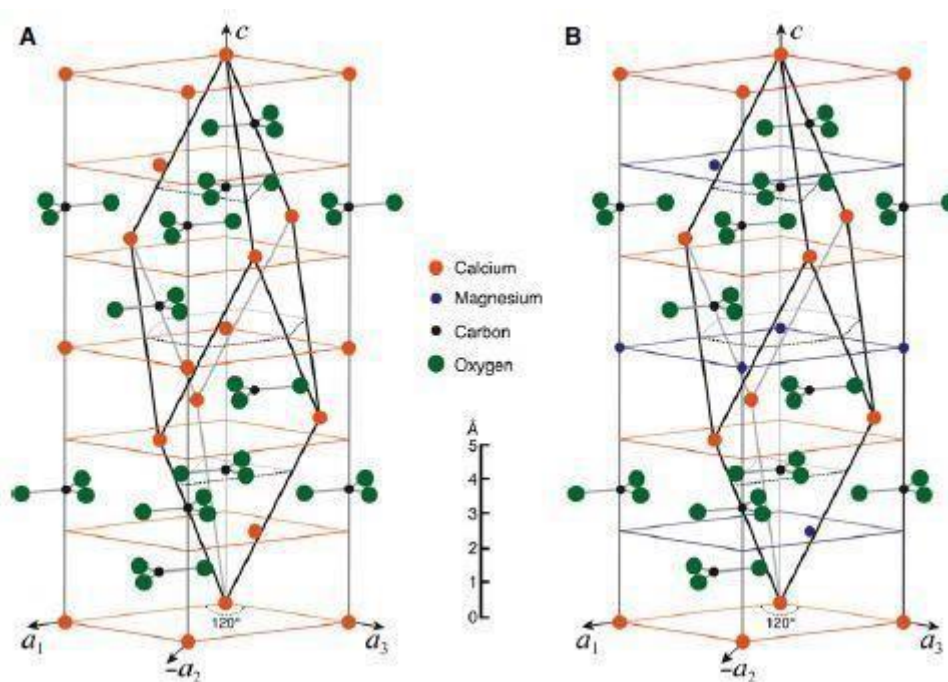


Figura 4: (A) célula unitária de calcita hexagonal. Planos de  $\text{Ca}^{2+}$ , alternando com planos de  $\text{CO}_3^{2-}$ , perpendiculares ao eixo “c”. (B) Célula unitária da dolomita com alternância de planos de  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$  e  $(\text{CO}_3)^{-2}$  também perpendiculares ao eixo “c” (Gregg, *et al.*, 2015)

A estabilidade do cristal de dolomita, ocasiona uma estrutura estável, com ângulos cristalográficos um pouco diferentes daqueles da calcita e com uma simetria distinta,

devido ao menor tamanho do íon Mg em relação ao do Ca, sendo representada com estequiometria,  $[\text{Ca}(\text{Mg})(\text{CO}_3)_2]$ . A dolomita estequiométrica, possui 21,9% de MgO; 30,4% de CaO e 47,7% de  $\text{CO}_2$  por peso (Warren, 2000; Klein & Mizusaki, 2007).

A dolomita não-estequiométrica, pode também ser denominada como pseudodolomita, sendo assim chamada, por não possuir a composição ideal. Em alguns casos, encontra-se excesso de Ca se comparada com a sua composição teórica (McCarty *et al.*, 2006) e raramente excesso de Mg. A estrutura cristalina deste tipo de dolomita, pode conter elementos traços que substituem o Ca e o Mg, tais como Na e Sr e em alguns casos, um alto número de cátions de Fe e Mn podem substituir o Ca na estrutura da dolomita. Isto ocorre devido a seus raios iônicos possuírem tamanho intermediário similar ao do íon cálcio.

Para Gregg & Sibley (1984 e 1987), os cristais de dolomita são classificados de forma descritiva/hierárquica em duas categorias principais: (i) quanto ao tamanho do cristal, podendo ser unimodal ou polimodal; e (ii) quanto a forma do cristal, em planar ou não planar. As texturas planares são subdivididas em euédricas ou subédricas. Os termos planar euédrico e planar subédrico, podem ser também classificados pelos referentes tipos de mosaicos, como, (a) mosaico idiotópico e (b) mosaico hipidiotópico e (c) não planar (figura 5), por mosaico xenotópico. Essa descrição também permite incluir a classificação de alóctones, matriz e cimento.

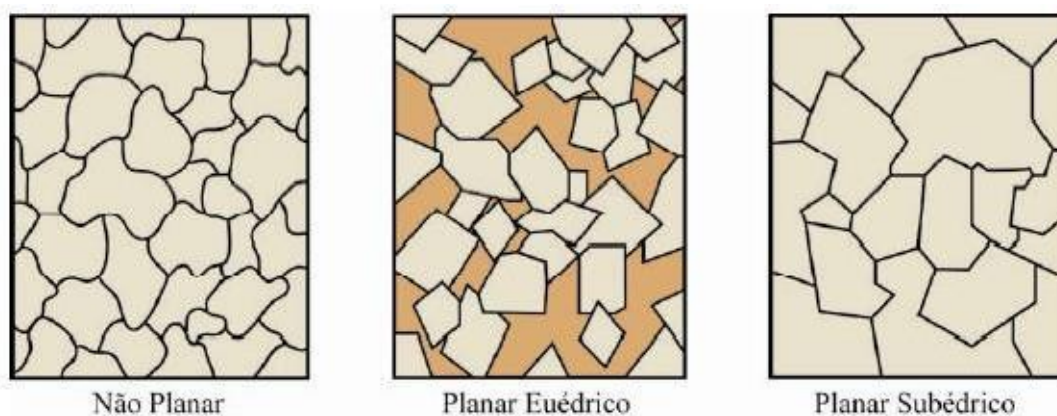


Figura 5: Desenho esquemático mostrando a classificação dos cristais de dolomita quanto a sua forma (Scholle & Ulmer -Scholle, 2003 *apud* Tonietto, 2010).

Os termos idiotópico, hipidiotópico e xenotópico, foram definidos por Freedman (1965), instituiu estes termos para facilitar a nomenclatura, que segundo ele, usavam as classificações de petrologia ígnea e metamórfica, que causavam confusão e inconsistências. Estes termos mencionados acima, descrevem ambos como, equigranular e inequigranular. A dolomita idiotópica, geralmente apresenta boa porosidade e se mostra também, uma boa rocha reservatória de petróleo e gás. No entanto, a dolomita hipidiotópica pode ou não, apresentar uma boa porosidade, e por fim, a dolomita xenotópica apresenta pouca ou nenhuma porosidade.

Uma vez que a rocha possui alta porosidade e cristais planares, estes propendem a ser euédricos, e possuem textura conhecida como planar-e. Se a rocha tem baixa porosidade e é planar, os cristais são de subédricos a anédricos e com textura conhecida como planar-s.

Encontram-se descrições adicionais de dolomita, na qual leva-se em consideração os aloquímicos existentes, a matriz e espaços vazios (cimentos). Os aloquímicos podem ou não serem substituídos, deixando moldes modificados ou parcialmente modificados e quando isso ocorre, eles podem ser alterados mimeticamente ou não mimeticamente, de

acordo com Kaldi & Gidman, 1982.

A substituição não-mímica pode preservar a forma, mas não a estrutura de uma alocação. Isso ocorre se houver relativamente poucos cristais nesta substituição. Fantasmas são inclusões em dolomita que formam os contornos e, às vezes, a estrutura interna destes aloquímicos originais (Dravis & Yurewicz, 1985). Caso a matriz deposicional original possa ser distinguida de preenchimento vazio, a matriz pode ser descrita como substituída, parcialmente substituída ou não substituída (figura 6).

O termo preenchimento de espaços vazios ao invés poros vazio, inclui cimento e dolomita que substituiu um cimento precursor. Muitas vezes é difícil distinguir o cimento dolomita dadolomita que substituiu um cimento. O termo preenchimento vazio é usado, portanto, para cobrir os dois tipos de dolomita. Subcategorias de preenchimento vazio permitem uma descrição mais detalhada. Muitas vezes é possível demonstrar que o preenchimento de poros de dolomita substituiu um cimento precursor e isso pode ser observado na classificação. Se não houver uma evidência de que uma dolomita preencheu um poro, então a classificação deve parar em "dolomita de preenchimento de vazio".

Existem alguns problemas inerentes à parte do esquema de classificação que descreve aloquímicos, matriz e preenchimento de vazio. Esses problemas surgem porque esses aspectos da classificação não podem ser quantificados e o reconhecimento destes se torna subjetivo. Os graus desses problemas variam de acordo com as rochas portanto, deve-se classificar apenas em planar e não-planar (Gregg & Sibley, 1987).

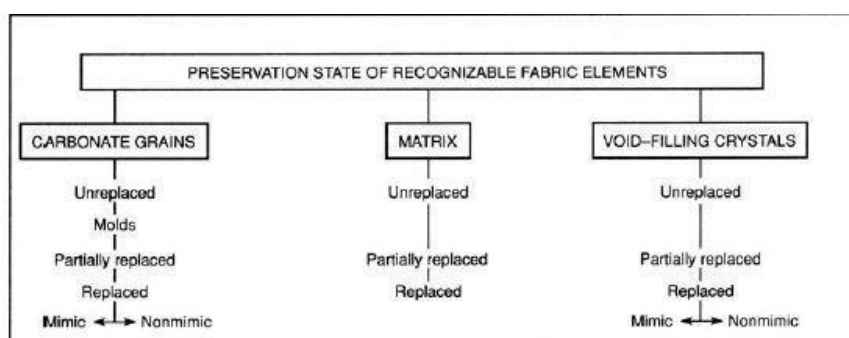
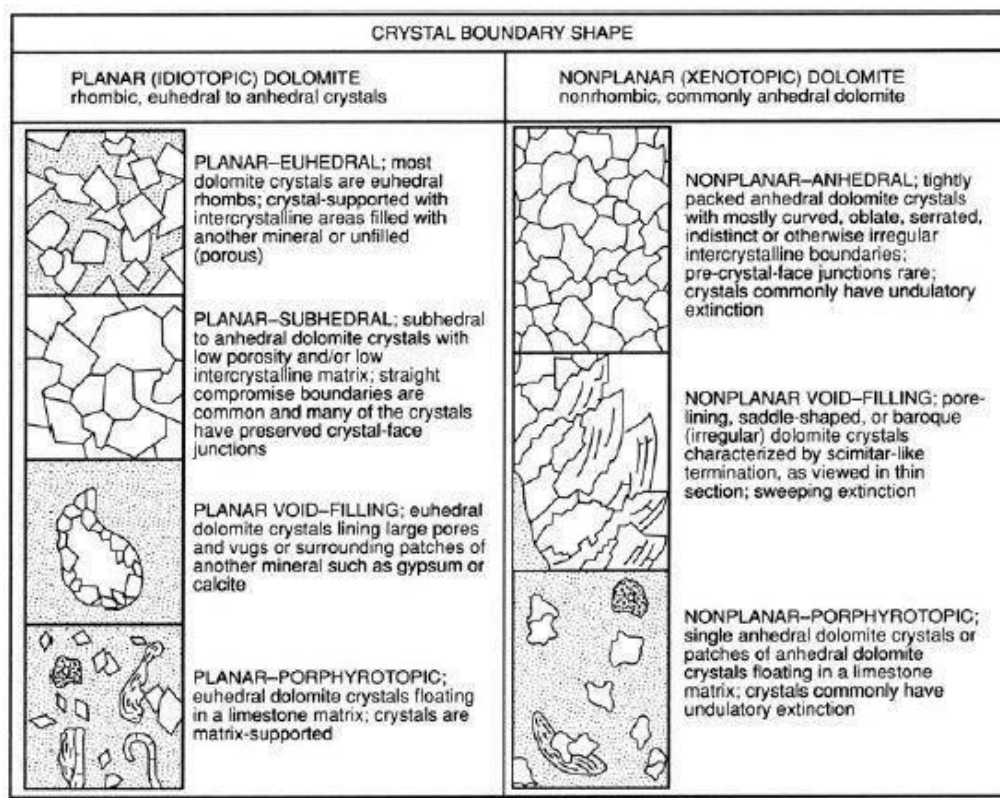


Figura 6: Classificação de texturas de dolomita (Greg & Sibley, 1987; retirado de Boggs, 2009).

Através da classificação proposta por Freedman (1965), na qual, existem três grupos considerados principais de *fabric* dolomita, conhecidos como (i) equigranular, (ii) inequigranular, individualizados por distribuições de tamanhos dos cristais unimodal, multimodal e (iii) afanotópico, composto por cristais <0,02 mm de diâmetro (insolúveis). Os cristais classificados como equigranular são divididos em idiotópicos, com texturas consideradas principalmente como euédricas. Já os cristais considerados inequigranulares

são divididos em hipidiotópicos, com texturas principalmente subédricas. E por fim, os cristais conhecidos como xenotópicos, possuem textura anédrica.

Randazzo & Zachos (1983), propuseram uma classificação baseada na classificação de Freedman, porém mais precisa com relação sobretudo, aos tipos inequigranulares (figura 7). Nesta classificação, os cristais do tipo equigranulares, são descritos de duas formas, como *mosaic* e peloidal. Os cristais *mosaic* são divididos em cristais *sutured*, que são cristais anédricos, fortemente compactados, com pouca ou nenhuma porosidade.

Cristais *sieve* são cristais anédricos a euédricos fracamente compactados e apresentam uma alta porosidade intercrystalina e móldica. A forma peloidal dos cristais possui propriedades distintas, com problemáticas em sua origem, é caracterizada como “coagulação” aguda e difusa de cristais com distribuição de tamanho essencialmente unimodal.

Os cristais inequigranulares são descritos como, *porphyrotopic*, *poikilotopic* e *mosaic*. Os cristais do tipo porphyrotopic são subdivididos em cristais do tipo *floating rhomb* e *contact-rhomb* que possuem como característica, cristais euédricos ou subédricos, isolados ou pouco isolados, em uma matriz de granulação fina.

Os cristais que formam o tipo mosaic, são subdivididos em *spotted* e *fogged*. O subtipo *spotted* caracteriza-se por pontos isolados de “manchas ou bolhas” bem definidos de cristais finos a muito finos, imersos em um mosaico com cristais mais grossos. O subtipo *fogged*, tem como características, áreas irregulares ou difusas, de cristais muito finos emersos em um mosaico com cristais mais grossos.

Por fim, os cristais do tipo Poikilotopic são assim chamados por se caracterizarem como cristais mais finos, contidos em cristais maiores (Randazzo & Zachos, 1983).

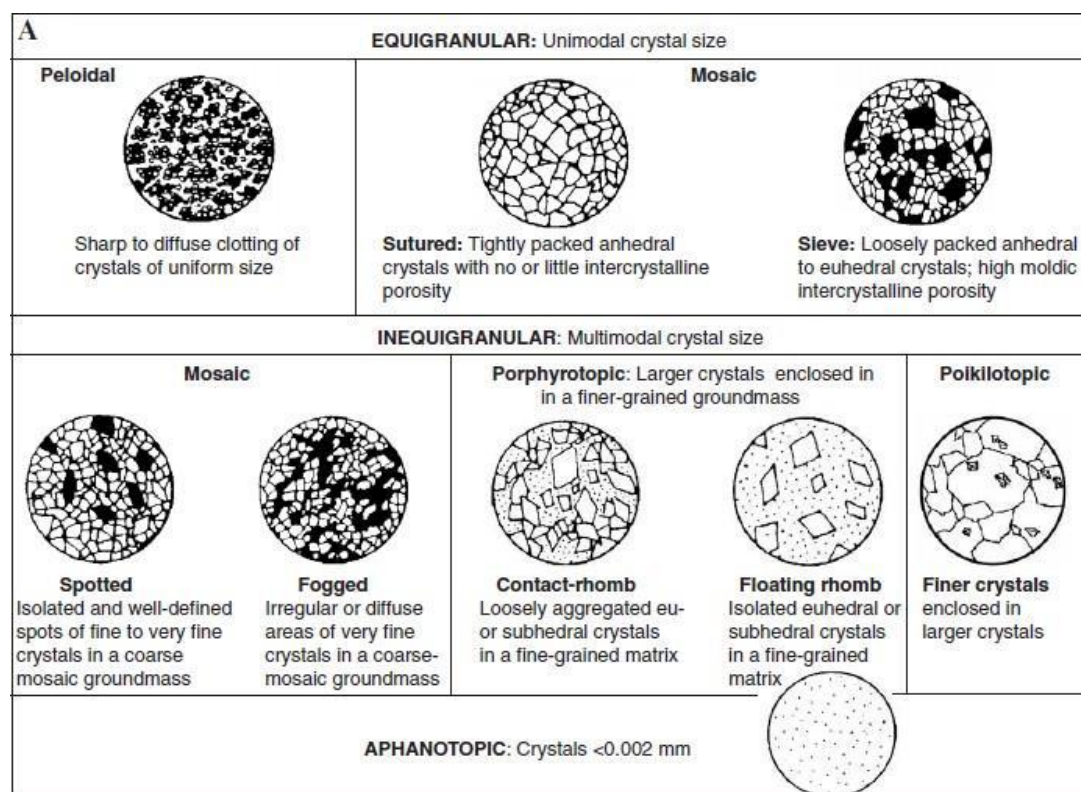


Figura 7: Classificação de *fabric* dolomita (Randazzo & Zachos, 1983; retirado de Flugel, 2004).

#### 4.2.1. Dolomita Zonada

Muitos cristais de dolomita apresentam uma zona central rômbrica de coloração escura cercada por uma faixa clara, e estes tipos de cristais são chamados de dolomita zonada. Estes centros mais escuros ocorrem devido a inclusões de calcita ou outros minerais. Em contrapartida, bordas/faixas não possuem inclusões. Os "cristais zonados" podem se formar pela substituição de um predecessor de  $\text{CaCO}_3$ , podendo ser um micrítico calcário, ou podem crescer em espaço poroso aberto. Se eles se formam dentro de um precursor calcário, os centros nublados (figura 8), representam a substituição do precursor  $\text{CaCO}_3$ . As faixas claras podem ter se formado nos espaços vazios dos poros, em torno deste núcleo mais escuro (Boggs, 2009).

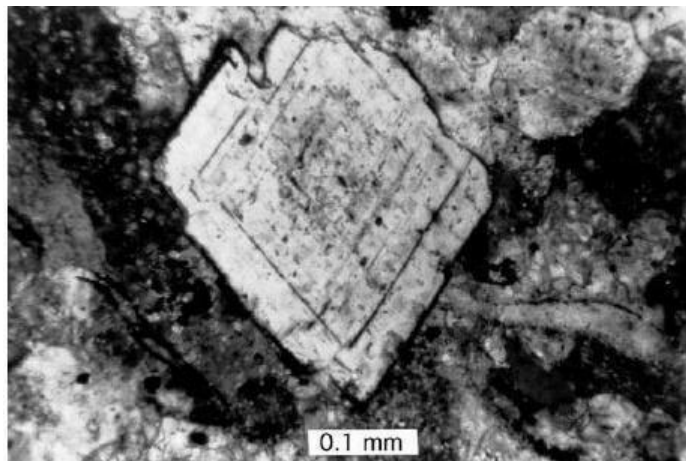


Figura 8: Cristal de dolomita zonada mostrando um centro nublado e uma borda quase clara. Calcário paleozóico, Great Basin, EUA. Nicois cruzados (Boggs, 2009).

Além destes “cristais zonados”, algumas dolomitas podem apresentar um zoneamento composicional, particularmente na composição do Fe, que quando oxidado, apresenta um padrão de cores observáveis em microscópio petrográfico, portanto, alguns cristais podem apresentar zoneamentos avermelhados (rico em ferro) alternados com cores claras (pobre em ferro). Como o ferro não substitui de forma rápida o Ca, a calcita não mostra este tipo de zoneamento de forma visível. Os cristais que não apresentam o zoneamento através de um microscópio petrográfico, podem mostrar um zoneamento de escala fina (figura 9), bem desenvolvido quando visualizado por um outro método, conhecido por catodoluminescência (Boggs, 2009).



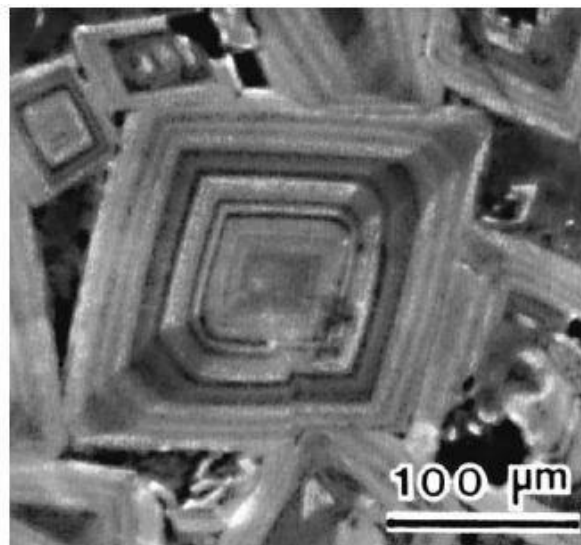


Figura 9: Zoneamento do setor composicional em cristais de dolomita, conforme revelado por catodoluminescência (Boggs, 2009).

### 4.3. Tipos de Dolomita

#### 4.4.

A dolomita de substituição, é formada pela substituição de  $\text{CaCO}_3$ , podendo variar de *fabric* restritiva e *fabric* seletiva a difusa. Os aspectos importantes a serem levados em consideração para este tipo de dolomita são: a mineralogia dos grãos, a extensão dos cristais, o momento em que ocorre a dolomitização e a natureza dos fluidos dolomitizantes. Esses cristais de dolomita apresentam mosaicos de substituição de romboedros que variam de anédricos a euédricos, com os termos idiotópicos e xenotópicos, referentes aos mosaicos. Sibley & Gregg (1987) salientaram a origem das formas dos contornos destes cristais, identificando-os como planares e não-planares. Segundo Sibley & Gregg (1984), os cristais de dolomita podem apresentar-se pseudomorfos às formas cristalinas do precursor  $\text{CaCO}_3$ . Isso ocorre a partir do momento que a dolomita nucleia em continuidade óptica o precursor  $\text{CaCO}_3$ , sendo importante desta representação pseudomórfica, o número de locais de nucleação (Tucker *et al.*, 1990; Boggs, 2009; Mehmood *et al.*, 2018).

Apesar da dolomita ser comumente por substituição, o cimento de dolomita é bastante comum. Na dolomita do Plio-Pleistoceno do Caribe-Bahamas, o cimento dolomítico se encontra entre os grãos dolomitizados e nos espaços vazios (poros). O cristal de dolomita também pode ocorrer como drusa, limpa e em forma de haste na extensão da calcita, apesar deste cimento ser apenas uma camada de romboedros grandes que revestem estes espaços vazios entre os grãos. Estes cristais possuem uma aparência esbranquiçada por serem muito claros e límpidos. Em algumas circunstâncias, o cimento dolomita compreende zonas de calcita sintaxe, que representa uma flutuação na química da água dos poros (Tucker *et al.*, 1990 e Mehmood *et al.*, 2018).

Segundo Gregg (1983), Tucker *et al.* (1990) e Mehmood *et al.* (2018), dolomita barroca, também conhecida como dolomita em sela ou dolomita de mastro branco pode ocorrer por substituição ou como cimento, é conhecida desta forma por apresentar como uma treliça de cristais deformados, com faces curvas, planos de clivagem curvos e extinção ondulante. Em amostras de mão, podem apresentar brilho perolado. Geralmente, o cristal deste tipo de dolomita é maior que 1 mm de diâmetro e é composto de subcristais, na qual resulta em uma superfície escalonada. Sua composição é rica em Ca, mas pode conter teores de Fe até 15% molar de  $\text{FeCO}_3$  de acordo com Woronick & Land (1985). Quando a dolomita barroca é produto de substituição, fluidos e Ca reliquiares se fazem presentes, dando a ela uma aparência mais escura, portanto, se ocorrer como cimento e substituição, os cristais normalmente se mostram com textura xenotópica de limites irregulares e curvados dentro do mosaico. A dolomita em sela pode também estar associada a hidrocarbonetos e com esta constatação, sugere-se que ela se forma dentro da janela de geração de óleo, a uma temperatura de 60°C a 150°C (Tucker *et al.*, 1990).

#### 4.5. Ambientes de formação de dolomita

Para Tucker *et al.*, (1990), Budd (1997), Machel (2004), Boggs (2009), Tonietto (2010), Banerjee (2016) e Mehmood (2018), hipoteticamente a dolomita pode se formar por três processos distintos:

- i. substituição de  $\text{CaCO}_3$  por  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$ , processo conhecido como dolomitização;
- ii. Cimentação de dolomita, que se dá pela precipitação de dolomita a partir de uma solução aquosa no poro primário ou secundário;
- iii. Precipitação da solução aquosa para formar depósitos sedimentares (dolomita primária).

Esses aspectos de formação podem ser enquadrados amplamente em dois grandes grupos: Dolomita primária e dolomita secundária, onde segundo Mehmood (2018), a dolomita primária se forma diretamente pela solução aquosa sem dissolução de  $\text{CaCO}_3$  e a cimentação que também é a precipitação deste mineral, porém ocorre nos poros (dolomita de aspecto ii e iii). A dolomita secundária é formada pela substituição do mineral precursor, processo conhecido como dolomitização (dolomita de aspecto i).

A dolomita primária é rara e restrita a ambientes cuja configuração seja lagunar e/ou lacustre evaporítico. Sendo assim, no registro geológico, a grande maioria da dolomita se dá por substituição (dolomitização). Isto levou a uma extensa discussão sobre a origem de dolomita e sobre os mecanismos de dolomitização. Diferentes modelos foram propostos, com destaque para os de Budd (1997) e Machel (2004). De acordo com estes autores, os processos de dolomitização devem atender aos seguintes critérios:

- a) Termodinâmico: deve haver supersaturação para dolomita, com estados variáveis de saturação para calcita e aragonita; dolomita de substituição requer sub-saturação em relação ao carbonato de cálcio; caso contrário, haverá cimentação por dolomita;

- b) Cinético: a taxa de formação de dolomita deve ser igual ou superior à taxa de carbonato de cálcio para dissolução, caso contrário, haverá porosidade significativa da dissolução;
- c) Hidrológico: deve haver um fluxo de água dos poros duradouro, de preferência com alto teor de magnésio (ou, alternativamente, fornecimento de magnésio via difusão da água do mar).

Neste caso então, são reconhecidos dois tipos de dolomita com base no tempo e na natureza da formação deste mineral, sendo: (A) pene contemporânea e (B) pós-deposicional.

A dolomita do tipo A é formada quando os sedimentos hospedeiros estão em sua origem, isto é, formam-se sob as condições geoquímicas da deposição do meio. De acordo com Budd (1997), as dolomitas do tipo A são as mais antigas já relatadas e estão associadas a ambiente marinho raso, onde a precipitação ocorre diretamente da água do mar. Ocorrem como camadas finas e lentes em sabkhas, lagoas/lagos evaaporíticos e são também encontradas em águas profundas, em sedimentos hemipelágicos e pelágicos.

Estes tipos de sedimentos hemipelágicos/pelágicos apresentam indícios de que sofreram influência pela redução de sulfato bacteriano ou metanogênico (Mazzullo, 2000). Ainda não se sabe ao certo e nem de forma clara como as bactérias desempenham seu papel na redução de barreiras cinéticas à dolomitização.

A dolomita do tipo B se forma-se após ocorrer um hiato na deposição ativa, onde essa remoção pode ocorrer por progradação de sedimentos, soterramento, alteração do nível do mar ou qualquer combinação destes fatores. Este tipo de dolomita se forma em profundidades que podem variar de alguns a milhares de metros, na qual a química da água dos poros difere do ambiente deposicional. Vários modelos foram propostos para tentar explicar a origem deste mineral, que é considerado um dos mais complexos, no

entanto, os modelos mais importantes são de dolomitização, que coloca a substituição e, em menor grau, a cimentação, como forma de explicar a origem da dolomita (Machel 2004).

Michel (2004) traz como discussão o uso do termo dolomita "hidrotermal", o que na realidade ele se refere, como um termo "sem sentido e confuso", pois este não traz consigo a gênese da dolomita, só é correto usar dolomita hidrotérmica, apenas se for demonstrar que a temperatura em que o mineral se formou é maior que a temperatura do ambiente circundante, independente da fonte do fluido. Existem ranges de temperatura na qual a dolomita é formada e para cada valor ela recebe um nome específico.

#### **4.6. Dolomitização**

A dolomita é formada predominantemente pelo processo de substituição, conhecido como dolomitização. Vários estudos se voltaram a este tipo de processo, para tentar entender um pouco sobre a constituição deste mineral. Os principais modelos propostos são: evaporativo, infiltração por refluxo, zona de mistura, soterramento e água marinha. Serão listados abaixo, os modelos deste mecanismo de dolomitização (figura 10) que foram propostos, como por exemplo: (Tucker *et al.*,1990 e Boggs, 2009).

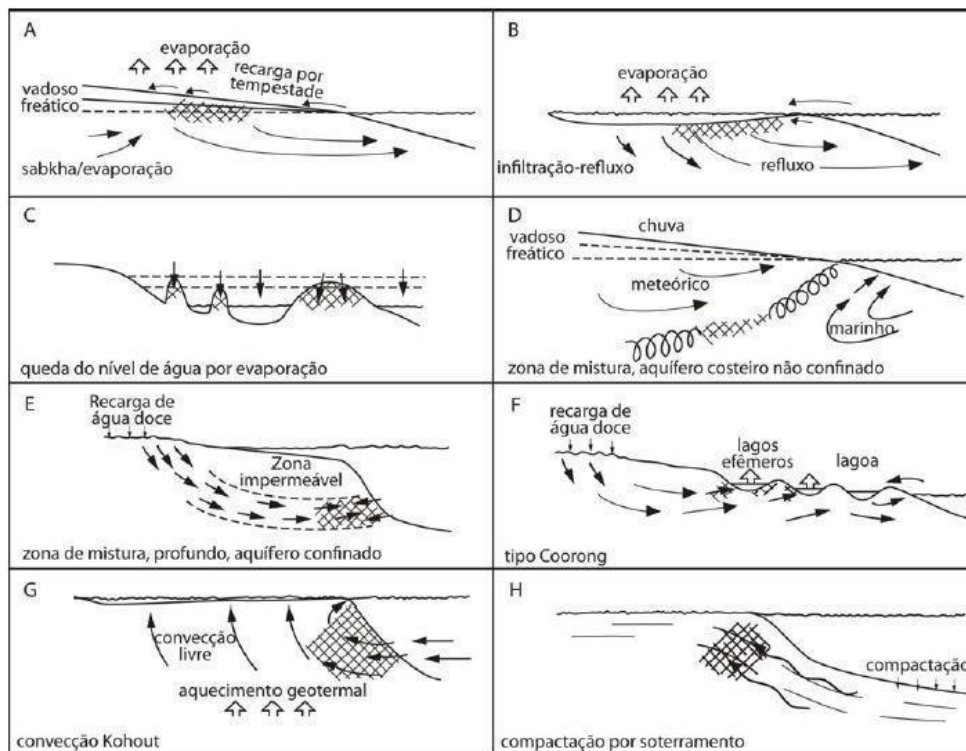


Figura 10: Esquema mostrando os diferentes modelos de dolomitização e ilustrando a variedade de mecanismos para a movimentação de fluidos dolomitizantes, através dos sedimentos (Tucker *et al.*, 1990, modificado por Tonietto, 2010).

Modelo de infiltração por refluxo: Este modelo admite que a formação da dolomita, se dá em ambientes de maré raso e recifes, onde fluidos dolomitizantes de alta razão de Mg/Ca são gerados por evaporação em lagoas, sub planícies de maré e sabka. Devido o contraste de densidade entre a água do mar e o fluido dolomitizante, cria-se uma zona preferencial de dolomitização (Tucker *et al.*, 1990; Tonietto, 2010).

Modelo evaporativo: Ocorre em ambientes de sabka, lagoas salinas e supramaré. O aumento da razão Mg/Ca nos poros é decorrente da precipitação de aragonita, gipsita e anidrita, promovendo a formação de dolomita. Segundo Tonietto (2010), a presença de  $\text{SO}_4^{2-}$  também contribui para a formação do mineral. Machel (2004), diz que a dolomita se forma em um estreito próximo a linha de canais como cimento e por substituição de aragonita e é restrita de 1m a 2m superiores dos sedimentos.

Modelo de zona de mistura (tipo Coorong): Hanshaw (1971), propôs que a dolomitização poderia ocorrer em ambientes próximos a superfície, onde ocorre a mistura

de águas meteóricas e águas salinas. As águas subterrâneas de baixa salinidade, podem ser saturadas em razão Mg/Ca de proporção 1:1 (baixas proporções). Porém esse modelo gera controvérsias, de acordo com Machel (2004), não existe lugar algum no mundo que seja extensamente dolomitizado pela mistura de água doce e salina, considerando o modelo superestimado. Esse mecanismo gera extensa dissolução do carbonato de cálcio, segundo o processo diagenético dominante, e pouca quantidade de formação de dolomita (Boggs, 2009).

Modelo de soterramento: Tucker *et al.*, (1990); Boggs (2009) e Mehmood (2018), sugerem que este modelo de dolomitização é resultado de mecanismos de soterramento, que envolve a retirada de fluidos de  $Mg^{2+}$  de rochas bacinais, como pelitos. A expulsão de água e a mudança de minerais argilosos são resultado deste soterramento e, conseqüentemente, do aumento da temperatura, que poderiam acarretar na liberação de íons de Mg e Fe.

Modelo de águas marinhas (convecção de Kohout): Este processo também ocorre em ambiente de margem de plataforma. Kohout (1967) propôs o modelo de circulação de células abertas para explicar a convecção térmica na plataforma da Flórida, no Golfo do México. Por este motivo, esse modelo recebe o nome de convecção de Kohout. Esse mecanismo ocorre quando águas marinhas frias são bombeadas para dentro dos sedimentos que compõe a plataforma por ação de correntes e marés. Pelo fato de haver o gradiente geotérmico abaixo da barreira de plataforma, essa água fica impedida de se mover, porém, essa água é aquecida, de forma que um sistema de convecção é formado. Uma série de mudanças diagenéticas ocorrem e dolomitização é uma delas (Tucker *et al.*, 1990; Boggs, 2009; Tonietto, 2010).

#### **4.7. Dedolomitização**

O termo dedolomitização, faz menção a transformação de dolomita em calcita. Para efeito, a dolomitização, pode ser considerada como um tipo de processo no qual o Mg é liberado, ou seja, quando íons de Mg substituem íons de Ca na estrutura da calcita. Em contrapartida, a dedolomitização ocorre em duas etapas, a primeira envolve a dissolução da dolomita e a formação de poros e a segunda está associada ao preenchimento dos poros a partir da precipitação de calcita. O resultado deste processo é melhor nomeado como pseudomorfo de calcita (Dockal, 1988; Mehmood, 2018).

Na segunda etapa da calcitização de dolomita se difere da dolomitização de calcita somente na direção das reações químicas, ou seja, a dolomita se dissolve e a calcita precipita. A alteração de dolomita em calcita, foi descrita primariamente pelo então geólogo Marlot em 1847.

#### **4.8. Dolomito**

O termo dolomito, proposto por Shrock em 1948, é definido como rochas constituídas por 75% ou mais, de minerais de dolomita. Conforme Machel & Montoji (1986), o termo só foi de fato aceito na década de 60. Dolomitos também são resultados do processo de substituição de  $\text{CaCO}_3$ . Todos os exemplos que se tem de grandes extensões de dolomitos maciços, são pós-deposicionais.

Em termos químicos, para a formação de dolomitos são necessárias condições, tanto termodinâmicas quanto cinéticas como por exemplo, alto teor alcalino dos carbonatos, altas temperaturas, alta ou baixa salinidade da água do mar e fluidos que



liberem CO<sub>2</sub>. Essas condições descritas, segundo estes mesmos autores, retratam quatro premissas para a formação de dolomitos:

- I. Configurações suficientes de Mg<sup>2+</sup> e CoS<sup>-</sup>, onde essa configuração de origem marinha, sendo que a água do mar é o único líquido natural rico em Mg, retrata condições diagenéticas de fluidos porosos;
- II. O sistema de transferência de Mg<sup>2+</sup> e/ou CoS<sup>-</sup> e exportando calcita, que no caso é a substituição, propicia condições de acionamento hidrológico ativo e duradouro;
- III. Abundante carbonato de cálcio deve estar disponível para ser substituído;
- IV. Soluções hidrotérmicas que se ascendem rapidamente através do sistema de falhas.

As considerações químicas apresentadas, os dolomitos podem se formar a partir de fluidos diagenéticos, no entanto, a formação desses dolomitos maciços se dá por controle hidrológico. Diversos autores, como exemplo, Simms (1984), diferenciaram sete principais tipos de fluxos hidrológicos:

- A. Fluxo de lentes de água doce;
- B. Refluxo;
- C. Convecção térmica;
- D. Difusão das marés;
- E. Fluxo de compactação;
- F. Convecção térmica;
- G. Fluxo orientado por topografia regional.

A classificação da textura dessas rochas, é feita tal como se classifica o mineral dolomita, baseada em Sibley & Gregg (1987). (vide seção 4.2 Dolomita).

Todavia, a classificação utilizada é simplista e por isso alcançou popularidade, mas traz implicações genéticas e é restrita a nível microscópico, diferente da classificação de porosidade (Michel, 2004).

De acordo com Michel (2004), a classificação de porosidade de dolomita se baseia habitualmente na classificação de Choquete & Pray (1970), uma classificação muito utilizada na indústria do petróleo, fundamentada na discriminação de tipos de poros e que também é genética, considerando a diferença entre poros primários e secundários. Contudo, Luo & Michel (1995) proporam uma classificação para o tamanho de poro carbonático, sendo aplicável a dolomitos e calcários. Essa classificação se apoia em aspectos texturais e classificações petrofísicas definidas diversos autores, dentre os quais Archie (1952) e Choquete & Pray (1970 - figura 11).

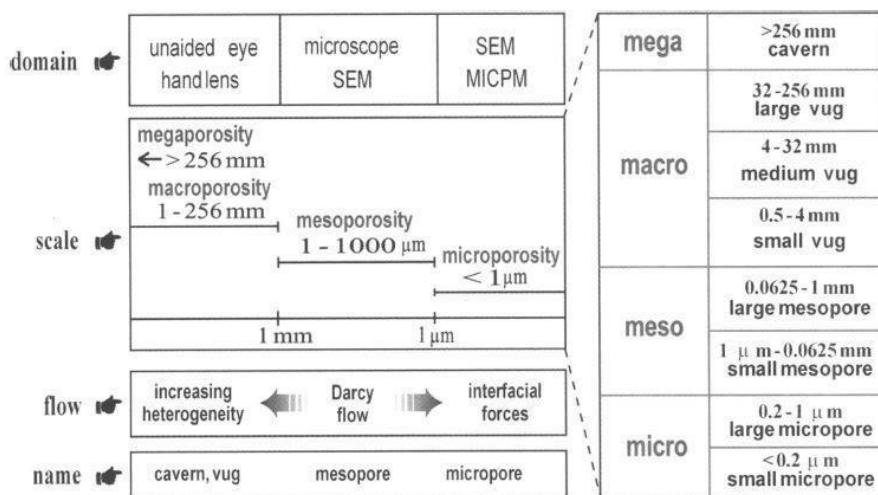


Figura 11: Classificação de poros carbonáticos segundo (Michel, 2004).

Conhecido como superdolomitização, termo definido por Lucia (2004), se dá pelo processo da cimentação por dolomita, onde o resultado é a diminuição da porosidade e permeabilidade do dolomito, ao menos quando o refluxo de salmouras tende a ter graus altíssimos de supersaturação e fluxos tendem a ser altos. Ainda segundo a autora a dolomitização não aumenta a porosidade, ao contrário, diminui, recorrente do processo

de superdolomitização. No entanto, se acontecer um suprimento contínuo de solução dolomitizante, a superdolomitização pode de fato obliterar grande parte da porosidade já gerada, processo conhecido como *overdolomitização*. A teoria de que os dolomitos são mais porosos e permeáveis do que os calcários foi proposta por Van Tuyl em 1914, no entanto, vários estudos recorrentes após essa teoria mostraram que isso não ocorre, como exemplo, Halley e Schmoker em 1983 demonstraram com perfis de profundidade de carbonatos no Sul da Flórida, que muitos dolomitos possuem porosidades e permeabilidades iguais ou inferiores aos calcários (Machel, 2004).

Para caracterizar e decifrar as origens dos dolomitos, conta-se com o auxílio de métodos geoquímicos. São utilizados isótopos estáveis de O e C, que são empregadas para identificar a assinatura desses isótopos em dolomita e decifrar suas origens. Os isótopos de Sr são aplicados para reconhecer fontes de fluidos, dadas condições específicas/favoráveis é possível determinar a direção do fluxo de fluido durante a dolomitização (Machel, 2004).

Apesar de ainda ocorrerem bastantes discussões sobre o tema relacionado a recristalização de dolomita, Machel (2004) definiu o termo “recristalização significativa” que é de grande valia para interpretações genéticas. Michel (2004) segue premissas como: “se mudanças na textura, estrutura e composição na faixa de propriedades após a recristalização são tão pequenas que acabam sendo o mesmo quando foram formados a dolomita e dolomitos, e ainda preservarem características do ambiente do fluido dolomitizante, então houve uma insignificante recristalização”. Em contrapartida, “se essas propriedades resultam em alterações maiores que as originais, diz-se que ocorreu significativa recristalização”.

O calcrete é um acúmulo terrestre de carbonato de cálcio próximo a superfície, sendo que este carbonato pode apresentar de formas distintas, como em pó ou nódulos

endurecidos. É resultado da cimentação e substituição de carbonato de cálcio em perfis de solo, sedimentos e rochas próximos a áreas em que águas freáticas ou rasas estão saturadas em carbonato de cálcio. Portanto, o termo dolocrete é um tipo de calcrete onde o carbonato de cálcio foi substituído parcial ou totalmente por dolomita (Wright & Tucker, 1991).

Name	% dolomite by mass of total carbonates	Approx. equivalent % MgCO <sub>3</sub> *
Calcrete	<5	<2
Magnesian calcrete	5–10	2–5
Dolomitic calcrete	10–50	5–25
Calcitic dolocrete	50–90	25–40
Dolocrete	>90	>40

$$* \% \text{MgCO}_3 = \frac{\text{MgCO}_3}{\text{MgCO}_3 + \text{CaCO}_3} \times 100.$$

Figura 12: Classificação de dolocretes e calcretes (Wright & Tucker, 1991).

Dolocretes possuem cristais que variam de 10 a 60  $\mu\text{m}$  e que se manifestam geralmente como romboedros unimodais. Sua assembleia mineralógica é geralmente composta por dolomita, quartzo e argilominerais, apesar de apresentarem teores baixos, dificilmente excedendo de 20% (Colson & Cojan, 1996).

#### 4.9. Dolomita descritas no Pré-Sal

Contemporâneos estudos sobre o pré-sal demonstram a alta presença de dolomita em seus depósitos, tanto na Bacia de Campos quanto na Bacia de Santos. Os resultados reportados por esses estudos indicam uma variação de tamanho e hábito dos cristais, bem como sua relação paragenética.

Conforme Lima & De Ros (2019) e Helinger *et al.*, (2017), foram encontrados depósitos de argilas magnesianas substituídas por dolomita, calcita e sílica na Bacia de Campos. A dissolução dessas argilas no intervalo do pré-sal ocorreu sobre condições eodiagenéticas (i.e., baixa estabilidade e alta cinética de dissolução rápida de estevensita).

Tosca & Wright (2016) atribuíram que depósitos estevensíticos da fase sag foram substituídos principalmente por dolomita, calcita e esferulitos. Os reservatórios formados por essas rochas possuem porosidades associadas a dissolução de estevensita. Esse processo de dissolução é responsável por fornecer magnésio e sílica para que ocorra a dolomitização e a silicificação observadas nos depósitos. A substituição parcial das argilas magnesianas por dolomita microcristalina e em blocos é resultado de processos eodiagenéticos e/ou mesodiagenéticos, que ocorrem antes da silicificação, sendo comum no contexto do pré-sal.

Foram constatados processos diagenéticos e hidrotérmicos, sendo possível relacionar depósitos dolomíticos com fluxos hidrotermais em falhas, onde este fluxo pode mudar a qualidade do reservatório (Jones & Xiao, 2013).

As rochas que sofreram dissolução meteórica e foram substituídas apenas por dolomita e/ou sílica possuem um sistema poroso complexo, manifestam porosidade “mofada”, microcristalina, intergranular e com altíssimos padrões heterogêneos de permeabilidade. Segundo Herlinger *et al.*, (2017), a dolomitização é um processo

importante na modificação da porosidade. A dolomitização precoce, relacionada a dissolução de estevensita e sua substituição, não melhora a qualidade do reservatório. Todavia, a dolomitização tardia, relacionada ao fraturamento e a silicificação, é responsável por reservatórios que mostram alta porosidade e permeabilidade.

Tosca & Wright (2016) atribui os produtos diagenéticos com dolomita à substituição de  $Mg^{2+}$  “canibalizando” a calcita existente, sílica extensa, cimentação e substituição de silicatos de Na e complementam evidenciando que a dolomitização de substituição existente na Formação Barra Velha e é resultado da compactação química e condições físico – químicas que ocorrem neste processo.

Lima & De Ros (2019) e Helinger (2017), encontraram resultados parecidos em suas análises, ambos demonstram que as rochas do pré-sal sofreram dolomitização, silicificação, dissolução, faturamento, precipitação de dolomita, quartzo, barita entre outros minerais, que formam uma assembleia incoerente com as rochas carbonáticas hospedeiras do pré-sal. Isso indica precipitação por fluidos hidrotermais.

De acordo com Lima & De Ros (2019), a dolomita blocosa possui inclusão de sílica, indicando, portanto, que é uma fase pré-existente a formação do carbonato que depois foi silicificado. A dolomita em sela, aparece nas seções sag, substituindo tanto o cimento que preenche a porosidade primária e secundária quanto os constituintes pré-existentes. Em certas situações, estes dois tipos de dolomita em sela podem ter sido formados por líquidos aquosos hipersalinos e ácidos, favorecendo assim a dissolução. Quando se apresenta como cimento, ela possui características como grandes cristais agregados, curvados e com extinção ondulante.

#### 4.10. Dolomita em contexto lacustre no Brasil e no mundo (análogos)

Em um estudo analisando o intervalo Pré-Sal, na Bacia de Kwanza-Angola, análogo a Bacia de Campos, as temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas que propiciaram a formação de cimento dolomítico em um range de temperatura; formação de calcedônia e chert em um outro range; e substituição de carbonato no preenchimento de poros de mega-quartzo. Uma origem hidrotérmica para os fluidos responsáveis pelos processos diagenéticos foi proposta utilizando os estudos microtermométrico de inclusões fluidas e dados de isótopos estáveis em carbonatos.

Segundo Saller *et al.*, (2016), o Cretaceo inferior da Bacia de Kwanza – Angola é marcado pela presença de grãos calcínicos, principalmente esferulitos, embalados em dolomita ou em dolomita argilosa depositados em ambientes de baixa energia/ambientes mais profundos. Essa dolomita apresenta fácies de águas mais profundas (ricas em estenvensita ou em matéria orgânica lamosa).

Apesar de não ser um análogo, o lago Manito (Canadá), possui dolomita com características diferentes das que se conhece em um ambiente lacustre. A dolomita é encontrada em sedimentos litorâneos e de águas rasas próximas a costa, de granulação fina e enriquecida em Sr. Dados de isótopos estáveis de C e O, sugerem que a dolomita se formou a partir de um ambiente lacustre, altamente produtivo de água fresca a salmoura altamente salina. Essa dolomita data do Holoceno, sendo chamada de dolomita moderna e já foi relatada em vários outros lugares cujo ambiente é lacustre, porém, a dolomita do lago Manito é a única cuja origem é associada a microbialitos, mas ainda existem muitos estudos para tentar explicar como essa origem propicia um ambiente que favoreça a formação de dolomita.

## 5. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 5.1. Introdução

O pré-sal é considerado a maior descoberta petrolífera dos últimos cinquenta anos. O termo pré-sal foi dado a hidrocarbonetos descobertos em região de águas ultraprofundas na Bacia de Santos. A Petrobras definiu as rochas do pré-sal como reservatórios que se encontram abaixo de uma densa e ampla camada de sal nas regiões de costa a fora do Espírito Santo a Santa Catarina, estando a abrangência desses reservatórios em Bacias sedimentares de Campos e Santos (figura 13).

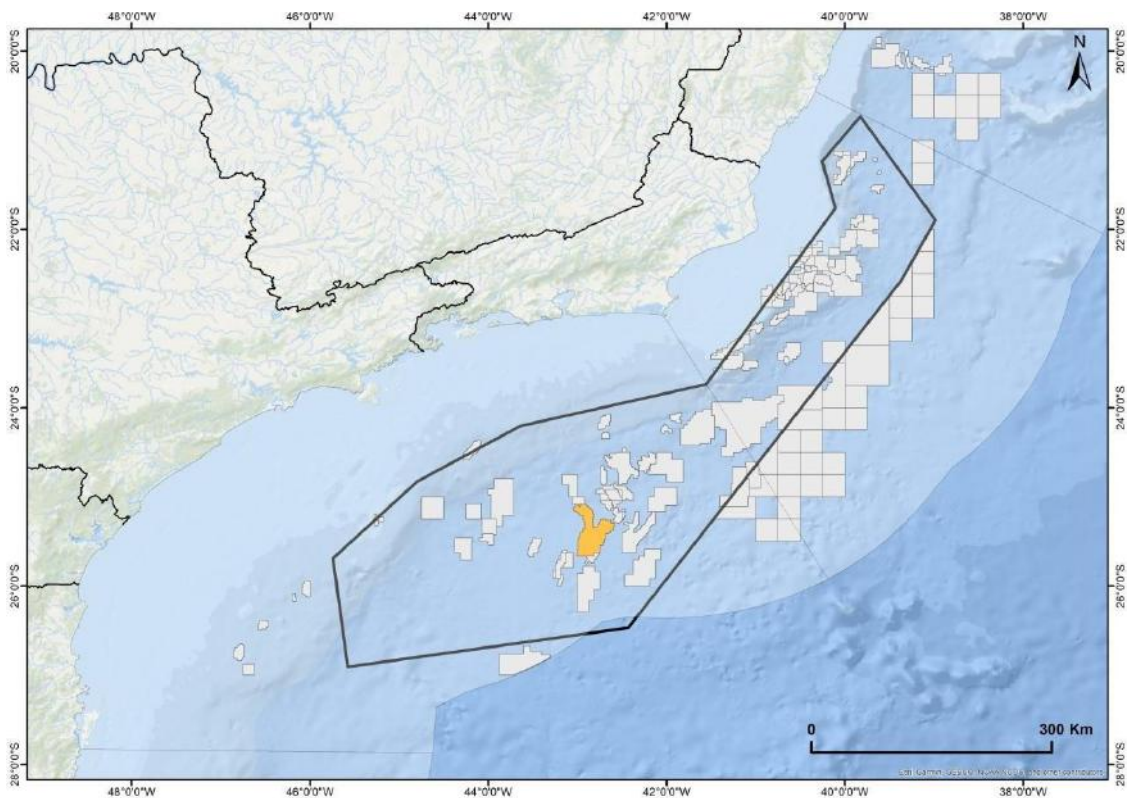


Figura 13: Mapa de localização do polígono do pré-sal e do Campo de Lula ANP (2021).

A Bacia de Santos está localizada na porção Sudeste da margem continental brasileira, 23° e 28° Sul, possuindo uma área com cerca de 350.000 km<sup>2</sup> até a cota batimétrica de 3.000 m. Compreende os litorais dos estados do Paraná, Rio de Janeiro, São Paulo e Santa Catarina, sendo limitada ao Norte pela Bacia de Campos e pelo alto de Cabo Frio e ao Sul pela Bacia de Pelotas e o alto de Florianópolis (Moreira *et al.*, 2007).



A oeste a Bacia é limitada pelos cinturões das serras costeiras, Maciço da Carioca, Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, e a leste a Bacia se desdobra até o sopé do Platô de São Paulo (Farias, 2019).

A Bacia de Santos se desenvolveu em um contexto de separação do Gondwana, estando associada a abertura do Atlântico Sul. Essa ruptura ao sul do supercontinente está conectada ao alongamento litosférico e a fenômenos que criam anomalias térmicas, conhecidos também como pontos quentes. Moreira *et al.*, (2007) classificam a Bacia de Santos como sendo uma bacia de margem passiva, sendo dividida em três supersequências incluindo as fases Rifte, Pós-Rifte e Drifte. O intervalo pré-Sal foi formado nas fases Rifte e Pós- Rifte. Segundo (Moreira *et al.*, 2007), a sucessão Aptiana da Bacia de Santos é representada em seu segmento superior pela Formação Barra Velha. Essa, por sua vez, se tornou um grande foco de estudos devido a descoberta do Campo de Lula.

## 5.2. Evolução e Arcabouço estrutural

A Bacia de Santos é considerada uma bacia de margem passiva, formada durante o Neocominiano (~125 a 129,4 Ma). Sua formação está associada a quebra do Supercontinente Gondwana, que resulta na abertura do Oceano Atlântico Sul. Apesar de existirem muitos estudos sobre as causas do rifteamento inicial de direções NE-SW, alguns autores como Asmus & Baiche (1983) e Silva & Pereira (2017), entre outros atribuem o rifteamento a processos de alongamento litosférico, domeamento térmico ou intumescência do manto e fenômenos de anomalias térmicas (pontos quentes) (Figura 14). Esses pontos quentes, tiveram o polo inicial de ruptura na América do Sul e África, mas existiram outros pontos de acesso conhecidos. O primeiro ponto localizava-se abaixo da Bacia de Santos e é conhecido como *hotspot* Tristão da Cunha e o segundo ponto conhecido como *hotspot* Santa Helena se desenvolveu sucessivamente no Nordeste do Brasil, sendo relacionado a incursões marinhas e processos na região, de acordo com

(Whilson ,1992). O *hotspot* Tristão da Cunha concedeu que parte da crosta continental se tornasse mais dúctil, levando a formação de uma extensa gama de desbaste da crosta, que ficou conhecida posteriormente por Platô de São Paulo. Além disso, este *hotspot* permitiu a formação inicial de cadeias vulcânicas chamadas Rio Grande e Walvis, formando o eixo simétrico do fundo do mar (Silva & Pereira, 2017).

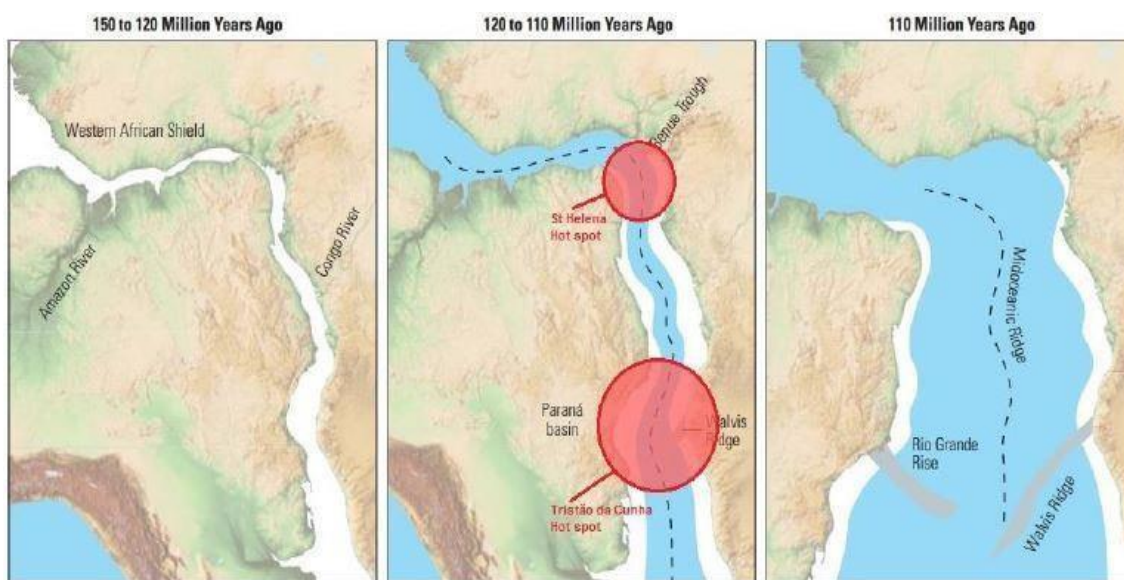


Figura 14: Os estágios de separação do Gondwana, o processo de fissura até a ruptura total. Os círculos vermelhos indicam a zona de influência dos pontos quentes de Tristão da Cunha e Santa Helena (Silva & Pereira, 2017).

O início da Bacia de Santos ocorreu com a formação do Rifte no Neocomiano/Barremiano, o rifte é constituído por rombo-grábens e a maior, na qual a maior parte das falhas normais mergulham em direção ao continente. Na direção principal de abertura, verificam-se lineamentos leste-oeste (zonas de transferência), possivelmente associados a antigas zonas de fraqueza, datadas da orogênese do Brasileiro, na qual o rifte passou por deslocamentos horizontais para leste (Caldas, 2007).

Depois da fase rifte, no Aptiano, se iniciou a fase Sag (pós-rifte) ou transicional que é marcada por subsidência térmica flexural e pela relativa quiescência tectônica. A localização desse estágio em um ambiente deposicional do tipo golfo alongado e o clima e aspectos fisiográficos da época propiciaram a deposição de espessas e extensas camadas de esteiras microbiais e evaporitos (Caldas ,2007).

Durante o Albiano, a fase Drifte teve seu início marcado por um primeiro estágio

associado com a invasão/formação do Oceano Atlântico. Inicialmente, a abertura foi estabelecida por uma ligação a sul que existia com o continente, na qual suscitou condições de plataforma marinha rasa, e como resultado a formação de uma ampla plataforma carbonática. Em sua evolução, a fase drifte atribuiu a continuação da abertura do Oceano Atlântico, gerando condições marinhas profundas, no qual houve um afogamento da plataforma carbonática, que progrediu com a deposição dos sedimentos siliciclásticos marinhos (Caldas, 2007).

Os vestígios estruturais do processo de rifteamento da bacia correspondem a importantes feições que compõem o arcabouço estrutural da Bacia de Santos (Figura 15) e que controlaram de forma direta a disposição e estruturação da seção no presente (Fernandez, 2017).

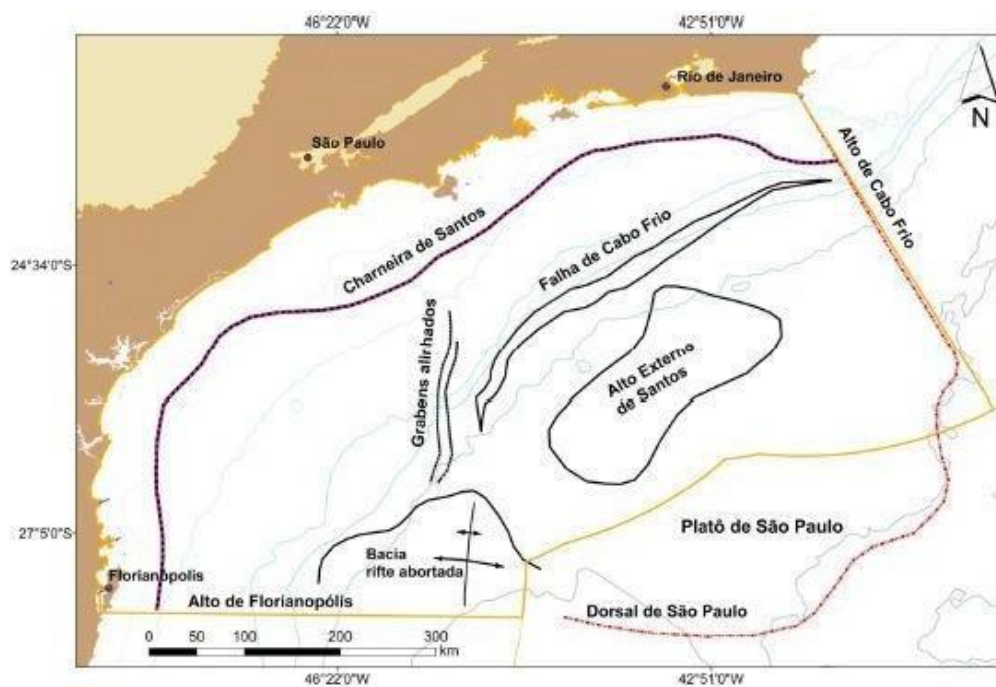


Figura 15: Mapa de localização da Bacia de Santos com os principais elementos do arcabouço estrutural/regional (Fernandez, 2017).

Farias *et al.*, (2019) discutem o fim da Fase Rifte com o auxílio de trabalhos de outros autores que após analisar regiões conjugadas com linhas sísmicas e seções estratigráficas da Bacia de Kwanza- Angola e a Bacia de Campos, supõem que durante a transição Barremiana-Aptiana, a subsidência tectônica aumentou, fazendo com que a bacia diminuísse abaixo do nível do mar. As condições levaram a formação de um lago

extenso e fechado hidrograficamente abaixo do nível do mar, separado do oceano pelo emergente Walvis Ridge. A cronoestratigrafia de Farias *et al.*, (2009) trazem uma alteração se comparada a de Moreira *et al.*, (2007). Farias *et al.*, (2009) relacionam o fim da fase rifte com o fim da deposição da Formação Barra Velha, também denominada de fase Sag por esses autores (Figura 16).

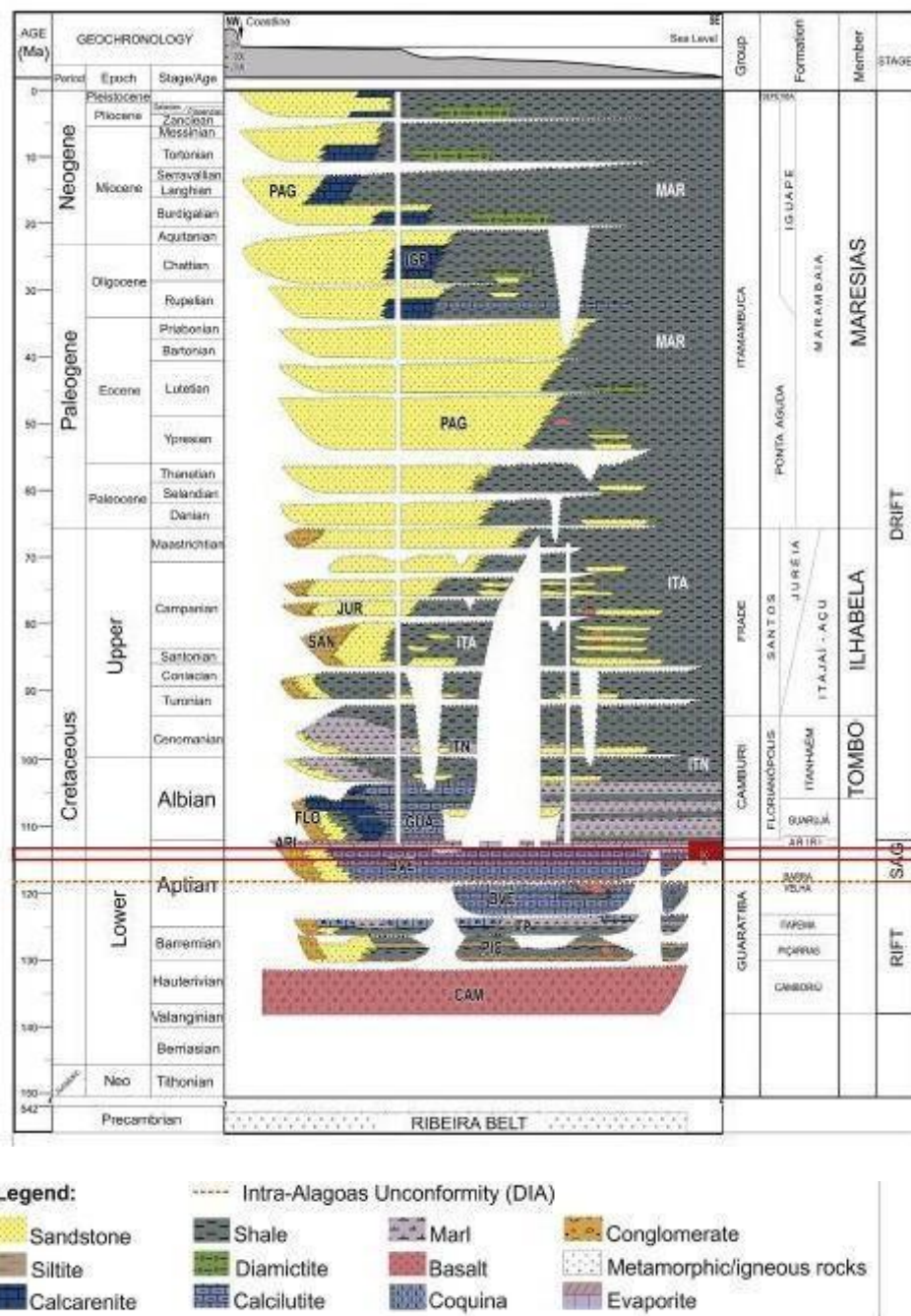


Figura 16: Diagrama Cronoestratigráfico da Bacia de Santos (modificada de Moreira *et al.*, 2007); (retirado de Farias *et al.*, 2019).

### 5.3. Arcabouço Estratigráfico

A estratigrafia da Bacia de Santos é típica de uma bacia de margem passiva marcada em seu registro geológico por megaprocessos de estiramento crustal, implantação da crosta oceânica, rompimento da crosta e subsidência termal. A bacia possui uma espessura de sua seção sedimentar de aproximadamente 15 km, incluindo a sequência rifte, e sendo depositada sobre uma crosta afinada, com espessura original com cerca de 35 km (Figura 17). Os espaços para acomodação de sedimentos se originaram a partir da subsidência dos esforços distensivos que causaram o rifteamento do Gondwana (Moreira *et al.*, 2007; Caldas 2017).

O embasamento cristalino da Bacia de Santos aflora no estado de São Paulo e é composto por gnaisses e granitos de idade pré- Cambriana da Faixa Ribeira, sendo estabelecido pelos basaltos da Formação Camboriú (Moreira *et al.*, 2007; Fernandez 2017; Caldas 2017).

A superseqüência rifte da Bacia de Santos, que se estende do Hautereviano ao Aptiano, é subdividida em três seqüências deposicionais, as formações Camboriú, Piçarras e Itapema e as Formações Barra Velha e Ariri na fase pós-rifte.

Foram identificados eventos de magmatismo na Bacia de Santos Pós-Aptiano como nos períodos Albiano, Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e Eoceno. As rochas do Paleoceno e Eoceno formam, principalmente, extrato de vulcões cônicos que apresenta sismofácies caóticas. Foram encontrados também na Bacia de Campos e Santos hialoclastos e rochas vulcânicas, para exemplificar de forma mais clara, o termo "vulcanoclástico" é utilizado neste contexto para todas as partículas vulcânicas encontradas, independente da origem, podendo estar relacionados aos mais diversos processos (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Piçarras é constituída por conglomerados, arenitos polimíticos que são compostos por fragmentos de basalto, feldspato e quartzo, sendo nas porções proximais e folhelhos, siltitos e arenitos de composição talco estevensítica na porção

lacustre, e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica que assentam sobre derrames basálticos de 130 Ma. Seus sedimentos foram depositados sobre os basaltos da Formação Camboriú de idade 130-136,4 Ma e sotoposta à Formação Itapema de idade máxima de 126,4 Ma. Sua distribuição acontece em toda a bacia, após a charneira cretácica preenchendo os semi-grábens da seção rifte. Supõe-se que nos depocentros encontre-se a porção mais antiga dessa seqüência, de provável idade Buracica-Aratu. Ocorre apenas em subsuperfície e está definida no poço Rio de Janeiro 628 (1-RJS-628, 250 28' 54" S e 420 49' 41" W), perfurado em 2005, tendo atingido a profundidade máxima de 5.957 m, entre as profundidades de -5.245 m e -5.419 m, perfazendo um total de 174 m de seção clástica (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Itapema, conhecida informalmente como Sequência das Coquinas da Bacia de Campos, é identificada por apresentar intercalações de calcirruditos e folhelhos, *wackestones e packstones* bioclásticos. Esses calcirruditos são formados por conchas, que normalmente são encontradas dolomitizadas e/ou silicificadas. Em porções mais distais, encontram-se folhelhos ricos em matéria orgânica, enquanto em porções proximais, são encontradas fácies de leques aluviais com conglomerados e arenitos. Essa formação é encontrada em toda a bacia após a charneira cretácica, preenchendo os semi-grábens da seção rifte. Porém sua seção tipo é encontrada em subsuperfície, definida também no poço Rio de Janeiro 625 (1-RJS-625, 240 08' 49" S e 420 41' 33" W). Os sedimentos, ocorrem sobre os sedimentos da Formação Piçarras de idade mínima de 126,4 Ma e está sotoposta à Formação Barra Velha de idade máxima de 123,1 Ma (Moreira *et al.*, 2007).

A supersequência Pós-rifte equivale a porção inferior da Formação Barra Velha e seus sedimentos foram depositados no decorrer do Eoaptiano. Essa sequência tem como característica um ambiente deposicional marcado pela transição entre continental e marinho raso, bem estressante, onde ocorre a deposição de calcários microbiais, estromatólitos e laminitos tanto nas porções distais como proximais. São encontrados carbonatos do tipo *grainstone e packstone* preenchidos por fragmentos de estromatólitos e ostracodes. Estes carbonatos encontram-se parcialmente ou totalmente dolomitizados

(Moreira *et al.*, 2007).

Os sedimentos da porção superior Formação Barra Velha foram depositados durante o Neoptiano. Esta Formação ocorre sobre os sedimentos da Formação Itapema de idade mínima de 123,1 Ma e está sotoposta à Formação Ariri de idade máxima de 113 Ma, que equivale ao Andar Alagoas Superior. Este limite superior é a base de evaporitos que marcam a passagem da sequência clástica/carbonática para um ambiente evaporítico. A Formação Barra Velha tem como característica a alta incidência de calcários microbiais, como calcários estromatolíticos e laminitos microbiais, microbialitos ricos em talco e argila magnesiânica e folhelhos carbonáticos, além de coquinas e basaltos datados de 118 Ma. Suas porções proximais são concebidas por leques aluviais de arenitos e conglomerados. Sua seção tipo está definida em subsuperfície, localizado no poço Rio de Janeiro 625 (1-RJS-625, 24° 08' 49" S e 42° 41' 33" W), perfurado em 2005, atingindo a profundidade máxima de 6.621 m. Essas porções proximais ocorrem entre as profundidades de -6.015 m e -6.330 m, perfazendo um total de 315 m de seção clástica e sua distribuição se encontra ao longo de toda bacia, mais precisamente após a charneira de idade cretácea (Moreira *et al.*, 2007).

No topo da supersequência, se encontra a Formação Ariri, que é formada por evaporitos, que datam do Neoptiano, constituídos em suma por halita, anidrita e sais solúveis, como por exemplo a carnalita (Moreira *et al.*, 2007; Fernandez, 2017).

A supersequência Drifte foi depositada do Albiano até o recente e a sedimentação ocorreu em um ambiente marinho, que está relacionado a subsidência termal, correspondendo aos Grupos Camburi, Frade e Itamambuca (Moreira *et al.*, 2007; Fernandez, 2017).

O Grupo Camburi é composto pelas formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém. No seu registro do Albiano encontram-se sedimentos siliciclásticos, carbonatos de águas rasas na plataforma e margas e folhelhos na porção distal da bacia. Em seu registro Cenomaniano são encontrados sedimentos siliciclásticos deltaicos e aluviais na parcela proximal e na parte distal é composto por folhelhos e margas com presença de turbiditos (Moreira *et al.*, 2007; Fernandez, 2017).



O Grupo Frade, depositado no Turoniano até o fim do Maastrichtiano, é dividido nas formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu. A Formação Santos é composta em sua maioria por conglomerados continentais, enquanto a Formação Juréia é composta de arenitos costeiros e plataformacionais. A Formação Itajaí-Açu é composta de folhelhos, siltitos, margas e diamictitos (Moreira *et al.*, 2007; Fernandez 2017).

O Grupo Itamanbuca, depositado no Paleoceno até o recente, formado pelas formações Ponta Aguda, que se encontra na porção proximal, e é constituída por arenitos plataformais, na Formação Iguape, que é marcada por calcarenitos e calcirruditos depositados próximos da quebra da plataforma. Nas porções distais, observam-se folhelhos, diamictitos, siltitos e margas, assim como a presença de arenitos turbidíticos do Membro Maresias, que compõem a Formação Marambaia (Moreira *et al.*, 2007 & Fernandez 2017).



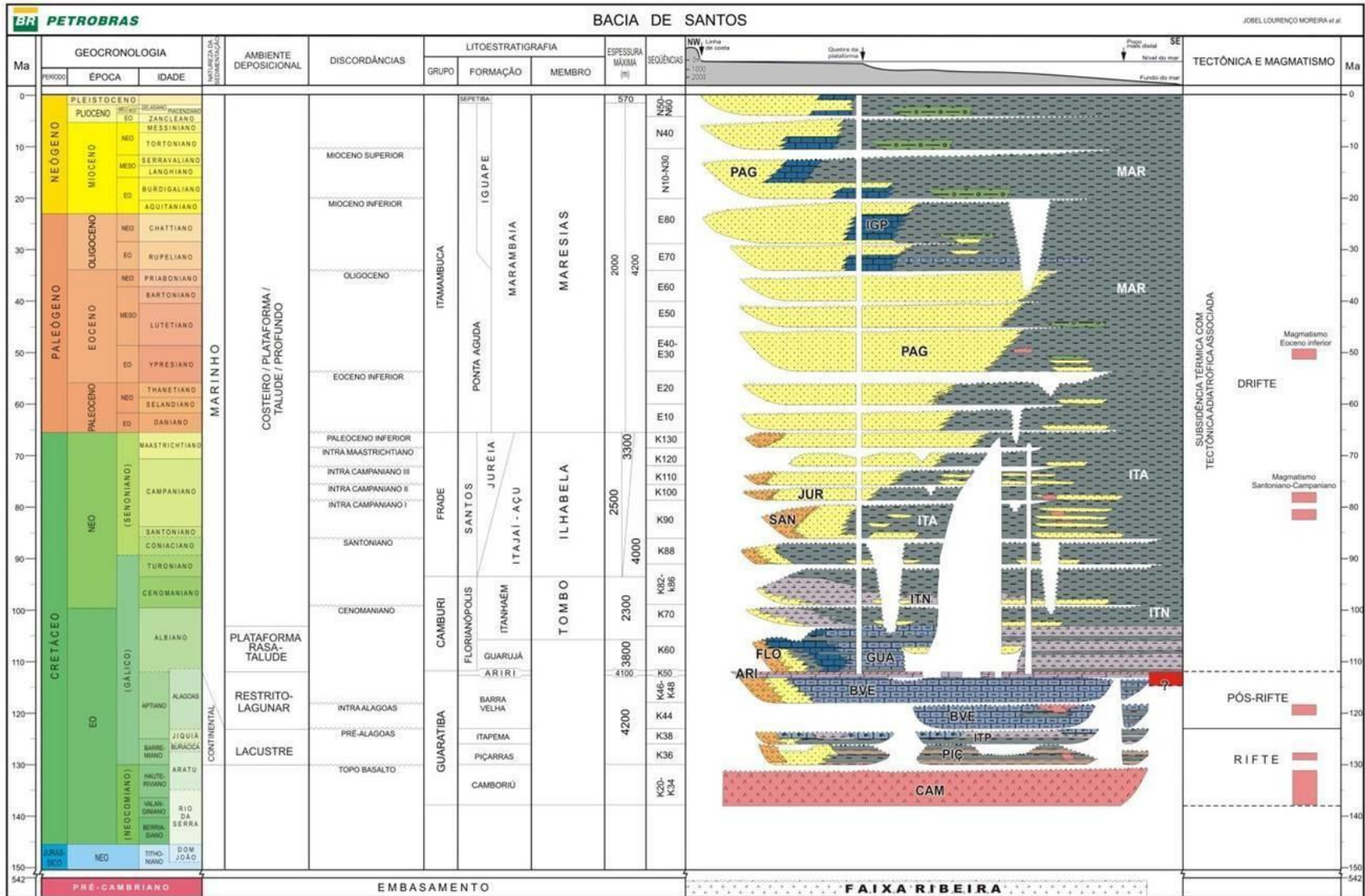


Figura 17: Carta Cronoestratigráfica da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007).

## 6. RESULTADOS

### 6.1. Dolomita

A dolomita é um mineral abundante no poço. Foram identificadas várias texturas de dolomita, sendo possível observar a distribuição das texturas na sequência estudada (Figura 18). A dolomita em sela e lamelar ocorrem de forma predominante ao topo do poço; a dolomita blocosa e mosaico são constatadas ao longo de todo o poço. No entanto, a dolomita blocosa predomina na parte mediana do poço. A dolomita em franja e romboédrica, apesar de estarem associadas com a dolomita lamelar, ocorrem de forma mais dispersa ao longo do poço. É importante mencionar, que existe um *gap* no testemunho, entre as profundidades x082,00m a x106,35m. As fácies utilizadas neste trabalho foram descritas pelo Projeto Pré- Sal, através da descrição petrográfica (figura 19).

Em relação a ordem de abundância das ocorrências, tem-se: 1) dolomita blocosa; 2) dolomita mosaico; 3) dolomita lamelar; 4) dolomita franja 5) dolomita em sela e 6) dolomita romboédrica

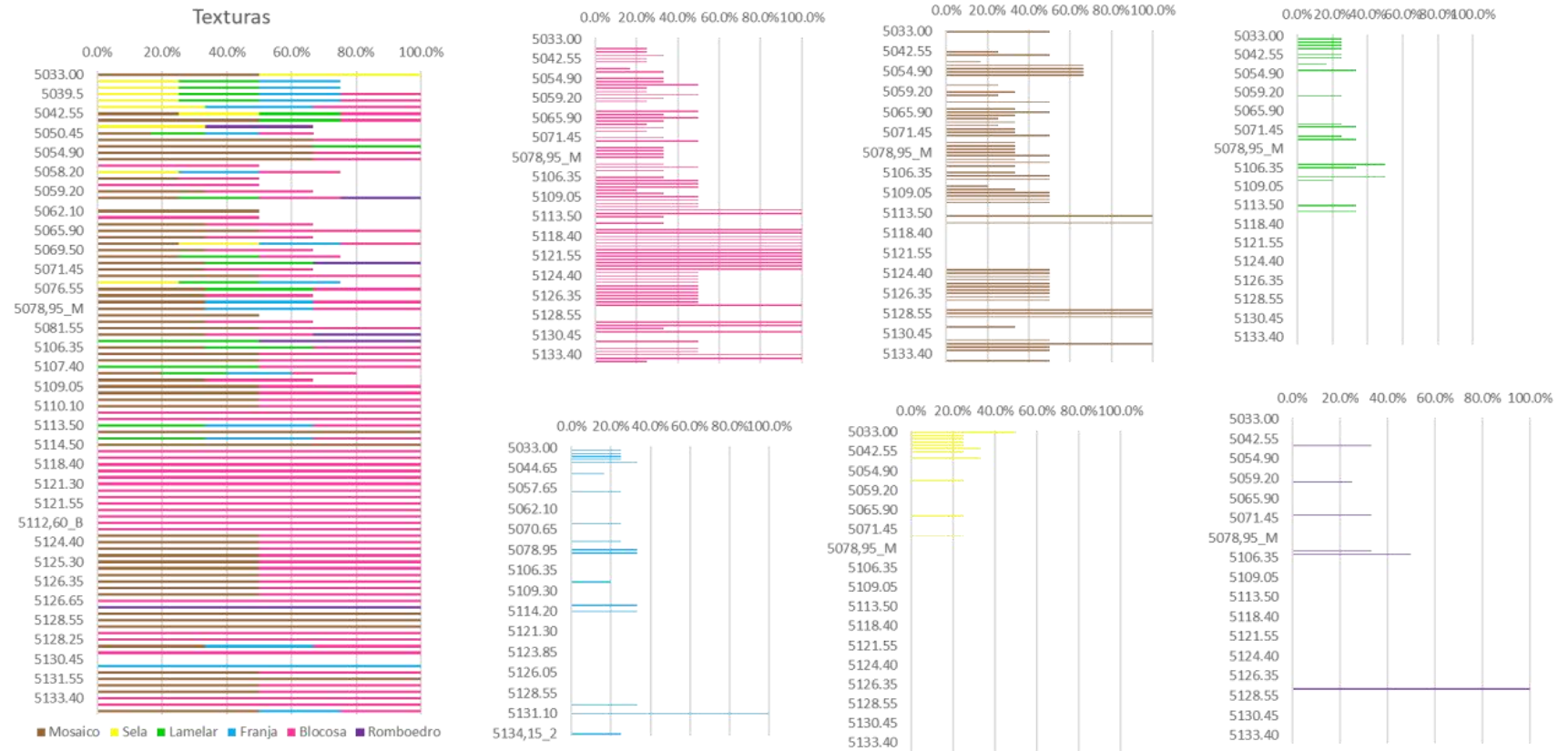


Figura 18: Distribuição de dolomita identificadas ao longo do poço.



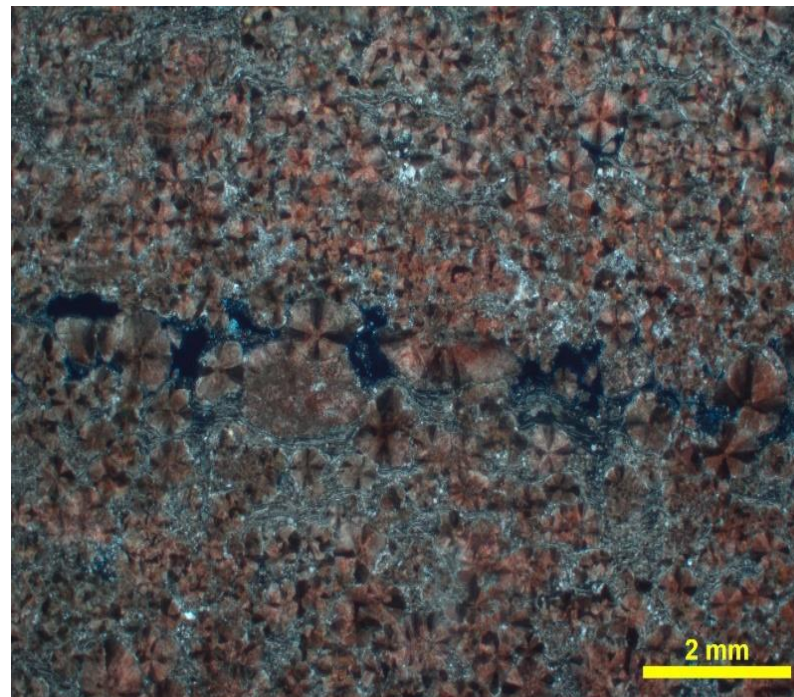
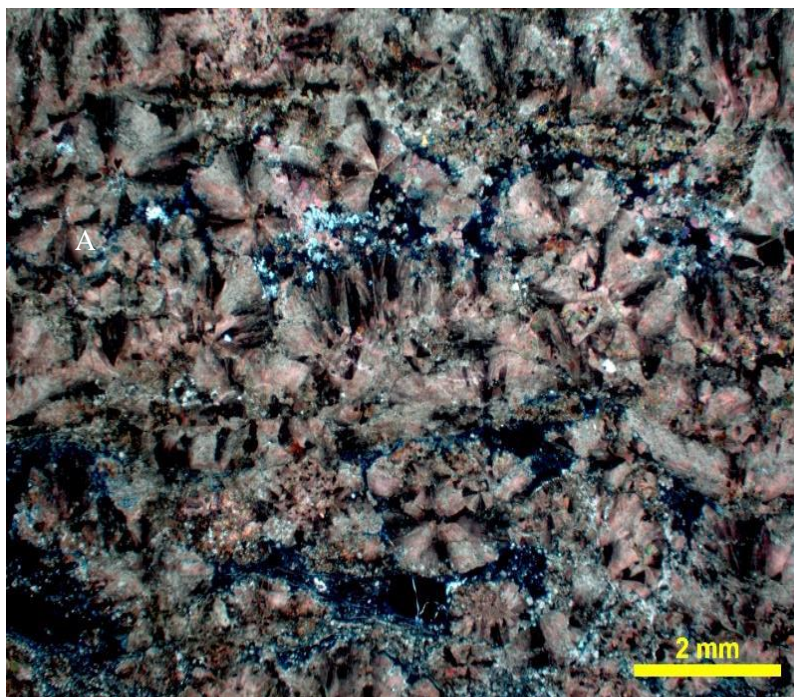


Figura 19: Fácies utilizadas no trabalho, descritas pelo projeto Pré-Sal. A) Visão geral de Spherulestone laminado contendo crostas calcínicas coalescidas e shubs. Objetiva: 1,25X; Nicol cruzado. B) Visão geral de Spherulestone laminado, contendo lamelas de dolomita. Objetiva: 1,25x; Nicol cruzado.

### 6.1.1 Dolomita Blocosa

A dolomita blocosa é a mais abundante no poço. Sua ocorrência se dá de forma frequente na parte mediana do poço, nas fácies *Spherulestone* laminado com argila (SPH-lmag), onde é possível observar uma intercalação com a dolomita do tipo mosaico. Esta forma de dolomita é caracterizada por cristais euédricos a subédricos, de tamanho modal: 0,4mm a 1,5mm. Ocorre como cimento entre as partículas que compõem a rocha, geralmente esferulitos e, em alguns casos, substituindo poros interagregado cristalino, indicando substituição de um material primário. Os cristais se apresentam límpidos, frequentemente com núcleos turvos de cor castanha e às vezes uma borda escura, sendo que alguns cristais mostram um padrão de zoneamento no núcleo e outros uma dissolução no núcleo e na borda (figura 20). É importante ressaltar que ocasionalmente, estes cristais exibem uma extinção ondulante, que é uma característica comum em dolomita do tipo sela. Por vezes, essa característica dificulta a separação das duas. Segundo a classificação proposta por Sibley & Gregg (1987), a dolomita blocosa é classificada como planar euédrica a planar subédrica. Já de acordo com a classificação de Randazzo & Zachos (1983), a dolomita blocosa é uma dolomita inequigranular, porfirotóptica (*porphyrotopic*), com os cristais em contato rômboico (*contact-rhomb*).



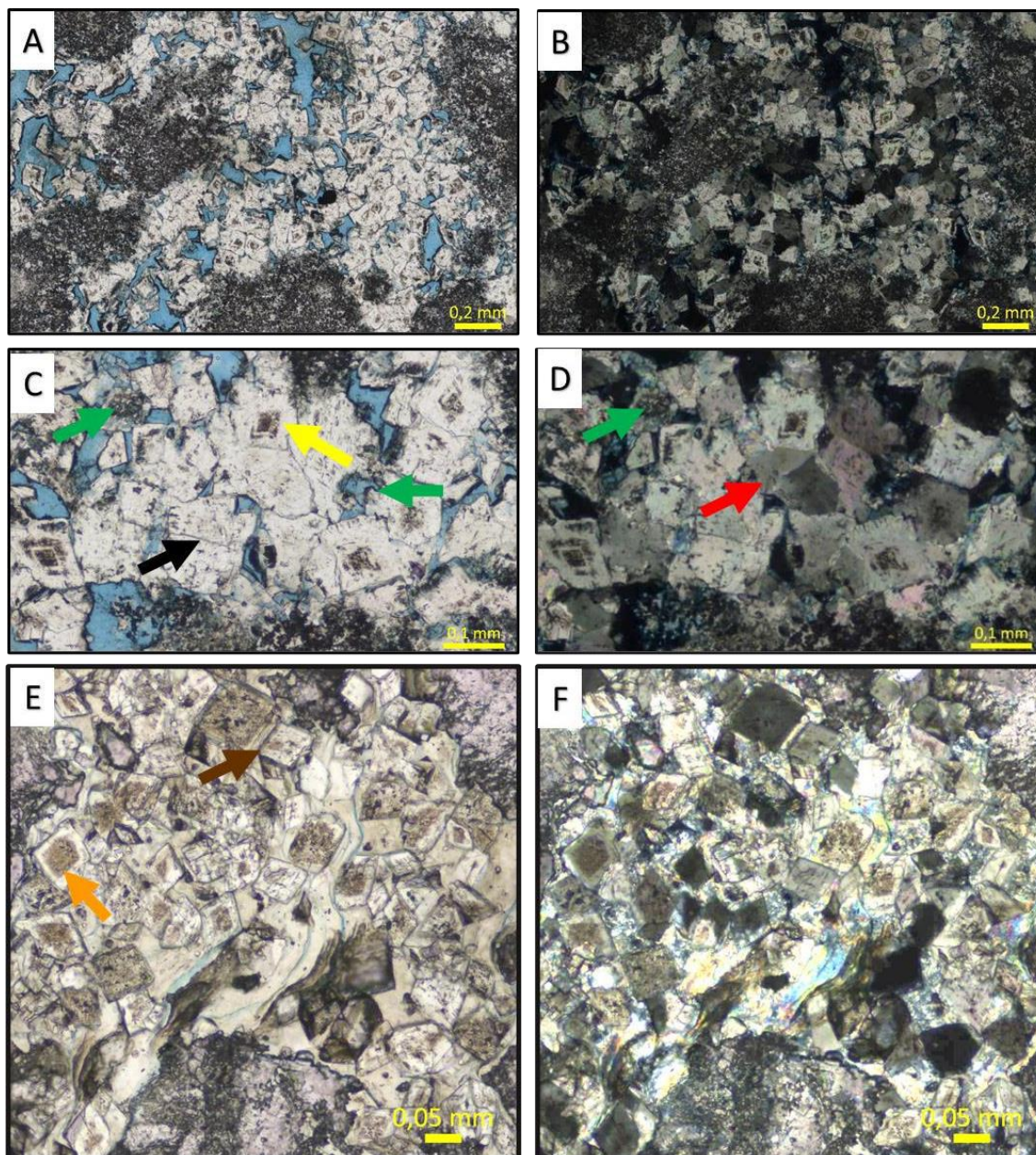


Figura 19: Em A) Cristais de dolomita do tipo blocosa em nicóis paralelos, profundidade X074,00m; B) mesma imagem de A, porém em nicóis cruzados; C) cristais de dolomita blocosa em detalhe, profundidade X074,85m. Notar cristais límpidos (seta preta), cristais com zoneamento (seta amarela) e cristais com dissolução no núcleo e na borda (seta verde); D) mesma imagem de C, porém em nicóis cruzados. Notar extinção ondulante em alguns cristais (seta vermelha); E) cristais de dolomita blocosa em detalhe, nicóis paralelos, profundidade: X123,85m. Notar núcleo turvo/castanho (seta laranja) e borda escura (seta marrom); F) mesma imagem de E, porém, em nicóis cruzados.

Os cristais de dolomita blocosa, apresentam um tipo de zonação concêntrica oscilatória observada nas imagens de catodoluminescência (CL), sendo possível observar um padrão em que o núcleo apresenta uma cor laranja-avermelhada, por vezes também um núcleo mais

amarelado (luminescência intensa), com uma camada interna esverdeada e a camada mais externa escura (preta), (figura 21-A). Nas análises químicas pontuais por MEV-EDS, as zonas mais acesas apresentam manganês (Mn), porém no núcleo mais aceso, não foram identificados teores expressivos de Mn. É possível observar pelo mapa composicional por EDS (figura 21- B) que há uma entrada gradual de sílica nos volumes analisados, que pode ser um fator modificador da luminescência do núcleo, ficando mais aceso, até a borda, onde aparece o Fe também em baixa concentração.

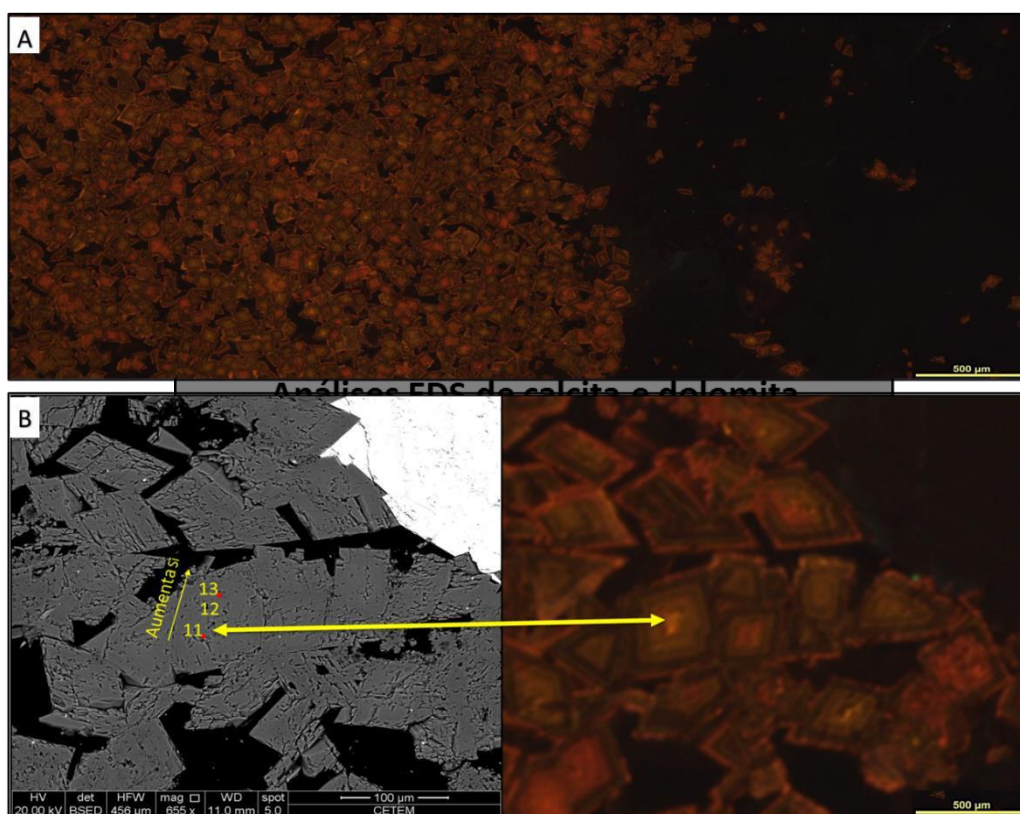


Figura 20: A) Imagens de catodoluminescência de cristais de dolomita blocosa presentes na profundidade x109,55m; B) Imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de dolomita presentes na profundidade X126,05m a esquerda (os números indicam análises pontuais por EDS); e a direita, detalhe da imagem de catodoluminescência mostrando núcleo aceso (seta amarela).

O núcleo da dolomita blocosa é considerado a parte mais instável, pois apresenta maior excesso de Ca, que vai diminuindo do núcleo para a borda (figura 22), podendo este excesso estar causando a luminescência por defeito cristalino já que está ocorrendo dissolução nessa



região do cristal, como observado no trabalho de Jones & Luth (2003). Na figura 22 mostram-se como cristais bem formados (euédricos a subédricos) com um tom de cinza mais claro por causa do Sr, como também, uma borda escura, no qual caracteriza a presença de magnetita na figura 22B.

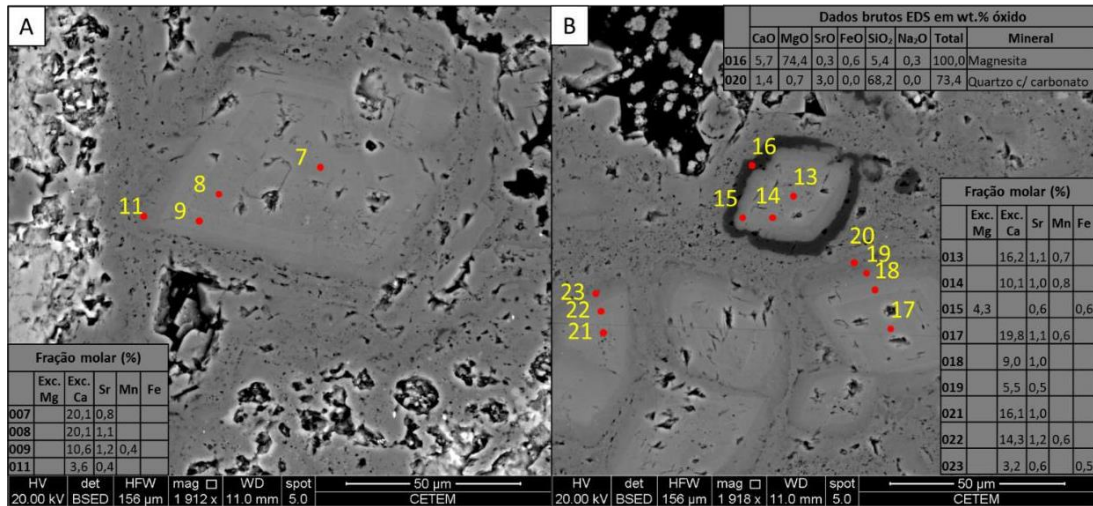


Figura 21: (A) Imagem de MEV-EDS na profundidade X175,15m observa-se o excesso de Ca diminuindo do núcleo para a borda; em B observa-se novamente o excesso de Ca no núcleo e um cristal com borda de magnetita.

### 6.1.2 Dolomita Mosaico

A textura mosaico, caracteriza-se por cristais anédricos a subédricos, com tamanho modal de 0,05mm a 0,12mm. Ocorre praticamente ao longo de todo poço, nas fácies *Shperulestone* laminado com argila (SPH-Imag) e como foi mencionado, é observado uma intercalação com a dolomita blocosa. Aparece em sua maioria, substituindo matriz argilosa, como também partículas como esferulitos e shrebs, porém quando a rocha ocorre intensamente dolomitizada, não é possível a identificação dos constituintes primários e por vezes se apresenta como cimento. Os cristais exibem uma coloração marrom escuro, dando um aspecto maciço indistinto por estarem bem compactados. De acordo com a classificação de Sibley & Gregg (1987), essa dolomita é classificada como do tipo mosaico não planar. Já segundo o esquema de



Randazzo & Zachos (1983), ela é classificada como equigranular- mosaico saturado (*sutured*), (figura 23).

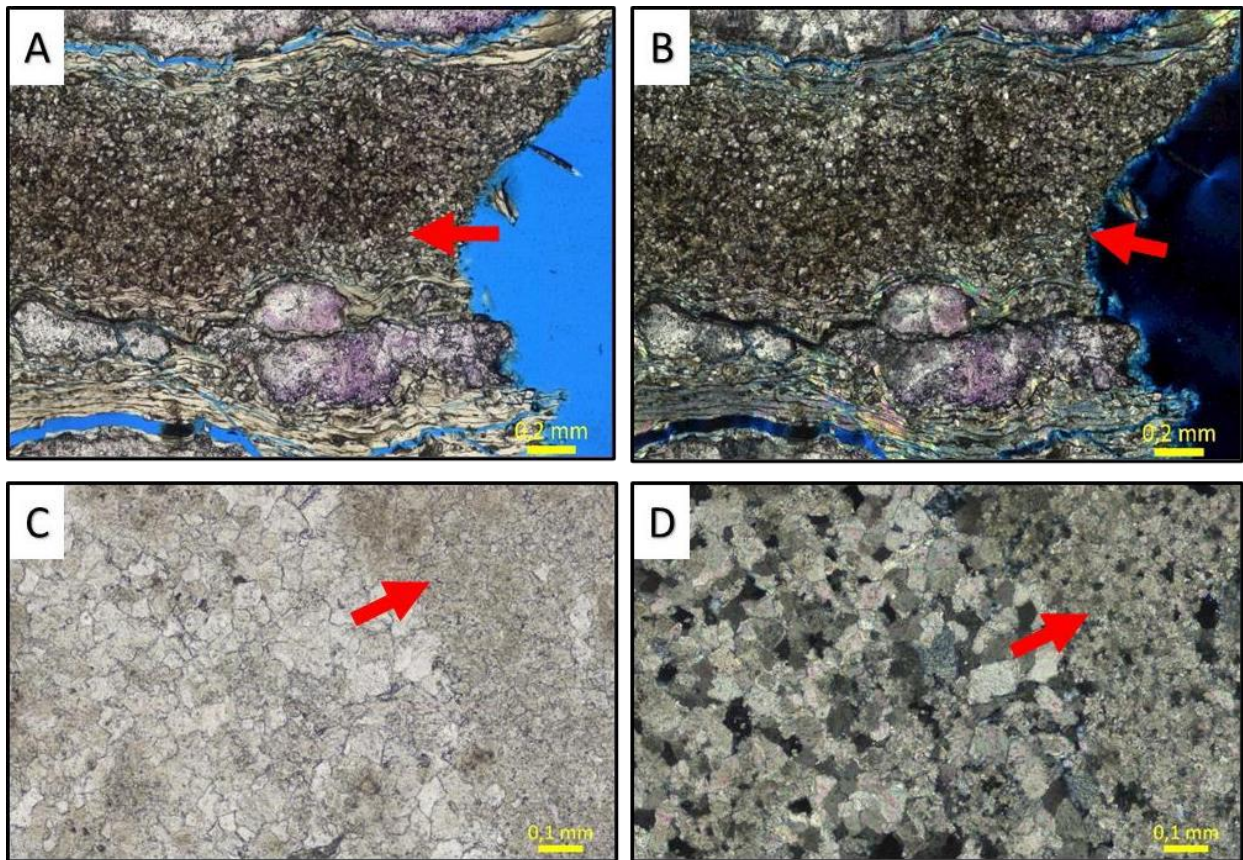


Figura 22: A) Cristais de dolomita mosaico, profundidade x121,00m, bem compactados, substituindo a argila (seta vermelha) em nicóis paralelos; B) mesma imagem de A em nicóis cruzados; C) Cristais de dolomita mosaico, profundidade x046,45m (seta vermelha) intercalados com dolomita do tipo blocosa em nicóis paralelos; D) mesma imagem de C em nicóis cruzados.

Em catodoluminescência (CL) é possível observar que os cristais de dolomita do tipo mosaico, apresentam uma feição de aglutinação, no qual sobressai a luminescência de cor laranja-avermelhado, com pontos mais amarelados (forte luminescência) e esverdeados, não sendo possível obter um padrão de zonação (figura 24-A). Nas análises químicas pontuais por EDS, identifica-se a presença de manganês (Mn) mais restritamente e ferro (Fe) em maior concentração em relação a dolomita do tipo blocosa, como também cristais de morfologia anédricos a subédricos (figura 25). No MEV, cristais anédricos a subédricos apresentam-se com

um tom de cinza mais claro devido a presença de Sr, Fe e Mn (figura 25).

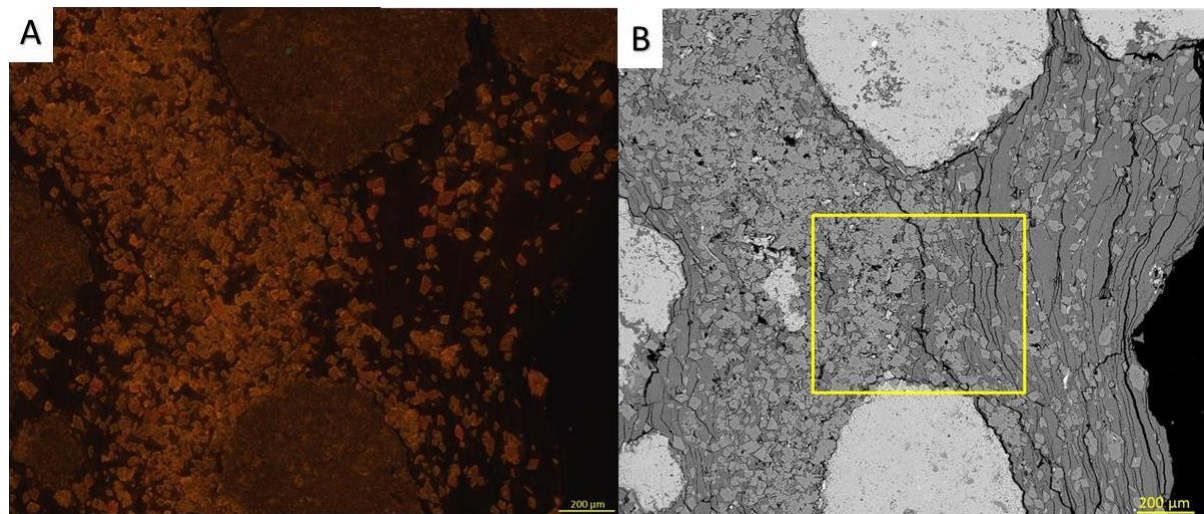


Figura 23: Cristais de dolomita do tipo mosaico em catodoluminescência (CL) na profundidade X121,00; B) Cristais de dolomita mosaico em MEV. Nota-se que não é possível observar um padrão de zonação dos cristais na catodoluminescência em MEV e que os cristais não apresentam fácies definidas.

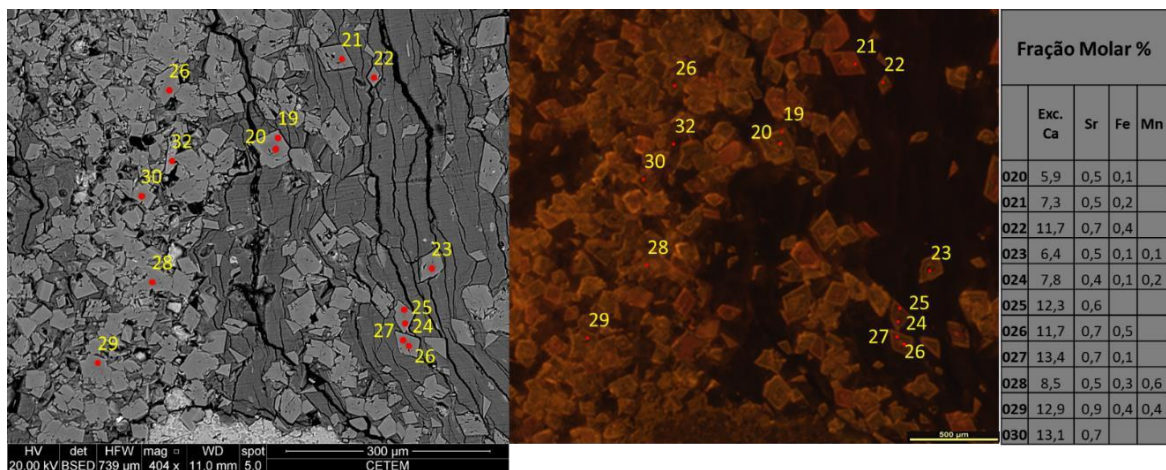


Figura 24: químico de MEV-EDS na profundidade X120,00m. Note que mesmo embaixas proporções, o Fe se faz presente em maior quantidade do que na dolomita blocosa.

### 6.1.3 Dolomita lamelar

A dolomita de textura lamelar ocorre em maior quantidade no topo do poço, porém se faz presente em outros pontos estando relacionada à fácies *Spherulestone* laminado com *Shrubs*



(SPH-sb). Esta textura de dolomita apresenta uma morfologia em lamelas, que possuem uma espessura variando entre 0,02mm e 0,03mm, ocorrendo: i) de forma abundante nos interstícios entre esferulitos e shrubs; ii) substituindo material não identificado, que pode corresponder a argila ou até mesmo algas; e iii) em poros inter agregados cristalinos. A partir das descrições petrográficas, foi possível observar que este tipo de dolomita, manifesta-se de formas diferentes: como (a) lamelas contínuas, semelhante a franjas duplas, frequentemente com uma feição linear escura em seu núcleo, bordas por vezes escuras e cristais de dolomita romboédrica associadas a estas lamelas. Ocasionalmente estas lamelas mostram uma extinção ondulante (Figura 26) e podem apresentar-se como (b) lamelas pseudomórficas de cristais, com aparência descontínua, formada por cristais com orientação caótica, associada a sílica microcristalina (Figura 27). Por apresentar uma morfologia não usual, esta dolomita não se enquadra em nenhuma classificação existente, portanto não foi classificada como as outras.

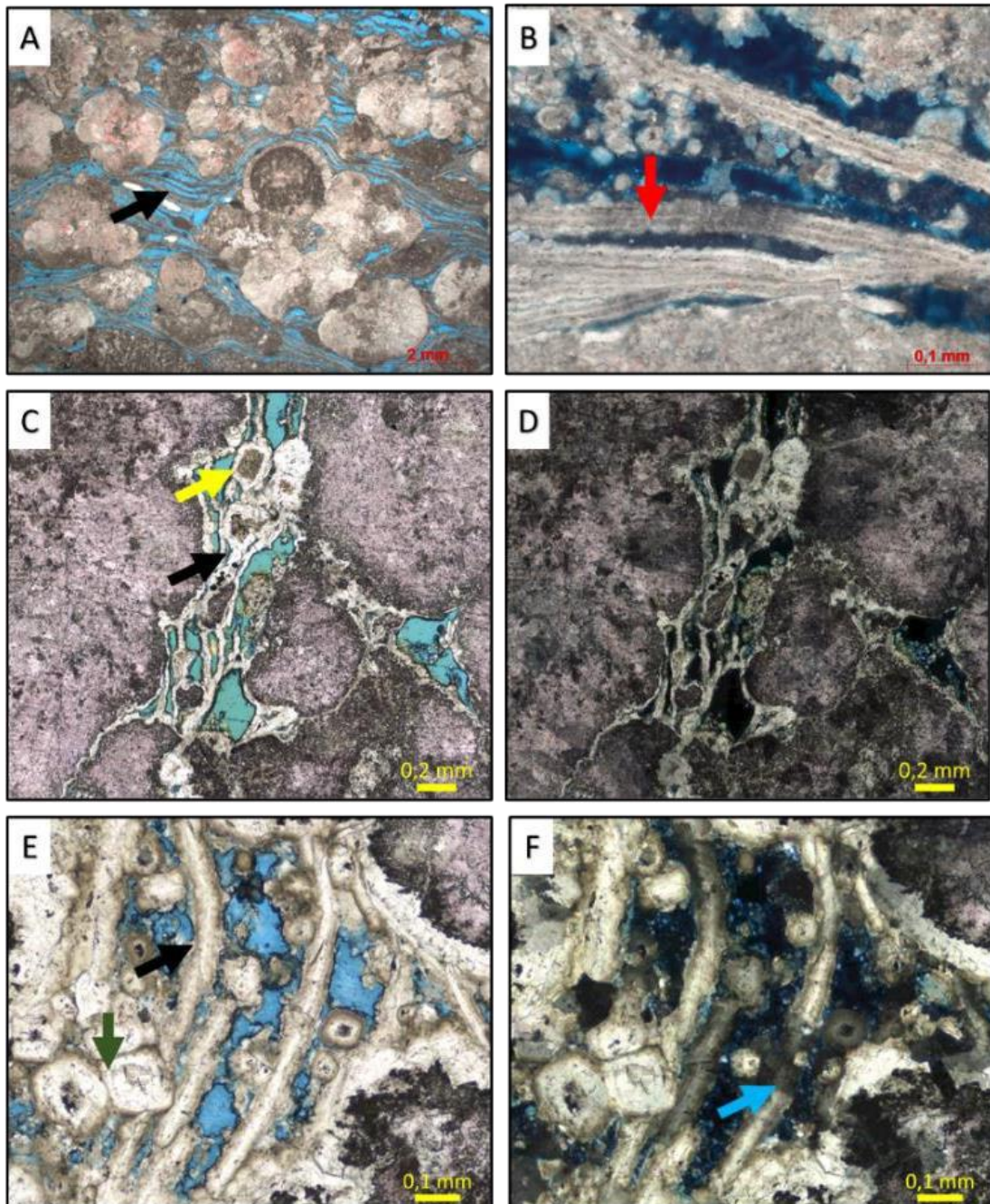


Figura 25: Em A) Dolomita lamelar com lamelas contínuas (seta preta) nos interstícios dos *shrubs* e esferulitos em nicóis paralelos na profundidade X082,00m; B) Detalhe das lamelas contínuas, frequentemente com uma feição linear escura ao centro (seta vermelha), em nicóis cruzados; C) lamelas de dolomita contínua (seta preta), com cristais de dolomita romboédrica associada as lamelas em nicóis paralelos (seta amarela) na profundidade X078,35m; D) mesma imagem de C em nicóis cruzados; E) detalhe das lamelas com borda mais escura (seta preta) associadas a dolomita romboédrica (seta verde) em nicóis paralelos na profundidade X113,15m; F) mesma imagem de E, mostrando a extinção ondulante na lamela (indicado pela seta azul) em nicóis cruzados.



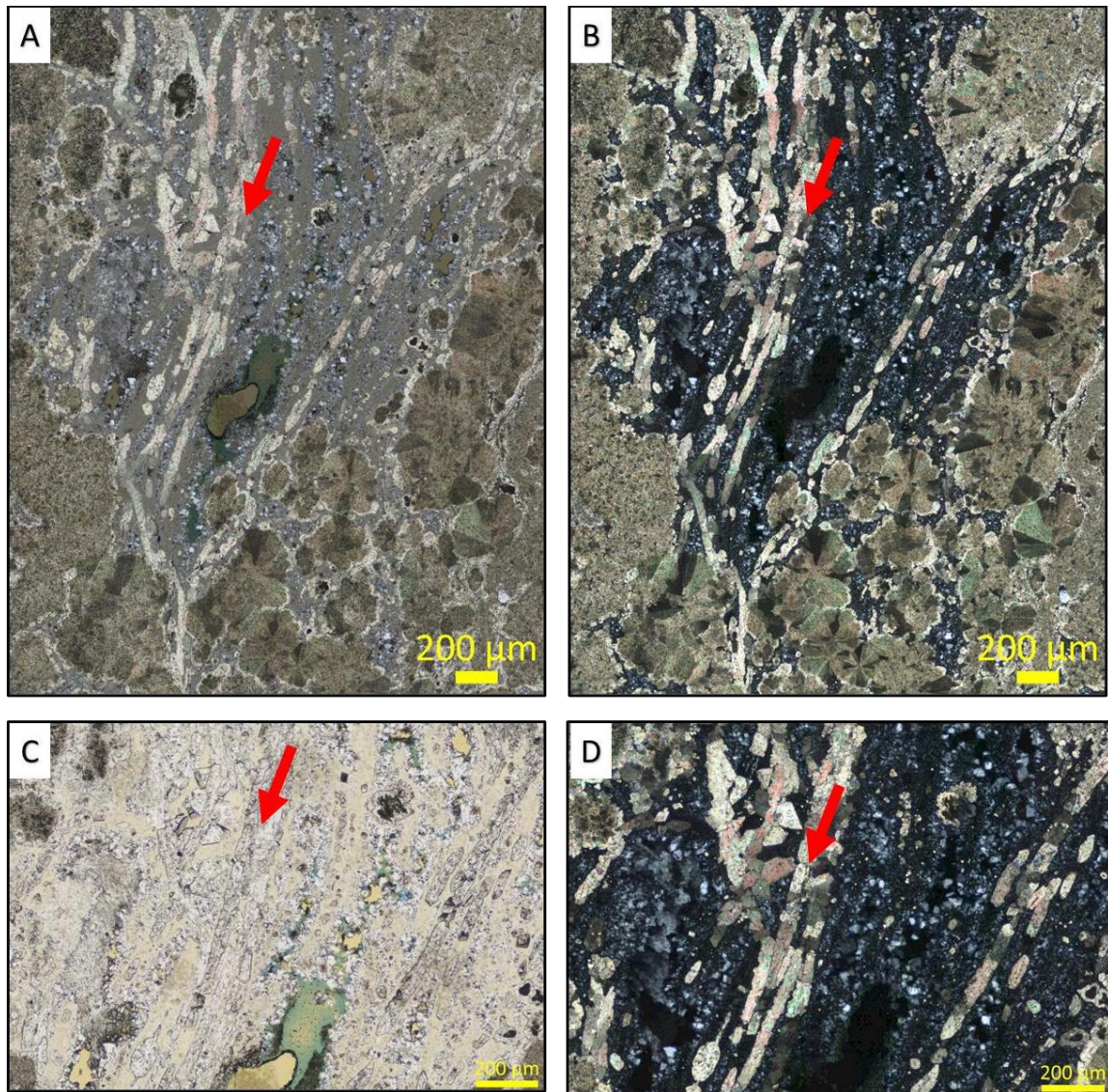


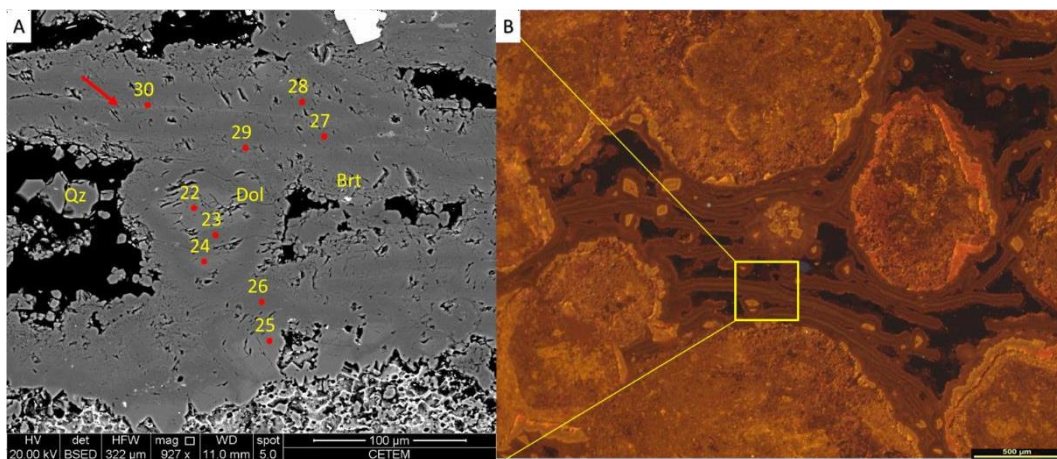
Figura 26: A) lamelas descontínuas de dolomita em nicóis paralelos na profundidade X036,60m; B) mesma imagem de A, em nicóis cruzados; C) detalhe das lamelas descontínuas (seta vermelha) em nicóis paralelos; D) mesma imagem de C, em nicóis cruzados. Note que os cristais apresentam uma entre as lamelas (seta vermelha).

Nas análises de catodoluminescência (CL), a dolomita lamelar de aspecto contínuo, apresenta uma luminescência de cor esverdeada escura no núcleo, com as bordas de cor avermelhada mais escura (Figura 28). Em MEV, as lamelas se apresentam com uma cor cinza mais clara, por vezes sendo possível identificar o lineamento escuro no meio (Figura 29-A). Nas análises químicas pontuais de MEV-EDS, a região de cor esverdeada observada na CL apresenta uma concentração baixa de silício (Si) na dolomita, podendo causar uma interferência e gerar essa luminescência esverdeada anômala, figura 29).





Figura 27: Imagem de catodoluminescência (CL) da lamela contínua de dolomita, na profundidade x109,55. Notar a borda de dolomita com cor avermelhada mais escura (seta amarela), e no centro da lamela, a cor esverdeada, como resposta ao teor de Si presente na lamela. Obs: Brilho e contraste foram ajustados para visualizar melhor as feições.



Análise EDS de calcita e fórmula estrutural							
Dados brutos EDS em wt.% óxido							
	CaO	MgO	SrO	MnO	FeO	SiO <sub>2</sub>	Fórmula estrutural (ajustada)
022	38,7	19,3	0,7	0,1	0,0		58,7 Ca(Mg <sub>0,834</sub> Ca <sub>0,175</sub> Sr <sub>0,01</sub> Mn <sub>0,001</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
023	35,9	21,4	0,2	0,0	0,1	0,5	58,2 Ca(Mg <sub>0,904</sub> Ca <sub>0,091</sub> Sr <sub>0,002</sub> Fe <sub>0,003</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
024	39,0	19,6	0,8	0,0	0,0		59,4 Ca(Mg <sub>0,819</sub> Ca <sub>0,189</sub> Sr <sub>0,012</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
025	43,4	21,2	0,5	0,0	0,0		65,1 Ca(Mg <sub>0,806</sub> Ca <sub>0,186</sub> Sr <sub>0,007</sub> Mn <sub>0,001</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
026	37,0	23,0	0,3	0,0	0,4	4,5	65,2 Ca(Mg <sub>0,923</sub> Ca <sub>0,065</sub> Sr <sub>0,003</sub> Fe <sub>0,008</sub> Mn <sub>0,001</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
027	35,7	22,0	0,4	0,0	0,2	2,4	Ca(Mg <sub>0,919</sub> Ca <sub>0,07</sub> Sr <sub>0,006</sub> Fe <sub>0,004</sub> Mn <sub>0,001</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
028	36,7	22,8	0,4	0,0	0,4	2,6	Ca(Mg <sub>0,92</sub> Ca <sub>0,065</sub> Sr <sub>0,006</sub> Fe <sub>0,009</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
029	40,7	20,7	0,4	0,0	0,2	3,3	Ca(Mg <sub>0,823</sub> Ca <sub>0,166</sub> Sr <sub>0,007</sub> Fe <sub>0,003</sub> Mn <sub>0,001</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
030	40,0	20,1	0,6	0,0	0,2	0,9	Ca(Mg <sub>0,818</sub> Ca <sub>0,168</sub> Sr <sub>0,009</sub> Fe <sub>0,007</sub> )(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>

Figura 28: Em A) Imagem de MEV das lamelas de dolomita contínua, na profundidade x109,55. Note o núcleo da lamela com um lineamento escuro (seta vermelha). Em B) mesma imagem de A, porém de catodoluminescência (CL); em C) MEV/EDS. Note o teor de sílica presente. Obs: Brilho e contraste foram ajustados para visualizar melhor as feições.

A dolomita lamelar descontínua mostra uma luminescência de cor esverdeada mais clara (luminescência mais forte) e bordas de cor avermelhada também mais acesas (figura 30-A). Pelas análises químicas de MEV-EDS a cor esverdeada mais clara poderia estar relacionada com a presença de silício (Si), que ocorre substituindo graduaamente a dolomita lamelar (figura 30-C).

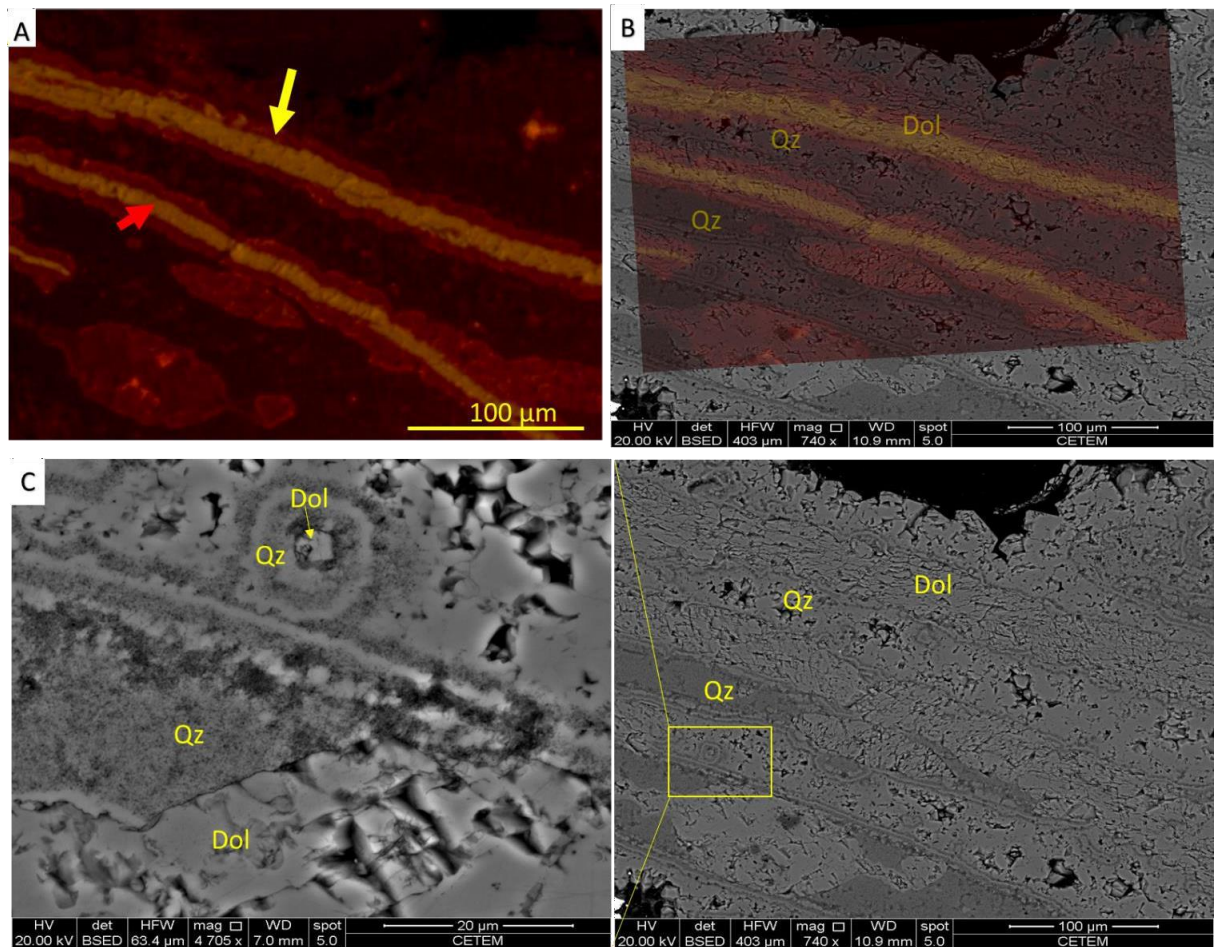


Figura 29: Em A) Imagem de catodoluminescência (CL) com brilho e contraste ajustados, na profundidade X036,60m. Note a borda das lamelas com cor avermelhada mais forte (seta amarela); em B) sobreposição da imagem de catodoluminescência sobre uma imagem de MEV. Em C) detalhe da imagem de MEV. Note a relação de quartzo e dolomita (a esquerda), na imagem a direita, imagem de MEV. As siglas Qz corresponde a quartzo e Dol a dolomita.

#### 6.1.4 Dolomita Franja

A textura de dolomita do tipo franja ocorre em maior abundância próximo ao topo do poço, mas também pode ser observada pontualmente ao longo dele, podendo ser associada a fácies Spherulestone laminado com Shrubs (SPH-sb). A figura 31 mostra que a



dolomita em franja possui características similares a da dolomita lamelar. Entretanto, ela recebe o nome de franja, por ocorrer sempre nas bordas dos esferulitos e shrubs, exibindo um formato de franja (Figura 31).

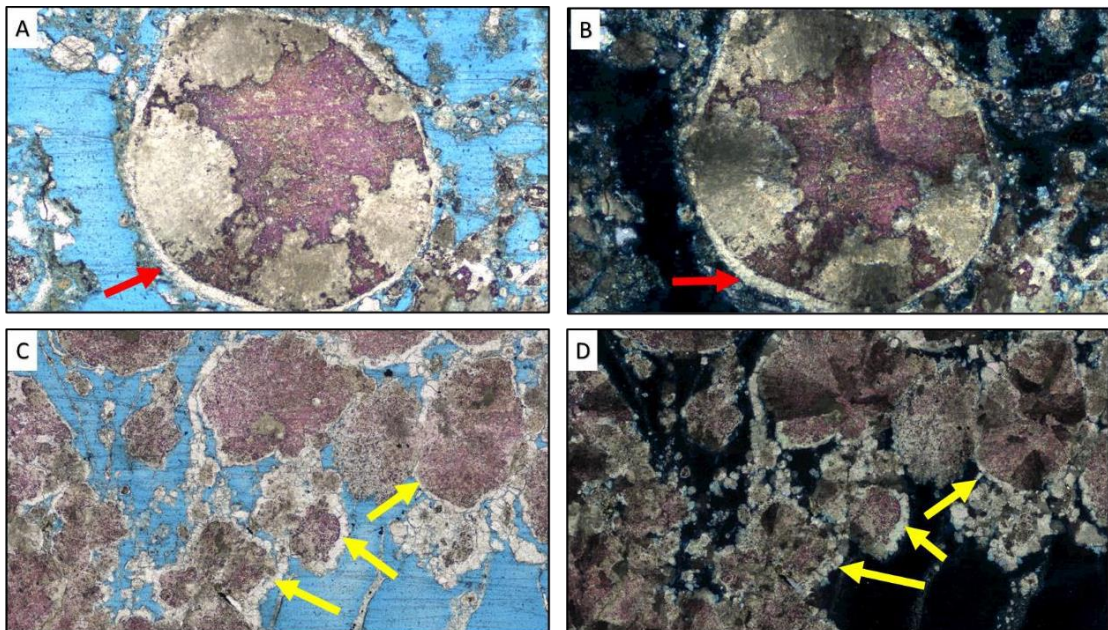


Figura 30: A) Dolomita franja envolta ao esferulito (seta vermelha) em nicóis paralelos, na profundidade X033,95m; B) mesma imagem de A em nicóis cruzados; C) dolomita franja envolvendo esferulito (setas amarelas), nicóis paralelos. Note que é possível observar também dolomita lamelar; em D) mesma imagem de C, em nicóis cruzados.

#### 6.1.5 Dolomita em sela

A textura da dolomita em sela, é observada mais frequentemente no topo do poço, mas também é encontrada pontualmente no decorrer do poço, sendo associada a fácies *Spherulestone* laminado com *Shrubs* (SPH-sb). Constitui-se de duas formas: i) como cristais anédricos com forte extinção ondulante e tamanho modal 1,4mm; e ii) cimentando a rocha e preenchendo poro interpartícula (Figura 33-A, B, C). Pode ser classificada de acordo com Sibley & Gregg (1987) como não planar e de acordo com Randazzo & Zachos (1983) como equigranular-mosaico-saturado. Esta dolomita do tipo sela, pode ocorrer também, como cristais subédricos, com faces curvas, forte extinção ondulante e uma dissolução por vezes nas bordas



dos cristais. Nesse caso, seu tamanho modal varia entre 0,3mm e 0,5mm e o mineral ocorre preenchendo poro inter agregado cristalino e substituindo constituintes primários. De acordo com Sibley & Gregg (1987), esse segundo tipo de dolomita em sela é classificado como planar subédrico, enquanto na classificação de Randazzo & Zachos (1983), ela é classificada como inequigranular-porfirotopica- romboedros flutuantes (*floating rhomb*), (figura 32).

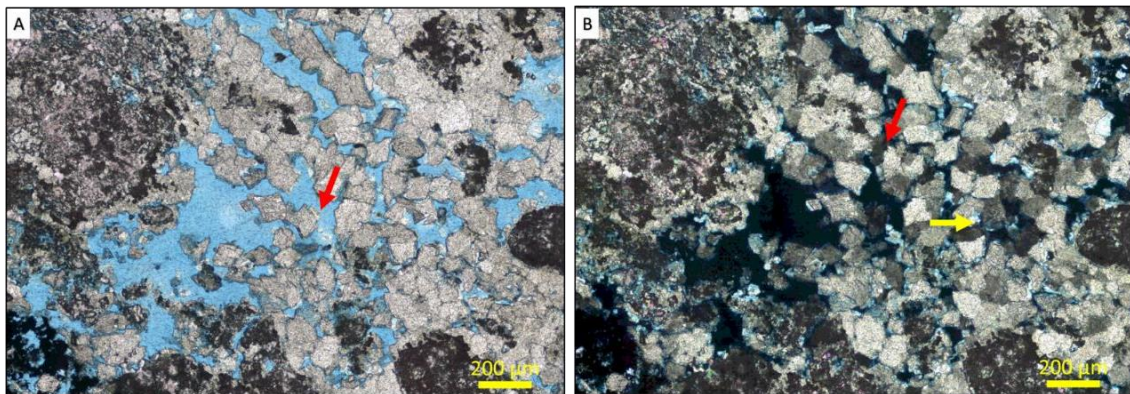


Figura 31: A) dolomita estilo em sela de cristais subédricos (seta vermelha), em nicóis paralelos na profundidade X055,15m; B) mesma imagem de A, porém em nicóis cruzados. Note a extinção ondulante dos cristais (seta vermelha) e dissolução na borda (seta amarela).

Nas imagens de catodoluminescência (CL), é possível observar que os cristais de dolomita com estilo em sela anédricos não apresentam nenhum tipo de zonação, e possuem apenas uma luminescência avermelhada escura, com pontos avermelhados um pouco mais claros, apresentando um aspecto maciço indistinto (Figura 33-D). Já os cristais subédricos, apresentam um tipo de zonação mais fraca, se comparada com a zonação da dolomita de textura blocosa, com um núcleo laranja avermelhado, com bordas esverdeadas (Figura 34-B). As análises químicas pontuais por MEV-EDS indicam a ausência de Fe e Mn, e a ocorrência de um excesso de Ca nas bordas do cristal. Esse excesso de Ca diminui das bordas para o núcleo dos cristais de dolomita. Isto pode ser um indicativo de que as bordas do cristal são mais instáveis do que o núcleo, o que é compatível com a dissolução que é observada pelas imagens de MEV (Figura 34-A). Nota-se também nas imagens de MEV, a ocorrência de cristais subédricos a euédricos de faces curvas e cor cinza em um tom mais escuro (figura 34-A).

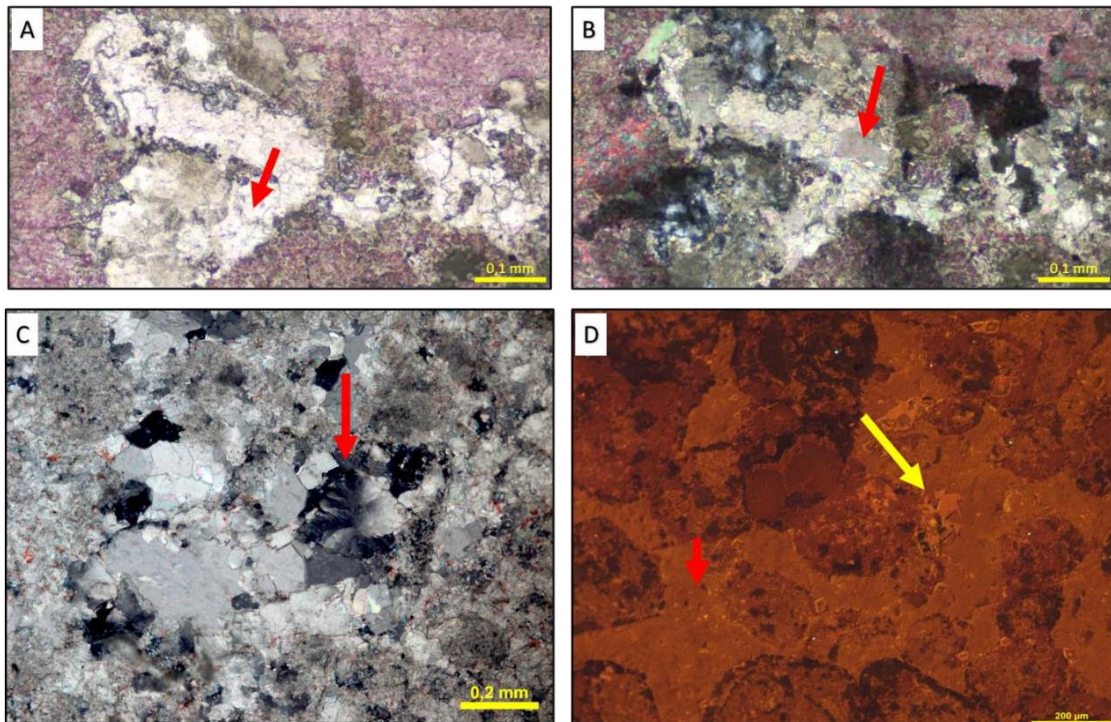


Figura 32: A) dolomita do tipo sela com cristais anédricos (seta vermelha) em nicóis paralelos na profundidade X033,95m; B) mesma imagem de A, em nicóis cruzados; C) detalhe para forte extinção ondulante (seta vermelha), em nicóis cruzados na profundidade x055,10m; D) imagem de catodoluminescência. Note que a luminescência da dolomita em sela anédrica é avermelhada escura, maciça e indistinta (seta vermelha), com alguns pontos de vermelho um pouco mais claro (seta amarela). Obs: Brilho e contraste foram ajustados para visualizar melhores feições.

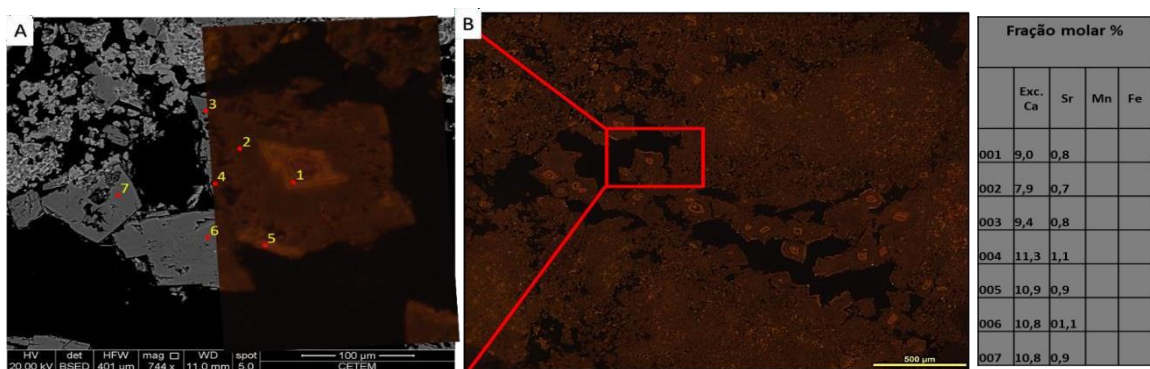


Figura 33: A) Imagem do MEV, mostrando as análises químicas pontuais de EDS e a imagem de catodoluminescência (CL) mostrando a fraca luminescência na dolomita subédrica, na profundidade X074,00m. Note uma dissolução na borda do cristal maior; B) Imagem de catodoluminescência (CL) mostrando uma fraca luminescência. Note que o Ca aumenta em direção a borda do cristal.

### 6.1.6 Dolomita romboédrica

A dolomita de textura romboédrica não é abundante e está relacionada com a dolomita lamelar. Sua ocorrência se dá de forma pontual ao longo do poço e pode-se correlacioná-la com a fácies Spherulestone laminado com *shrubs* (SPH-sb). Esse tipo de dolomita corresponde a cristais euédricos, com tamanho variando entre 0,14 mm e 0,2 mm, que ocorrem associados com as lamelas contínuas de dolomita, substituindo poros inter agregado cristalino, e também substituindo material primário. Os cristais apresentam-se límpidos, porém núcleos turvos de cor acastanhada são comuns. Ocasionalmente, é possível observar resquícios de dissolução no núcleo e uma borda escura com uma tonalidade marrom, assim como por vezes, exibem uma extinção ondulante. De acordo com Sibley & Gregg (1987), esse tipo de dolomita é classificado como cristais planar euédricos; já de acordo com a classificação proposta por Randazzo & Zachos (1983), esse tipo de dolomita é classificada como inequigranular-porfirotópic- romboedros flutuantes (*floating rhomb*) (Figura 34).



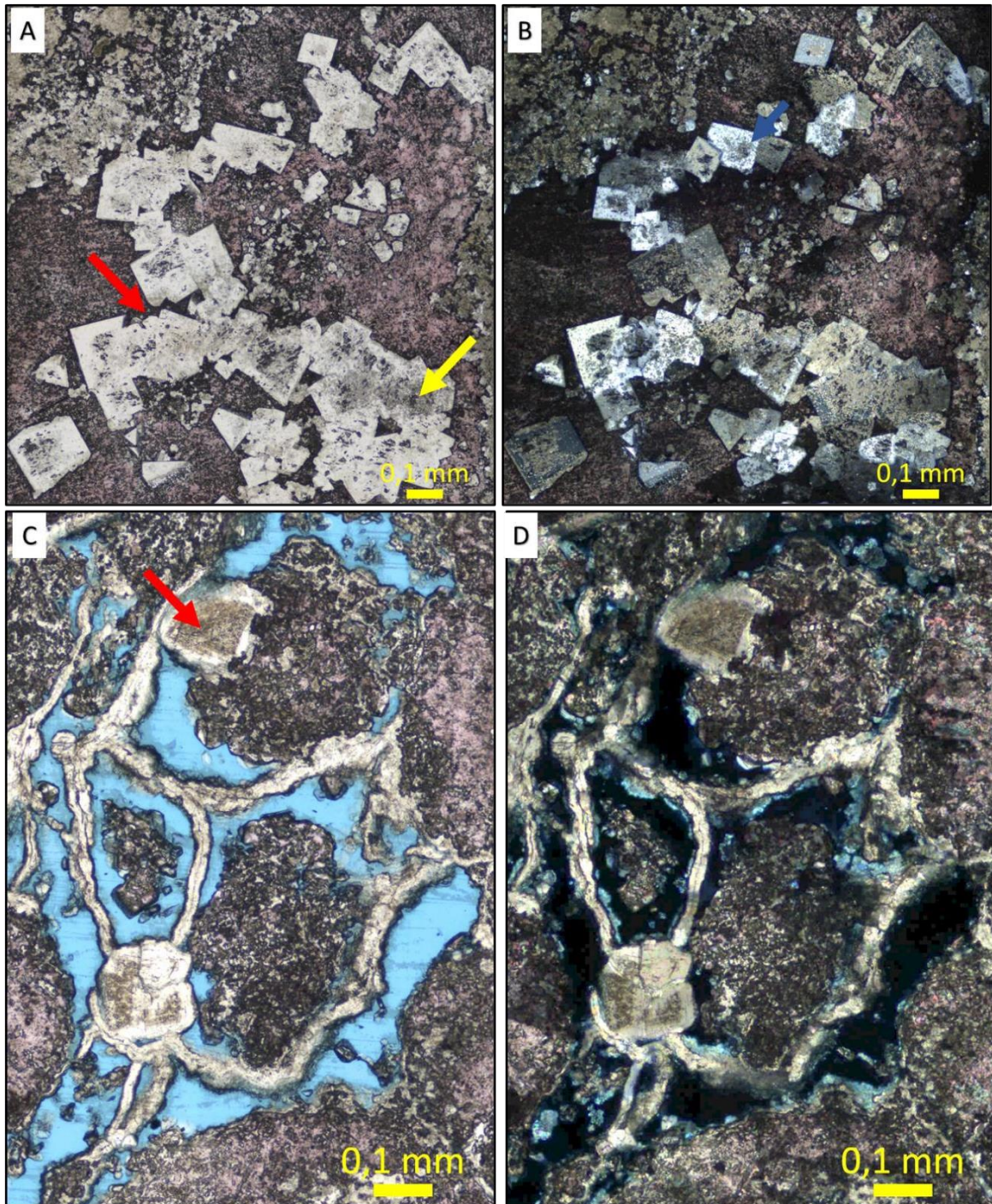


Figura 34: A) Cristais de dolomita romboédrica em nicóis paralelos, na profundidade X078,35m. Note que alguns cristais apresentam dissolução na borda (seta vermelha) e no núcleo (seta amarela); B) mesma imagem de A, em nicóis cruzados. Note cristal com extinção ondulante (seta azul); C) cristais de dolomita romboédrica entre as lamelas de dolomita, na profundidade XX13,15m. Note núcleo turvo, cor acastanhado (seta vermelha), nicóis paralelos; D) mesma imagem de C, em nicóis paralelos.

Os cristais de dolomita romboédrica apresentam um tipo de zonação concêntrica observada nas imagens de catodoluminescência (CL), sendo possível observar um padrão em

que o núcleo apresenta uma cor laranja-avermelhada, por vezes também um núcleo mais amarelado (aceso), com uma camada interna esverdeada e a camada mais externa escura (avermelhada escura), (Figura 36-B). Nas análises químicas pontuais por MEV-EDS, as zonas mais acesas apresentam manganês (Mn) em baixa concentração. No entanto, observa-se pela análise química por EDS (figura 36-A) que há a presença de ferro (Fe) e manganês (Mn) no núcleo, apresentando luminescência mais acesa. Entretanto, observa-se que o excesso de cálcio (Ca) aumenta do núcleo para a borda do cristal, indicando que as bordas são o ponto de maior instabilidade do cristal. Isso é compatível com a presença de resquícios de dissolução nas bordas desses cristais (Figura 36-A).

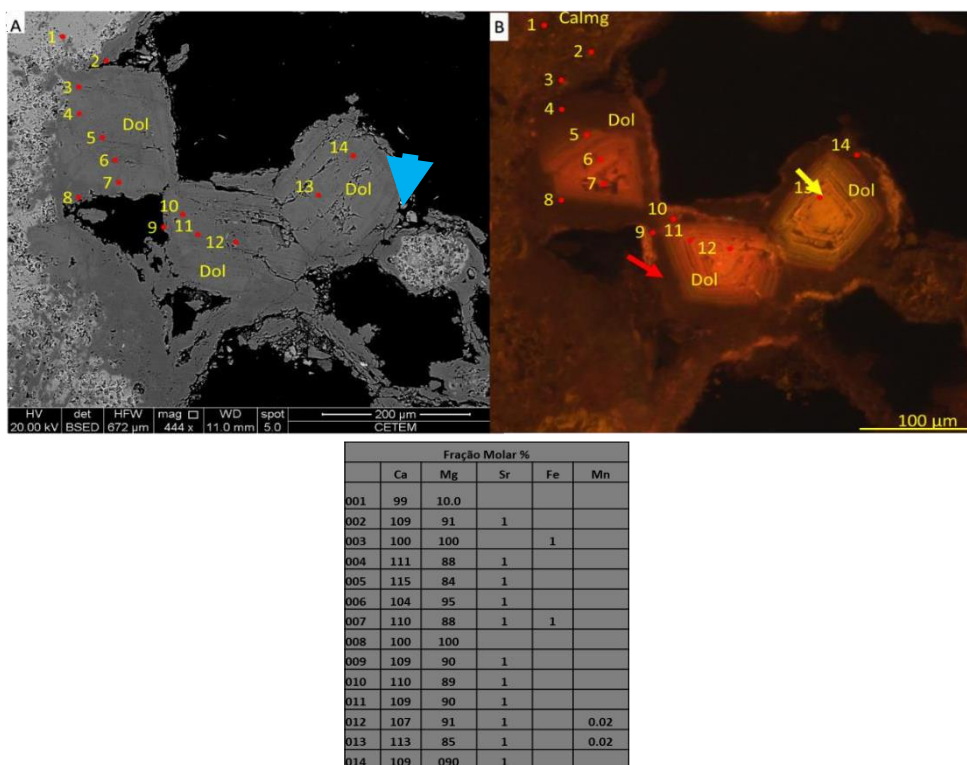


Figura 35: Em A) Os pontos de análise química por EDS mostram um maior excesso de Ca na borda, pelo MEV, na profundidade X078,35m. Note a dissolução na bora (seta azul); B) mesma imagem de A, em catodoluminescência (CL). Note a borda escura (seta vermelha) e núcleo com luminescência forte (seta amarela).



## 7 DISCUSSÕES

O quadro a seguir, visa sintetizar os resultados referentes as texturas encontradas e caracterizadas no presente trabalho.

Textura da dolomita	Ocorrência no poço	Fácies relacionada	Elementos relacionados	Elementos que substitui	Química por EDS	Textura relacionada
Blocosa	Todo o poço	<i>Spherulestone</i> laminado com argila	Cimento entre os esferulitos	Não identificado	Sr, Fe, Mn e Si	Mosaico e romboédrica
Mosaico	Todo o poço	<i>Spherulestone</i> laminado com argila	Por vezes se apresenta como cimento	Por vezes matriz argilosa, <i>shrubs</i> e esferulitos	Sr, Fe e Mn	Blocosa
Lamelar	Mais ao topo	<i>Spherulestone</i> laminado com <i>Shrubs</i>	Ocorre nos interstícios de esferulitos e <i>shrubs</i>	Não identificado, podendo ser argila ou alga	Sr, Fe, Mn e Si	Romboédrica e franja
Sela	Topo	<i>Spherulestone</i> laminado com <i>Shrubs</i>	Cimentando o poro	Não identificado	Sr	-
Franja	Mais ao topo	<i>Spherulestone</i> laminado com <i>Shrubs</i>	Nas bordas dos esferulitos e <i>shrubs</i>	Não identificado	-	Lamelar
Romboédrica	Pontual	<i>Spherulestone</i> laminado com <i>shrubs</i>	Esferulitos e <i>shrubs</i>	Não identificado	Sr, Fe e Mn	Lamelar

Quadro 1: Quadro comparativo com as características das texturas de dolomita.

De acordo com (Saller *et al.*, 2016), a dolomita blocosa, nomeada pelos autores como dolomita cristalina, estão relacionados geralmente a *wackstones* esferulíticos, laminitos estevensíticos e laminitos orgânicos. São cristais geralmente euédricos a subédricos, amplamente espaçados, que carecem de indicadores de substituição, isto é, grãos substituídos. Portanto, interpreta-se que a presença de cristais espaçados indica precipitação de dolomita direto da água do lago, dolomita primária, supersaturada em relação a dolomita.

Lima & De Ros (2019) descrevem a dolomita blocosa sendo relativamente comum no Pré-Sal, apresentando morfologia em blocos, normalmente substituindo argila magnesiana e esferulitos. Esta substituição é um indicativo de que esta dolomita seja resultado de processos eodiagenéticos e/ou mesodiagenéticos que ocorrem antes da silicificação. Por esta dolomita não apresentar inclusões de sílica, é indicativo que seja de uma fase pré-existente, que se formou no carbonato, que em seguida foi silicificado.

A dolomita blocosa observada neste estudo (Quadro 1), através das análises petrográficas, apresenta características como cristais límpidos, por vezes com núcleo turvo, morfologia euédrica a subédrica, ocasionalmente extinção ondulante, bordas as vezes escuras e com bordas e núcleos com dissolução. Estas Características foram observadas também nos cristais de dolomita do tipo romboédrica, onde ambas as dolomitas, apresentam um padrão de zonação concêntrico, com uma luminescência forte laranja avermelhada no núcleo, envolto por uma luminescência de cor esverdeada.

No entanto, nas análises químicas pontuais (MEV-EDS) apresentam uma diferença em relação ao excesso de cálcio (Ca), a dolomita blocosa apresenta um excesso de Ca no núcleo que vai diminuindo para a borda, enquanto há um aumento de silício (Si) do núcleo para a borda. Em contrapartida a dolomita romboédrica, mostrou nas análises químicas pontuais, que o excesso de Ca, se concentra nas bordas do cristal, assim como há um aumento da proporção de sílica do núcleo para a borda. A dolomita blocosa e romboédrica, quando ocorrem próximas, apresentam um comportamento muito semelhante. Além do padrão do excesso de Ca que é inverso nas duas, apresentam o mesmo padrão de luminescência. O padrão do Si é semelhante,

o que pode indicar que cresceram na dolomita lamelar, que apresenta um padrão de Si crescendo do núcleo para a borda. O núcleo dissolvido neste caso pode ser resultado de um problema na nucleação em cima de um material já existente (Quadro 1).

Em relação a dolomita mosaico, não foram encontradas na literatura, informações que indicassem processos que explicassem sua formação. No entanto, neste trabalho, foi observado que sua ocorrência está associada à dolomita blocosa, que ocorre em todo o poço, correlacionadas a fácies *Spherulestone* laminado com argila (SPH-Imag). No entanto, esses tipos de dolomita possuem diferenças petrográficas: a dolomita mosaico possui um aspecto maciço indistinto. Além disso, nas análises de catodoluminescência, apesar de apresentar luminescência forte laranja-avermelhada e luminescência esverdeada em alguns pontos, não foi observado um padrão de zonação. As análises químicas pontuais de MEV-EDS este tipo de dolomita (Quadro 1).

A dolomita lamelar não é discutida amplamente na literatura, entretanto, até o momento, duas hipóteses para sua gênese foram publicadas. Sartorato (2018) descreve que a dolomita de morfologia lamelar é constituída por cristais finos e alinhados, seguindo uma direção, na maioria das vezes, acamamento da rocha, por vezes apresentando bordas de magnesita, sendo o principal mineral que ocorre nos interstícios dos esferulitos, e quando se dá em grande quantidade, forma um aspecto de rede, recebendo o nome de reticulada. Por vezes, mostra-se com aspecto fragmentado, formando agregados menos alongados. Apresenta fraca luminescência, de cor esverdeada, similar às bordas externas dos cristais de dolomita romboédrica, indicando que a dolomita lamelar é posterior a romboédrica. Em seu núcleo, regularmente observa-se uma feição linear escura, que pelas imagens de MEV, representam uma superfície de crescimento dos cristais. Como também, esta dolomita está associada a níveis de sílica criptocristalina, que está entre as lamelas, assumindo a morfologia lamelar. Portanto, a geometria lamelar destes agregados, as vezes reticulada, bem como sua ocorrência intersticial entre os esferulitos, e a feição linear escura que representa uma superfície de crescimento, induzem a interpretação de uma origem ligada a organomineralização, influenciada por filamentos que formam o substrato, que nucleiam a dolomita romboédrica e os esferulitos, propondo que essa possível mineralização ocorre sob maior soterramento, posterior a



precipitação da dolomita romboédrica.

A segunda hipótese é: segundo Carramal *et al.*, (2022) em relação a morfologia dos tipos de agregados lamelares, o primeiro expõe um padrão de espessura mais contínua, formando conjuntos de cristais que crescem de forma perpendicular nos dois lados da fina linha e tem aspecto de restos da matriz de silicato de magnésio fortemente contraído. Em relação ao segundo tipo, a espessura dos agregados é irregular, frequentemente maior do que a do tipo anterior e com orientação caótica dos cristais de carbonato. Ambos os tipos, podem ocorrer associados a substituição e preenchimento de poros e cimento, sendo que costumam imitar a forma ondulada e distorcida da matriz argilosa, que anterior a este, foram substituídas e deslocadas por esferulitos calcíticos e agregados fasciculares. No entanto, estes agregados laminados de dolomita e/ou magnesita que seguem de forma pseudomórfica a estrutura dos depósitos laminados de silicatos de magnésio, foram formados pelo preenchimento de poros de contração que tiveram sua geração pela desidratação da estevensita e/ou pela sua substituição por kerolita na fase de diagênese precoce.

A dolomita lamelar, descrita neste trabalho, ocorre com maior volume no topo do poço e localmente em outras porções, associada as fácies *Spherulestone* laminado com Shrebs (SPH-sb). As análises químicas pontuais por MEV-EDS mostram que ambas as lamelas apresentam no centro silício (Si), sendo a sílica a possível responsável pela cor esverdeada na catodoluminescência e as bordas são de dolomita. Contudo, interpreta-se que os dois tipos de lamelas, na verdade, são o mesmo tipo de dolomita lamelar, no entanto em fases diagenéticas distintas, onde a dolomita que se mostra com lamelas descontínuas é o processo avançado de substituição da dolomita lamelar pela sílica, representado pelas cores mais marcantes, no qual a sílica está tentando substituir a dolomita. No entanto, à medida que desce no poço, durante a diagênese, a o aumento do pH dos fluidos no ambiente diagenético, dissolve a sílica, que vai se tornando remanescente e sendo substituída por dolomita, observado pelas imagens de catodoluminescência, mostrando uma fraca luminescência no núcleo de cor esverdeado, com bordas dolomíticas e por vezes a presença de dolomita romboédrica no meio destas lamelas.

A dolomita franja, encontra-se associada a dolomita lamelar, pelo fato de estarem

associadas a mesma fácies (Quadro 1). Por este motivo, a dolomita em franja foi interpretada como um subtipo da dolomita lamelar, na qual a diferença se dá apenas por esta dolomita ser observada nas bordas dos esferulitos e *Shrubs*, apresentando este aspecto de franja.

Como sugerem Lima & De Ros (2019), a dolomita em sela pode ocorrer na fase substitutiva para constituintes pré-existentes e como cimento preenchendo porosidade primária e secundária. Quando aparece como cimento, possui como característica, cristais agregados, grandes ( $> 1$  mm) faces curvas e extinção ondulante, sendo indicativo de uma configuração hidrotermal.

Os cristais de dolomita em sela, descritos, ocorre nas fácies *Spherulestone* laminado com *Shrubs* (SPH-sb), de forma mais abundante no topo do poço. Por possuir características distintas de ocorrência, sabe-se que foram formados em fases diagenéticas distintas, como cristais de morfologia anédricos e extinção ondulante, como cimento e cristais subédricos, com faces curvas e extinção ondulante, substituindo constituintes primários. Nas imagens de catodoluminescência, os cristais subédricos, apresentam uma zonação concêntrica fraca, em relação a observada na dolomita blocosa e romboédrica. Já nas análises químicas pontuais por MEV-EDS, a dolomita em sela de cristais subédricos, exibe um excesso de Ca na borda do cristal, que decresce em direção ao núcleo. Essa característica também foi observada na dolomita romboédrica. Além disso, a dolomita em sela foi a única que não apresentou FeMn.

## 8 CONCLUSÃO

Foram identificadas através da descrição petrográfica, seis texturas de dolomita: 1) blocosa; 2) mosaico; 3) lamelar; 4) franja; 5) sela e 6) romboédrica. Foi possível notar que, apesar da dolomita ocorrer ao longo de todo o poço, ela varia sua textura na estratigrafia, podendo haver uma relação entre ambiente e tipo de dolomita precipitada. Ou seja, com este trabalho, foi possível observar que as texturas de dolomita, seguem um controle faciológico. A dolomita lamelar, franja e em sela ocorrem associadas a fácies *Spherulestone* laminado com *Shrubs* (SPH-sb) e estão em maior quantidade mais ao topo do poço. Sendo que a dolomita lamelar divide-se em contínua e descontínua. Contudo, interpreta-se que os dois tipos de lamelas, na verdade, são o mesmo tipo de dolomita lamelar, onde a dolomita que se mostra com lamelas descontínuas é o processo avançado de substituição da dolomita lamelar pela sílica, representado pelas cores mais marcantes, no qual a sílica está substituindo parcialmente a dolomita.

A dolomita blocosa e a mosaico, ocorrem em todo poço, porém são mais abundantes na parte mediana do poço e estão associadas a fácies *Shperulestone* laminado com argila (SPH-lmag), ou seja, fácies mais fechadas e com argila ainda preservada. E a dolomita romboédrica ocorre de forma pontual ao longo do poço, porém sua ocorrência se dá em maior parte, associada com a dolomita lamelar, por isso foi correlacionada a fácies *Spherulestone* laminado com *Shrubs* (SPH-sb). A dolomita blocosa e romboédrica foram interpretadas como a mesma dolomita, porém, crescendo em momentos distintos.

Para caracterizar se a dolomita em sela é realmente de origem hidrotermal, é necessário realizar estudos e análises adicionais, como por exemplo, o estudo de inclusões fluidas, para avaliar de preferência a temperatura de homogeneização do fluido primário associado com a deposição desse mineral. Estudos relacionados a presença de matéria orgânica como a análise de epifluorescência também podem contribuir para averiguar a presença de matéria orgânica na dolomita lamelar, como foi analisado por (Sartoratto, 2018), que sua formação se dá por uma possível organomineralização.

## 9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

**REVISTA USP.** São Paulo: Usp, 2012.

ANP. **GeoANP.** 2021. Disponível em: <http://geo.anp.gov.br/home>. Acesso em: 13 nov. 2021.

ASMUS, Haroldo E.; BAISCH, Paulo R.. Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin. **Episodes**, S.I, v. 4, n. 2, p. 1-8, abr. 1983.

BANERJEE, Amlan. Estimation of dolomite formation: dolomite precipitation and dolomitization. **Journal Of The Geological Society Of India**, Kolkota, v. 87, n. 5, p. 561-572, maio 2016. Springer Science and Business Media LLC.

BOGGS JUNIOR, Sam (ed.). **Petrology of Sedimentary Rocks**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 612 p.

BUDD, D.A. Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. **Earth-Science Reviews**, Boulder, v. 42, n. 1-2, p. 1-47, mar. 1997. Elsevier BV

CALDAS, Manuela Fernandes. **Reconstituição Cinemática e Tectono-Sedimentação associada a Domos Salinos nas Águas Profundas da Bacia de Santos, Brasil**. 2007. 111 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

CARRAMAL, Nívea G.. Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian pre-salt magnesium silicates from the Lula Field, Santos Basin, Brazil. **Journal Of Sedimentary Research**, Rio de Janeiro, v. 92, n. 1, p. 12-31, 11 jan. 2022. Society for Sedimentary Geology.

CHAKHMOURADIAN, Anton R.; REGUIR, Ekaterina P.; ZAITSEV, Anatoly N.. Calcite and dolomite in intrusive carbonatites. I. Textural variations. **Mineralogy And Petrology**, [S.L.], v. 110, n. 2-3, p. 333-360, 27 jun. 2015. Springer Science and Business Media LLC.

CHOQUETTE, Philip W.; PRAY, Lloyd C.. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. **Aapg Bulletin**, [S.L.], v. 54, n. 2, p. 207-240, fev. 1970. American Association of Petroleum Geologists AAPG/Datapages.

COLSON, Jelena; COJAN, Isabelle. Groundwater dolocretes in a lake-marginal environment: an alternative model for dolomite formation in continental settings (danian of the provence basin, france). **Sedimentology**, Fontainebleau, v. 43, n. 1, p. 175-188, fev. 1996. Wiley..

CRAMPTON, C. B.. Loch Shin Limestone: comparison of dolomite and calcite fabrics. **Transactions Of The Edinburgh Geological Society**, [S.L.], v. 16, n. 3, p. 334-337, 1 jan. 1956. Geological Society of London.

CRAMPTON, C. B.. Loch Shin Limestone: comparison of dolomite and calcite fabrics. **Transactions Of The Edinburgh Geological Society**, [S.L.], v. 16, n. 3, p. 334-337, 1 jan. 1956. Geological Society of London.

DAVIES, Graham R. Dolomite Reservoir Rocks: Processes, Controls, Porosity Development. **American Association Of Petroleum Geologists**, Tulsa, v. 11, n. , p. 1-17, 1979.

DEMANI, Ueslei Benevides. **INFLUÊNCIA DA DOLOMITIZAÇÃO NA MODIFICAÇÃO DAS PROPRIEDADES PETROFÍSICAS DE ROCHAS RESERVATÓRIO DE PETRÓLEO**. 2018. 119 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geociências, Instituto de Química, Universidade Federal Fluminense- Uff, Niterói, 2018.

DOCKAL, James A.. Thermodynamic and kinetic description of dolomitization of calcite and calcitization of dolomite (dedolomitization). **Carbonates And Evaporites**, Wilmington, v. 3, n. 2, p. 125-141, set. 1988. Springer Science and Business Media LLC..

DRAVIS, Jeffrey J.; YUREWICZ, Donald A.. Enhanced Carbonate Petrography Using Fluorescence Microscopy. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, Houston, v. 55, n. 6, p. 795-804, nov. 1985. Society for Sedimentary Geology.

DUPRAZ, Christophe; REID, R. Pamela; BRAISSANT, Olivier; DECHO, Alan W.; NORMAN, R. Sean; VISSCHER, Pieter T.. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 96, n. 3, p. 141-162, out. 2009. Elsevier BV.

FARIA, Felipe Alves. **PETROGÊNESE DE CARBONATOS ACAMADADOS DA FORMAÇÃO BARRA VELHA, APTIANO DA BACIA DE SANTOS**. 2018. 224 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2018.

FERNANDEZ, Rodrigo de Oliveira. Bacia de Santos: sumário geológico e setores em oferta. **Superintendência de Definição de Blocos**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 3-19, nov. 2017.

FLUGEL, Erik. **Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application**. Nova York: Springer, 2004.

FRIEDMAN, Gerald M.. Terminology of Crystallization Textures and Fabrics in Sedimentary Rocks. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, Nova York, v. 35, n. 3, p. 634-655, set. 1965. Society for Sedimentary Geology.

GREGG, Jay M. Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: a review. **Sedimentology**, [S.L.], v. 62, n. 6, p. 1749-1769, 24 abr. 2015. Wiley.

GREGG, Jay M.. On the Formation and Occurrence of Saddle Dolomite: discussion. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, [S.L.], v. 53, n. 3, p. 1025-1033, 1983. Society for Sedimentary Geology

GREGG, Jay M.; SIBLEY, Duncan F.. Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, [S.L.], v. 54, n. 3, p. 908-931, 1984. Society for Sedimentary Geology.

HANSHAW, Bruce B.; BACK, William; DEIKE, Ruth G.. A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. **Economic Geology**, [S.L.], v. 66, n. 5, p. 710-724, 1 ago. 1971. Society of Economic Geologists.

HERLINGER, Ronaldo; ZAMBONATO, Eveline Ellen; ROS, Luiz Fernando de. Influence of Diagenesis On the Quality of Lower Cretaceous Pre-salt Lacustrine Carbonate Reservoirs from Northern Campos Basin, Offshore Brazil. **Journal Of Sedimentary Research**, [S.L.], v. 87, n. 12, p. 1285-1313, 12 dez. 2017. Society for Sedimentary Geology..

HIATT, Eric E.; PUFAHL, Peir 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.

HSU, K.jinghua. Origin of dolomite in sedimentary sequences: a critical analysis. **Mineralium Deposita**, California, v. 1, n. 2, p. 133-138, ago. 1966. Springer Science and Business Media LLC.

HUANG, Sijing; HUANG, Keke; LÜ, Jie; LAN, Yefang. The relationship between dolomite textures and their formation temperature: a case study from the permian-triassic of the sichuan basin and the lower paleozoic of the tarim basin. **Petroleum Science**, [S.L.], v. 11, n. 1, p. 39-51, 24 jan. 2014. Springer Science and Business Media LLC.

JAN, Françoise G. Bourrouilh-Le. Déodat de Gratet de Dolomieu (1750–1801), vie et œuvre d'un géologue européen, naturaliste et lithologiste. **Comptes Rendus de L'Académie Des Sciences - Series Iia - Earth And Planetary Science**, [S.L.], v. 330, n. 1, p. 83-95, jan. 2000. Elsevier BV.

JONES, Gareth D. Numerical modeling of reflux dolomitization in the Grosmont platform complex (Upper Devonian), Western Canada sedimentary basin. **Aapg Bulletin**, [S.L.], v. 87, n. 8, p. 1273-1298, ago. 2003. American Association of Petroleum Geologists AAPG/Datapages.

Jones, B.; Luth, R.W. Petrography of finely crystalline Cenozoic dolostones as revealed by backscatter electron imaging: Case study of the Cayman Formation (Miocene), Grand Cayman, British West Indies. **J.Sediment. Res.** 2003, 73, 1022–1035

JONES, Gareth D.; XIAO, Yitian. Geothermal convection in South Atlantic subsalt lacustrine carbonates: developing diagenesis and reservoir quality predictive concepts with reactive transport models. **Aapg Bulletin**, [S.L.], v. 97, n. 8, p. 1249-1271, ago. 2013. American Association of Petroleum Geologists AAPG/Datapages.

KALDI, John; GIDMAN, June. Early Diagenetic Dolomite Cements: examples from the permian lower magnesian limestone of england and the pleistocene carbonates of the bahamas. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, Calgary, v. 52, n. 4, p. 1073-1085, dez. 1982. Society for Sedimentary Geology.

KALDI, John; GIDMAN, June. Early Diagenetic Dolomite Cements: examples from the permian lower magnesian limestone of england and the pleistocene carbonates of the bahamas. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, [S.L.], v. 52, p. 1073-1085, 1982.

KLEIN, Carla; MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel. Cimentação Carbonática em Reservatórios Siliciclásticos - O Papel da Dolomita. **Revista Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 34, n. 1, p. 91-108, 2007.

KOHOUT, F. A.. Ground-Water Flow and the Geothermal Regime of the Floridian Plateau. **Gulf Coast Association Of Geological Societies Transactions**, [S.L.], v. 17, p. 339-354, 1967.

LIMA, Bruno Eustáquio Moreira. **IMPACTO DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NA QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DO PRÉ-SAL NO NORTE DA BACIA DE CAMPOS**. 2020. 313 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2020.

LIMA, Bruno Eustáquio Moreira; ROS, Luiz Fernando de. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 383, p. 55-81, abr. 2019. Elsevier BV..

LUCIA, F. Jerry. Origin and petrophysics of dolostone pore space. **Geological Society: Special**

Publications, London, v. 235, n. 1, p. 141-155, 2004. Geological Society of London.

MACHEL, Hans G.. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. **Geological Society, London, Special Publications**, Edmonton, v. 235, n. 1, p. 7-63, 2004. Geological Society of London.

MACHEL, Hans G; LONNIE, Jeff. Hydrothermal dolomite—a product of poor definition and imagination. **Sedimentary Geology**, Edmonton, v. 152, n. 3-4, p. 163-171, out. 2002. Elsevier BV.

MACHEL, Hans-G.; MOUNTJOY, Eric W.. Chemistry and Environments of Dolomitization—A Reappraisal. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 23, n. 3, p. 175-222, maio 1986. Elsevier BV..

MADUGALLA, N.s.; PITAWALA, A.; MANTHILAKE, G.. Primary and secondary textures of dolomite in Eppawala carbonatites, Sri Lanka: implications for their petrogenetic history. **Journal Of Geosciences**, [S.L.], p. 187-200, 19 nov. 2017. Czech Geological Society.

MAZZULLO, S.J.. Organogenic Dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments. **Journal Of Sedimentary Research**, Wichita, v. 70, n. 1, p. 10-23, 1 jan. 2000. Society for Sedimentary Geology.

MCCARTY, Douglas K.; DRITS, Victor A.; SAKHAROV, Boris. Relationship between composition and lattice parameters of some sedimentary dolomite varieties. **European Journal Of Mineralogy**, Stuttgart, v. 18, n. 5, p. 611-627, 9 nov. 2006. Schweizerbart.

MEHMOOD, Mubashir Dolomite and dolomitization model - a short review. **International Journal Of Hydrology**, Pakistan, v. 2, n. 5, p. 549-553, 18 set. 2018.

MOREIRA, Jobel Lourenço Pinheiro *et al.* Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, nov. 2007.

RANDAZZO, Anthony F.; ZACHOS, Louis G.. CLASSIFICATION AND DESCRIPTION OF DOLOMITIC FABRICS OF ROCKS FROM THE FLORIDAN AQUIFER, U.S.A. **Sedimentary Geology**. Florida, p. 151-162. jun. 1983.

SALLER, Arthur; RUSHTON, Shawn; BUAMBUA, Lino; INMAN, Kerry; MCNEIL, Ross; DICKSON, J. A. D. (Tony). Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. **Aapg Bulletin**, Arizona, v. 100, n. 7, p. 1135-1164, jul. 2016.

SALLER, Arthur; RUSHTON, Shawn; BUAMBUA, Lino; INMAN, Kerry; MCNEIL, Ross; DICKSON, J.A.D. (Tony). Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. **Aapg Bulletin**, [S.L.], v. 100, n. 07, p. 1135-1164, jul. 2016. American Association of Petroleum Geologists AAPG/Datapages.

SARTORATO, Ana Carolina Leonel. **Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos**. 2018. 276 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

SCHOLLE, Peter A.; ULMER-SCHOLLE, Dana S.. **A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Texture, Porosity, Diagenesis**. 77. ed. San Diego: Aapg Memoir, 2003. 474 p.

SHROCK, Robert R.. A Classification of Sedimentary Rocks. **The Journal Of Geology**, [S.L.], v. 56, n. 2, p. 118-129, 1948.

SIBLEY, Duncan F.; GREGG, Jay M.. Classification of Dolomite Rock Textures. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, [S.L.], v. 57, n. 6, p. 967-975, 1987. Society for Sedimentary Geology.

SILVA1, Suzana Faria Chula Ribeiro da; PEREIRA, Egberto. TECTONO-STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF LAPA FIELD PRE-SALT SECTION, SANTOS BASIN (SE BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN). **Journal Of Sedimentary Environments**. Rio de Janeiro, p. 133-148. ago. 2017.

SIMMS, Michael. Dolomitization by Groundwater-Flow System in Carbonate Platforms. **Gulf Coast Association Of Geological Societies Transactions**, [S.L.], v. 34, p. 411-420, 1984.

TONIETTO, Sandra Nelis. **Diagênese e hidrotermalismo em rochas carbonáticas proterozóicas: Grupos Bambuí e Vazante, Bacia do São Francisco**. 2010. 161 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências- Ig, Universidade de Brasília- Unb, Brasília, 2010.

TUCKER, Maurice . **Carbonate Sedimentology**. Oxford: Blackwell Science Ltd, 1990. 482 p.

WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 52, n. 1-3, p. 1-81, nov. 2000. Elsevier BV.

WHITE, Robert; MCKENZIE, Dan. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal Of Geophysical Research**, Cambridge, v. 94, n. 6, p. 7685-7729, jun. 1989. American Geophysical Union (AGU).

WILSON, Marjorie. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of lower cretaceous super-plume activity?. **Geological Society, London, Special Publications**, Londres, v. 68, n. 1, p. 241-255, nov. 1992. Geological Society of London.

WORONICK, R.e.; LAND, L.s.. LATE BURIAL DIAGENESIS, LOWER CRETACEOUS PEARSALL AND LOWER GLEN ROSE FORMATIONS, SOUTH TEXAS. **The Society Of Economic Paleontologists And Mineralogists (Sepm)**: Carbonate Cements, Austin, v. 36, p. 265-275, 1985.

WRIGHT, Paul; BARNETT, Andrew. **Cyclicity and Carbonate-Silicate Gel Interactions in Cretaceous Alkaline Lakes**. Houston: Aapg, 1994. Color.

WRIGHT, Paul; TOSCA, Nick. **A Geochemical Model for the Formation of the Pre-Salt Reservoirs, Santos Basin, Brazil: Implications for Understanding Reservoir Distribution**. S.I: Aapg, 2016. Color.

WRIGHT, V. Paul; TUCKER, Maurice E.. **Calcretes**. 2. ed. S.I: The International Association Of Sedimentologists, 1991. 349 p.

---