



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Mirella Moreira Antônio

**Caracterização sedimentológica e estratigráfica dos esferulitos da
Formação Barra Velha da Bacia de Santos, Brasil**

Rio de Janeiro

2019

Mirella Moreira Antônio

**Caracterização sedimentológica e estratigráfica dos esferulitos da Formação Barra
Velha da Bacia de Santos, Brasil**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Coorientadora: Dr^a. Sandra Nelis Tonietto

Rio de Janeiro

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

A635 Antônio, Mirella Moreira.
Caracterização sedimentológica e estratigráfica dos esferulitos da
Formação Barra Velha da Bacia de Santos, Brasil / Mirella Moreira
Antônio . – 2019.
118 f. : il.

Orientador: Egberto Pereira.
Coorientador: Sandra Nelis Tonietto.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – São Paulo (SP) – Teses. 2. Petrologia –
Barra Velha, Formação (SP) – Teses. 3. Hidrocarbonetos – São Paulo
(SP) – Teses. 4. Pré-sal – Santos, Bacia de (SP) – Teses. 5. Carbonatos –
Sedimentação e depósitos – Teses. I. Pereira, Egberto. II. Tonietto,
Sandra Nelis. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade
de Geologia. IV. Título.

CDU 551.1(815.6)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7:5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Mirella Moreira Antônio

Caracterização sedimentológica e estratigráfica e dos esferulitos da Formação Barra Velha da Bacia de Santos, Brasil

Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 28 de fevereiro de 2019.

Orientador: Prof. Dr. Egberto Pereira
Faculdade de Geologia UERJ

Coorientadora: Dr^a Sandra Nelis Tonietto
Petrobras Brasileiro S.A

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Egberto Pereira (Orientador)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Sergio Bergamaschi
Faculdade de Geologia – UERJ

Dr^a Sandra Belis Tonietto
Petrobras Brasileiro S.A

Rio de Janeiro

2019

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, marido e a minha sogra, pelo incentivo, apoio e amor.

AGRADECIMENTOS

Antes de tudo, gostaria de agradecer a Petrobras pela oportunidade de realizar este estudo, em especial a minha gerente Helga Elisabeth Voelcker, que me liberou, me incentivou e me deu total apoio para a realização deste mestrado.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Egberto Pereira e a minha orientadora Sandra Nelis Tonietto pelo entusiasmo ao me conduzirem a estudar um tema tão fascinante e ao mesmo tempo tão enigmático. Por terem contribuído para o meu crescimento profissional e pessoal de uma forma tão generosa.

Aos meus pais e minha sogra querida que sempre acreditaram em mim, e me encorajaram com paciência, amor e carinho.

Ao meu marido que sempre esteve do meu lado com suas palavras sábias e sinceras, além do meu filho que me ajudou a entender as prioridades da vida.

Aos meus amigos e colegas de trabalho, Nívea Carramal, Daniel Oliveira, Felipe Farias, Natasha Rocha, Yaro Parizek, João Paulo Borges e Kátia Mendonça pelo auxílio e discussões geológicas, me fazendo sempre enxergar os dados de uma maneira diferente, enriquecendo sempre as minhas interpretações, além da minha grande amiga Lisie Falcao pelos ensinamentos de calma e paciência.

Carlos Manuel Silva e Leonardo Tedeschi, obrigada pelas correções e sugestões.

Aos técnicos dos laboratórios do Cenpes da Petrobras e a técnica do laboratório que operou a microsonda eletrônica da Universidade de Brasília.

A todos vocês, muito obrigada, pois sem a contribuição de cada um, nada disso seria possível.

RESUMO

MOREIRA ANTÔNIO, Mirella. **Caracterização sedimentológica e estratigráfica dos esferulitos da Formação Barra Velha da Bacia de Santos, Brasil**. 2019. 118 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

As bacias marginais brasileiras passaram a ter destaque mundial a partir de 2006, quando foram descobertas extensas acumulação de hidrocarboneto na Bacia de Santos na seção do Pré-Sal. A seção do Pré-sal é caracterizada por depósitos de rochas carbonáticas de idade Aptiana, no qual os maiores volumes de hidrocarboneto ocorrem na Formação Barra Velha (FBV). A FBV é composta predominantemente por laminitos, calcário arbustiforme e esferulititos. Os esferulititos são o objeto deste trabalho, uma vez que esta fácies tem uma grande ocorrência nos depósitos do Pré-sal, porém é rara ao redor do mundo. Os dois poços escolhidos estão localizados em contextos estratigráficos diferentes. Variação de textura, morfologia, mineralogia, diagênese e porosidade foram observadas nas fácies esferulitito através da descrição macroscópica de testemunhos e em petrografia foram feitas as seguintes análises: difratometria de raios-x, mapeamento mineralógico automatizado, análises químicas pontuais usando microsonda eletrônica, catodoluminescência, análise de pressão capilar por injeção de mercúrio e medidas de porosidade e permeabilidade. Diferentes tipos de textura do arcabouço, morfologia e textura interna dos esferulitos foram determinados. Os esferulitos da FBV apresentam extinção do tipo cruz de Malta (regular) ou irregular, podendo apresentar inclusões (grãos terrígenos, intraclastos de argilominerais e fósseis) ou não. O tamanho dos esferulitos foi definido entre muito pequeno a muito grande. De acordo com a forma externa eles foram classificados como arredondados ou concêntricos, subarredondados ou ovoides, compostos ou coalescidos e outras formas. Os esferulititos podem ter textura do arcabouço variando de frouxo a muito fechado. Dolomita (romboédrica e lamelar), sílica (calcedônia e quartzo) e argilomineral magnésiano singenéticos são o material interesferulito mais comuns. A análise química mostrou um aumento da concentração de Mg em direção ao topo da FBV, provavelmente devido ao aumento das condições evaporíticas no ambiente. A sequência paragenética foi determinada a seguinte forma: o argilomineral magnésiano seria a primeira fase, seguido do esferulito. Dolomita, sílica, dawsonita e outras fases minerais ocorreram durante a eodiagênese. A dissolução do argilomineral magnésiano seria o responsável pela geração da porosidade do tipo interesferulito. Os esferulititos comumente apresentam porosidade principalmente dos tipos interesferulito e intercrystalino. As maiores concentrações de amostras possuem valores de porosidade entre 5% e 15% e permeabilidade entre 0,001 e 500 mD, podendo chegar até maiores que 1000 mD. Comparando os dois poços, os esferulititos do alto estrutural possuem arcabouço predominantemente fechado e os esferulitos possuem tamanhos maiores e morfologia do tipo composto ou coalescido com ausência de argilomineral magnésiano. A sucessão vertical de fácies mostra que o poço do alto estrutural, possuem intercalações menos transicionais em comparação ao poço do baixo. No que diz respeito a qualidade de reservatório, os esferulititos do alto tendem a ser melhores devido à ausência de argilominerais magnésianos.

Palavras-chave: Carbonato. Esferulitito. Formação Barra Velha. Pré-sal. Ciclo deposicional. Sistema poroso.

ABSTRACT

MOREIRA ANTÔNIO, Mirella. **Sedimentological and stratigraphic characterization of the spherulites of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil.** 2019. 118 f.

Dissertação (Mestrado em Geociências) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

The Brazilian marginal basins became prominent worldwide in 2006 when extensive hydrocarbon accumulations were discovered in the Pre-Salt section of Santos Basin. It is characterized by deposits of carbonate rocks deposited during the Aptian. The largest hydrocarbon volume occurs in the Barra Velha Formation (BVF), which is composed mainly by laminites, spherulitites, shrub limestone, intraclastic *grainstone* and rudstone. Spherulitites has increasingly gained importance due to their expressive occurrence in the BVF (although uncommon in carbonates worldwide), sometimes as important reservoir rock, and for this reason they were studied in detail in this work. Two wells located in different structural contexts in an oil field on Santos Basin were chosen for this study. Variations in texture, morphology, mineralogy, diagenesis and porosity in spherulitic facies were observed through macroscopic description of cores, petrography and the following complementary analysis: X-ray diffractometry, mineralogical map using scanning electron microscopy, punctual chemical analysis using electron microprobe, cathodoluminescence, capillary pressure by mercury injection, and porosity and permeability measurements. Different types of arrangement, morphology, and internal texture of calcitic spherulites were determined. The BVF spherulites present maltese cross extinction pattern or an irregular one, and they can have inclusions (siliciclastic grains, peloids, fossils) or not. Regarding to the size, spherulites were classified from very small to very large. Concerning to the external morphology they were classified as: round and concentric, subrounded or ovoid, polygonal, composite or coalescent, and other morphologies. The spherulites can have different spatial arrangements, from open to very tight. The material between the spherulites most commonly are dolomite, silica and syngenetic Mg-clay minerals. Chemical analyzes in the spherulites showed an increase in Mg content toward the top of the BVF, probably due to the progressive concentration of this element in an increasingly evaporitic environment. A paragenetic sequence of the spherulitites in the BVF was also determine, being the Mg-clay mineral the first phase to form followed by the calcitic spherulite. Dolomite, silica, dawsonite and other mineral phases occurred during eodiagenesis. Dissolution of the Mg-clay mineral between the spherulites during eodiagenesis would be responsible for the generation of secondary porosity. Spherulitites very often presents porosity, mainly interspherulite and intercrystalline. Porosity values of most samples are between 5 and 15%, and permeability values are between 0.001 and 500 mD, but can reach values higher than 1000 mD. Three groups of spherulitites were determined based on its petrophysical characteristics: low, intermediate and high reservoir quality. Comparing the two wells, it was noticed that in the one located in the higher structure the spherulitites presents tighter arrangement, bigger spherulites with composite or coalescent morphology, and lack of Mg-clay minerals. Vertical facies stacking show less transitional pattern than the one in the well located in the structural low. Concerning to reservoir quality, the spherulitites in the structural high tend to be better due to the absence of clay minerals.

Key-words: Carbonate. Spherulites. Barra Velha Formation. Pre-salt. Depositional cycles. Porosity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-	Mapa de localização da área de estudo na parte central da Bacia de Santos.....	14
Figura 2-	Representação esquemática das cinco fases de evolução tectônica da Bacia de Santos.....	16
Figura 3-	Mapa tectônico-estrutural do oceano Atlântico Sul (84 Ma). Segmento central que compreende as bacias de Santos, ao sul, até a Bacia de Sergipe Alagoas ao norte. As áreas em rosa representam a extensão do sal (Aptiano).....	19
Figura 4-	Carta estratigráfica da Bacia de Santos.....	22
Figura 5-	Gráfico com três classificações de lago, overfilled, balanced-fill e underfilled.....	25
Figura 6-	Cristais circulares de borato de sódio produzidos através de gotas de ácido fosfórico. Desenho de Talbot a partir de suas observações ao microscópio, ano de 1838.....	29
Figura 7-	Exemplo dos diferentes tipos de morfologia que os esferulitos podem apresentar a partir de finos filmes de material fundido, observado através de luz polarizada em microscopia óptica.....	30
Figura 8-	Exemplos de esferulititos que ocorrem em diferentes ambientes deposicionais, de acordo com a literatura.....	33
Figura 9-	Desenho ilustrativo da solução química até formar um silicato de magnésio cristalino.....	35
Figura 10-	Localização das lâminas petrográficas e dos testemunhos descritos.....	37
Figura 11-	Mapa mineralógico obtido através de QEMSCAN.....	39
Figura 12-	Segmentação e binarização da porosidade (em azul) realizada no software IMAGO. Após a binarização a porosidade é representada com a cor branca.....	44
Figura 13-	Identificação dos esferulitos presentes na lâmina petrográfica.....	45
Figura 14-	Exemplo de calcário arbustiforme em amostra lateral e em lâmina petrográfica.....	47

Figura 15-	Exemplo de esferulitito em amostra lateral e em lâmina petrográfica.....	48
Figura 16-	Exemplo de laminito em amostra lateral e em lâmina petrográfica.	48
Figura 17-	Exemplo de <i>grainstone</i> em amostra lateral e lâmina petrográfica...	49
Figura 18-	Localização dos poços selecionados.....	50
Figura 19-	Seção sísmica entre os poços BS-A (Poço A Sartorato, 2018) e o poço BS-B (Poço C Sartorato, 2018).....	51
Figura 20-	Empilhamento estratigráfico de fácies da Formação Barra Velha....	52
Figura 21-	Detalhe dos intervalos I e II referentes aos poços BS-A e BS-B.....	53
Figura 22-	Perfil ilustrativo correspondente a descrição de cerca de 30 metros de testemunho, poço BS-B.....	60
Figura 23-	Detalhe de um perfil em alta resolução do testemunho BS-B.....	62
Figura 24-	Figura ilustrativa do detalhe de um perfil de alta resolução no intervalo dos esferulititos.....	63
Figura 25-	Perfil de alta resolução mostrando a relação entre esferulitito e laminito com conteúdo siliciclástico.....	64
Figura 26-	Desenho esquemático dos perfis confeccionados em escala 1:1, poço BS-A.....	66
Figura 27-	Gráfico do tamanho principal dos esferulitos observados nos dois poços.....	69
Figura 28-	Formas externas de esferulitos reconhecidas nos poços estudados..	70
Figura 29-	Gráfico das formas externas dos esferulitos dos poços analisados.....	71
Figura 30-	Exemplos extinções dos agregados de calcita que compõem os esferulitos.....	72
Figura 31-	Gráfico dos tipos de extinção que ocorrem nos poços analisados....	72
Figura 32-	Quadro resumo dos tipos de texturas do arcabouço identificados....	73
Figura 33-	Gráfico dos tipos de textura do arcabouço encontrados nos dois poços.....	74
Figura 34-	Tipos de arcabouço que predominam nos poços BS-A e BS-B.....	74
Figura 35-	Fotomicrografias mostrando esferulitos com e sem inclusões.....	75
Figura 36-	Gráfico de porcentagem comparando a quantidade de inclusões que ocorre no Poço BS-A e no Poço –B.....	76

Figura 37-	Exemplo de dolomitas romboédrica e discreta em meio à "matriz" de argila (sem luminescência).....	77
Figura 38-	Exemplos de dolomita lamelar que ocorrem nos dois poços estudados.....	78
Figura 39-	Gráfico mostrando a presença e ausência da "dolomita lamelar" em ambos os poços estudados.....	78
Figura 40-	Exemplo de dolomita em sela preenchendo a porosidade.....	79
Figura 41-	Fotomicrografias de detalhe dos tipos de sílica que ocorrem nos poços.....	80
Figura 42-	Fotomicrografia do esferulito imerso ao filossilicato magnesiano...	81
Figura 43-	Análise de catodoluminescência (CL) mostrando o conteúdo siliciclástico presente na "matriz" argilosa.....	82
Figura 44-	Exemplos de minerais acessórios que ocorrem nos poços estudados.....	83
Figura 45-	Sequência paragenética dos elementos constituintes dos esferulitos.....	84
Figura 46-	Análise de microsonda em esferulitos com inclusões e sem inclusões.....	85
Figura 47-	Relação quase perfeitamente negativa entre os elementos Mg e Ca	87
Figura 48-	Comparação entre a abundância média dos elementos químicos traços nos cristais de calcita dos esferulitos, com inclusão e sem inclusão.....	88
Figura 49-	Abundância de média de Mg nos cristais de calcita dos esferulitos sem inclusão e com inclusão.....	88
Figura 50-	Quantidade média dos elementos químicos dividido por intervalos estratigráficos I e II.....	89
Figura 51-	Quantidade de Mg nos Intervalos I e II da Formação Barra Velha...	90
Figura 52-	Diagrama ternário com 33 imagens analisadas.....	91
Figura 53-	Gráficos de distribuição de raios de garganta de poros.....	92
Figura 54-	Gráfico de Porosidade X Permeabilidade referentes as amostras dos dois poços estudados.....	93
Figura 55-	Fotomicrografia das amostras correspondentes às classes I e II.....	94

Figura 56-	Fotomicrografia das amostras correspondentes às classes III, IV e V.....	94
Figura 57-	Fotomicrografia das amostras correspondentes às classes VI e VII.....	95
Figura 58-	Exemplos de fotomicrografias referentes aos três grupos de qualidade de reservatório (baixa, intermediária e alta).....	96
Figura 59-	Desenhos esquemáticos dos ciclos ideais encontrados nos poços BS-A e BS-B.....	98
Figura 60-	Exemplo de esferulitos de searlesita que ocorrem dentro de camada pré-existente.....	100
Figura 61-	Duas hipóteses sugeridas para a formação dos esferulititos.....	101
Figura 62-	Desenho ilustrativo representando a Hipótese A nos Intervalos I e II com os ciclos ideais dos dois poços estudados.....	102
Figura 63-	Desenho ilustrativo representando a Hipótese B dos Intervalos I e II com os ciclos ideais dos dois poços estudados.....	103
Figura 64-	Desenho esquemático da recristalização da calcita e da aragonita...	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1-	Tabela com os termos mais comuns usados na diagênese.....	27
Tabela 2-	Tabela de ativadores, sensibilizadores e inibidores.....	41
Tabela 3-	Tabela de agrupamento de fácies propostas para os testemunhos BS-B e BS-A, Bacia de Santos.....	55
Tabela 4-	Comparação entre os dois poços contendo os intervalos de esferulititos.....	67
Tabela 5-	Classificação de tamanho dos esferulitos.....	68
Tabela 6-	Tabela com as ocorrências de argilominerais nas amostras analisadas do poço BS-B.....	81
Tabela 7-	Percentual de detecção dos elementos químico.....	86
Tabela 8-	Correlação entre os elementos químicos Ca e Mg.....	86

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	12
1	OBJETIVO	13
2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	14
3	EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA	15
3.1	Contexto Tectônico Regional	15
3.2	Estratigrafia da Bacia de Santos	19
3.3	Formação Barra Velha	21
4	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	26
4.1	Diagênese	26
4.2	Esferulitos	28
4.3	Argilominerais magnesianos	33
5	MATERIAIS E MÉTODOS	36
5.1	Descrição macroscópica de testemunhos e amostras laterais	36
5.2	Análise petrográfica	36
5.3	Difratometria de argilominerais	38
5.4	Mapeamento mineralógico automatizado (QEMSCAN)	38
5.5	Análise de imagem por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	40
5.6	Análise de mineralogia por Catodoluminescência (CL)	40
5.7	Microssonda Eletrônica (MSE)	42
5.8	Análise de imagem 2D	43
5.9	Análise Petrofísica	45
6	RESULTADOS SEDIMENTOLÓGICOS	47
6.1	Fácies e agrupamento de fácies	47
6.1.1	<u>Sucessão vertical de fácies</u>	59
7	RESULTADOS PETROGRÁFICOS	68
7.1	Análises químicas pontuais de elementos maiores e menores nos esferulitos	85
8	SISTEMA POROSO E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO	91
9	MODELO DEPOSICIONAL PARA OS ESFERULITITOS DA FORMAÇÃO BARRA VELHA	97
10	DISCUSSÕES	104
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	110
	REFERÊNCIAS	112
	ANEXO - Tabela de elementos analisados	118

INTRODUÇÃO

As bacias marginais brasileiras passaram a ter destaque mundial a partir de 2006, quando foram descobertas extensas acumulação de hidrocarboneto na Bacia de Santos na seção do Pré-sal. A seção do Pré-sal é caracterizada por depósitos de rochas carbonáticas de idade Aptiana, no qual os maiores volumes de hidrocarboneto ocorrem na Formação Barra Velha.

A Formação Barra Velha é composta por fácies calcário arbustiforme, esferulitito laminito, *grainstone*, *rudstone* e estromatolito. Todas essas fácies possuem uma importância e uma relação entre si, no entanto para o estudo em questão, os esferulitito serão o objeto o nosso trabalho de pesquisa.

O termo esferulitito foi primeiramente sugerido pelo trabalho de Terra *et al.* (2010), para a Formação Barra Velha (FBV).

Os esferulititos são uma fácies de grande interesse no mundo científico, com limitado entendimento até o momento sobre a sua gênese. Isso se deve a raridade de ocorrência nas bacias sedimentares ao redor do mundo, sendo mais comum nos depósitos da Formação Barra Velha. Os artigos científicos elaborados até o momento descrevem pobremente os esferulititos, não dando a devida atenção para a riqueza de detalhe que essas mesmas guardam, como variações texturais, e associações mineralógicas, por exemplo. Além disso, o melhor entendimento do sistema poroso é de extrema importância visto que alguns tipos de esferulititos podem ser considerados reservatório de petróleo. Os esferulititos podem tanto se comportar como rocha selante quanto como rocha reservatório, a depender do posicionamento estratigráfico que ocupam e dos efeitos diagenéticos superimpostos. O posicionamento estratigráfico dos esferulititos é muito importante uma vez que podem indicar condições deposicionais e ainda auxiliar na previsão de ocorrência destas fácies.

Portanto, o presente trabalho se propõe a contribuir com o aprofundamento no nível de conhecimento estratigráfico e diagenético da fácies esferulitito que ocorrem na Formação Barra Velha da Bacia de Santos.

1 OBJETIVO

Este trabalho tem como objetivo o estudo dos esferulitos da Formação Barra Velha da seção Pré-sal da Bacia de Santos, visando entender sua gênese e história diagenética, por meio de análises texturais, identificação dos eventos diagenéticos preservados, da caracterização da mineralogia associada e da definição do sistema poroso observado em diferentes contextos estratigráficos e estruturais.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

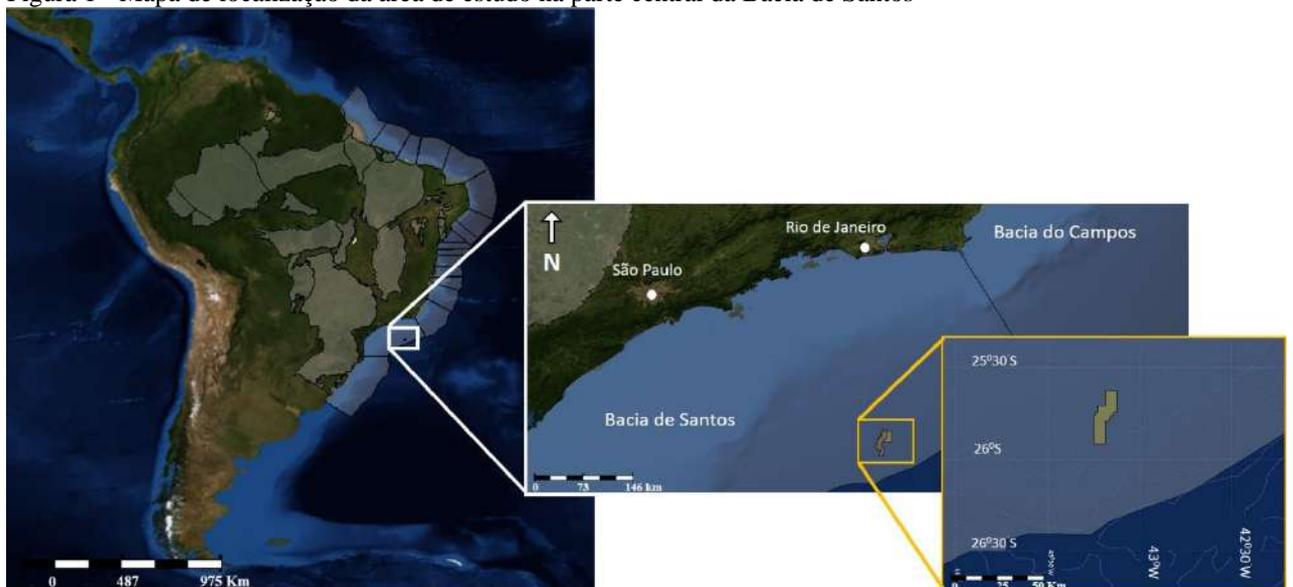
A Bacia de Santos compreende parte da região sudeste da margem continental brasileira (os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina) entre os paralelos 23° e 28° Sul (Figura 1). Ao Sul, a bacia é limitada pela Plataforma de Florianópolis e ao Norte, pelo Alto de Cabo Frio (MOREIRA *et al.*, 2007).

A Bacia de Santos é a maior bacia sedimentar *offshore* do país, com uma área total de mais de 350 mil quilômetros quadrados, sendo que os primeiros estudos e o início da exploração e produção de hidrocarboneto desta bacia datam da década de 1970 (MOREIRA *et al.*, 2007).

Os reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, depositados durante o final da fase rifte da Bacia de Santos, desde sua descoberta no início dos anos 2000, apresentam uma grande importância econômica. As principais descobertas destes reservatórios na bacia estão relacionadas a hidrocarbonetos leves de alto valor comercial e estão localizadas em águas ultra profundas.

A área estudada corresponde a um campo de petróleo localizado na porção central da Bacia de Santos, situado a aproximadamente 290 km da cidade do Rio de Janeiro e a 360 km da costa do Estado de São Paulo, em lâmina d'água de 2.140 metros (ANP, 2017). Este campo é caracterizado por uma estrutura em *horst* alongada NE-SW, formada por um alto de embasamento.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo na parte central da Bacia de Santos



Fonte: Base de Dados Integrada da Petrobras - BDIEP.

3 EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA

3.1 Contexto Tectônico Regional

A Bacia de Santos foi formada em um regime tectônico distensivo, responsável por falhamentos que geraram a compartimentação das bacias sedimentares, resultado da quebra do supercontinente Gondwana em dois continentes, o continente Sul Americano e o continente Africano, durante o Eocretáceo. A Bacia de Santos pode ser classificada como uma bacia de margem passiva no qual está localizada no lado leste da América do Sul.

O modelo de geodinâmica para o desenvolvimento das bacias sedimentares ao longo da margem leste brasileira se deu em cinco fases tectônicas principais (MOHRIAK; NEMČOK; ENCISO, 2008) (Figura 2). A primeira fase é caracterizada por extensão litosférica que mais tarde levou à separação da África e América do Sul (Eocretáceo - Neojurássico). O modelo proposto corresponde a um pequeno soerguimento astenosférico e afinamento crustal e no manto superior, com falhas incipientes da crosta superior, que controlam os depocentros locais.

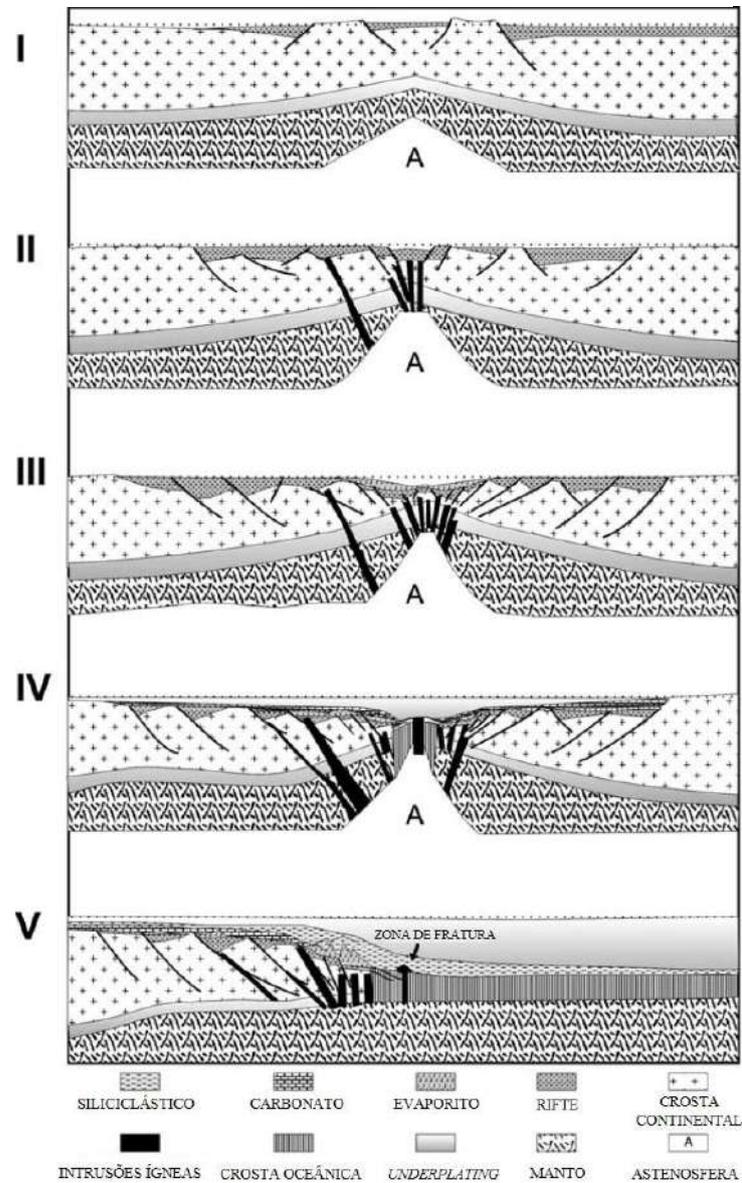
A segunda fase é caracterizada por um aumento da extensão litosférica e um soerguimento da astenosfera. Este episódio representa o rifteamento intracontinental que está associado com o extenso vulcanismo toleítico que ocorreu *onshore* e ao longo das margens do continente incipiente. O evento magmático foi seguido de uma fase de falhamento normal que afetou toda a crosta continental, gerando meios-grábens.

A terceira fase (Barremiano-Aptiano) é representada pelo fim do sin-rifte extensional, e é caracterizado pela diminuição das atividades das grandes falhas. Esta fase está localmente associada com um vulcanismo, reativação de grandes falhas e a erosão da fase rifte, resultando em uma discordância regional.

A quarta fase é caracterizada pelo desenvolvimento da Dorsal Mesoatlântica e o espalhamento da crosta oceânica. Após a ruptura do continente, a maior parte da atividade tectônica esteve relacionada com a evolução do Oceano Atlântico e com a subsidência térmica típica de margens passivas.

A última fase se estende do Albiano até o recente e representa um progressivo aumento na batimetria, o que resultou em um acentuado aprofundamento do ambiente deposicional no Albiano superior e o desaparecimento de águas rasas no Cenomaniano (MOHRIAK; NEMČOK; ENCISO, 2008).

Figura 2 - Representação esquemática das cinco fases de evolução tectônica da Bacia de Santos



Legenda: I) Representa a primeira fase tectônica, caracterizada pela extensão litosférica; II) Representa a segunda fase tectônica, caracterizada pelo aumento da extensão litosférica e o soergimento da astenosfera; III) Representa o fim do sin-rifte extensional, e é caracterizado pela diminuição das atividades das grandes falhas; IV) é representado pelo desenvolvimento da Dorsal Mesoatlântica e o espalhamento da crosta oceânica; V) Esta última fase, é representada por um progressivo aumento na batimetria, resultando em um acentuado aprofundamento do ambiente deposicional.

Fonte: Modificado de MOHRIAK; NEMČOK; ENCISO, 2008.

A margem passiva da América do Sul foi regionalmente subdividida em três segmentos principais: Segmento Equatorial, Segmento Central e Segmento Meridional (MOULIN; ASLANIAN, 2010). No Brasil, as bacias de Santos, Campos, Espírito Santos e Sergipe Alagoas correspondem as principais bacias do segmento Central, que é limitado pelas falhas de Rio Grande ao sul e *Ascension FZ* ao norte (Figura 3).

No trabalho de Brune *et al.* (2017) os autores discutem dois modelos numéricos de abertura do Atlântico sul para o Segmento Central. Os autores apontam a importância de se entender a reologia da crosta, uma vez que esta desempenha papel fundamental para a dinâmica da abertura das margens assimétricas.

No primeiro modelo a crosta é competente e gera riftes estreitos com grande assimetria inicial. O segundo modelo diz respeito a uma crosta mais fraca que favorece a geração de riftes mais largos com uma configuração inicial simétrica. Tanto o modelo do rifte estreito quanto o modelo do rifte mais largo são capazes de formar margens conjugadas intensamente assimétricas, como é o caso da margem leste brasileira.

Esses pares de margens intensamente assimétricas do Segmento Central foram divididas em três fases principais. A Fase 1: com falhas simultâneas; A Fase 2: com a migração do rifte e a Fase 3: com a quebra do continente. A duração de cada fase pode variar de acordo com o tipo de crosta.

Os processos geodinâmicos que controlaram a abertura do Segmento Central do Oceano Atlântico Sul (entre a cadeia de Walvis e *Ascension FZ*, Figura 3) durante o Berriasiano são bastante discutidos na literatura, principalmente no que se refere à primeira ocorrência da crosta oceânica e o entendimento da deposição do sal. Moulin e Aslanian (2010) propõem que o bloco de Santos começou a se mover lentamente entre 130 e 127,5 Ma.

A Bacia de Santos é uma bacia de domínio flexural, com uma bacia de *sag* associada e ocorrências de vulcanismo (MOREIRA *et al.*, 2007). A margem passiva da Bacia de Santos corresponde à principal área produtora de petróleo do Brasil. Esses processos de natureza distensiva foram responsáveis por falhas que geraram e compartimentaram as bacias sedimentares, em alguns casos acompanhadas pela manifestação magmática do Neocomiano (Eocretácio). Durante o desenvolvimento da Bacia de Santos, a configuração geométrica, erosão, acumulação sedimentar, geração de trapas estruturais e migração de hidrocarbonetos foram fortemente influenciados por falhas de natureza normal e falhas de transferência que ocorrem principalmente durante a fase rifte da bacia (SOUZA *et al.*, 2008). Souza *et al.* (2008) ainda acrescentaram que as falhas observadas na margem continental estão relacionadas com

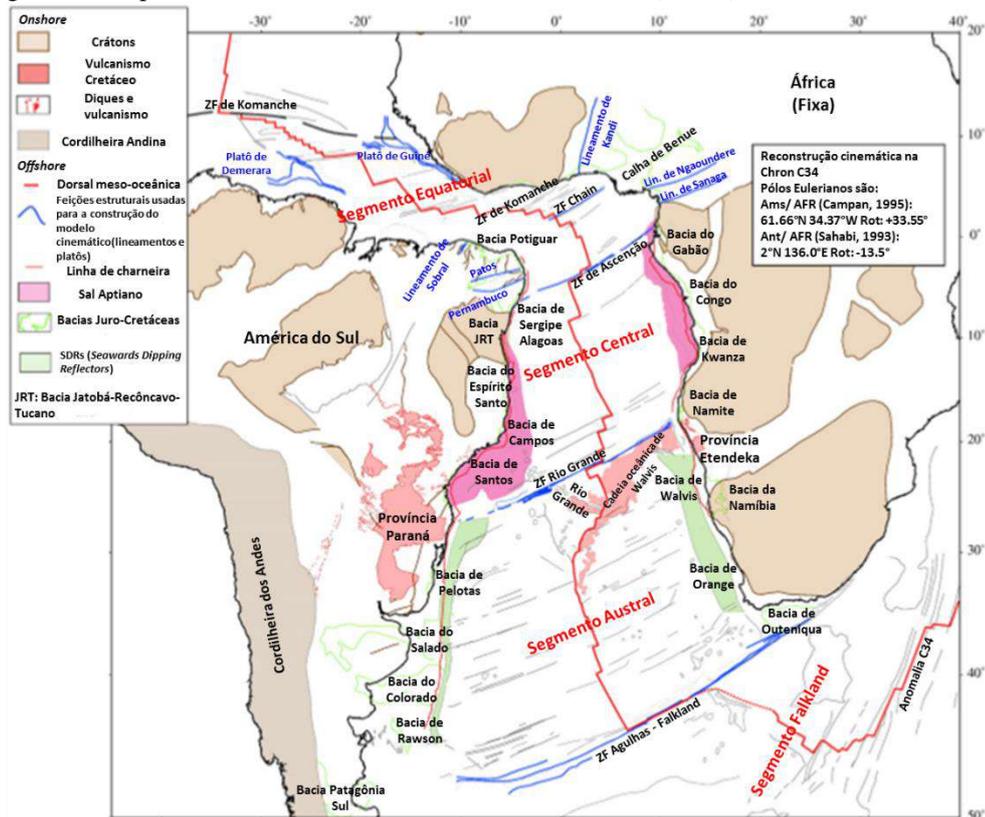
os lineamentos tectônicos, a maioria de direção NE-SE, presentes na faixa costeira da região sudeste e relacionadas com as estruturas pré-existente da bacia.

Chaboureau *et al.* (2013) resumiram as principais características da abertura do Atlântico Sul estabelecendo o tempo de abertura e a evolução tectônica no Cretáceo inicial do Segmento Central. Os autores observaram duas fases de evolução do tempo rifte, a primeira caracterizada por blocos inclinados e crescimento de seção dentro da crosta continental e a segunda caracterizada por bacia flexural tipo *sag*. O domínio mais ao sul inclui as bacias da Namíbia (no lado africano), Santos e Campos (no lado brasileiro). Chaboureau *et al.* (2013) afirmam que a fase extensional começou primeiro no domínio mais ao norte durante o Berriasiano tardio e só então migrou para o domínio sul.

A fase rifte foi temporariamente curta no sul (5-6 Ma, Barremiano até a base do Aptiano) em comparação a parte norte (19 até 20 milhões de anos, Berriasiano superior até a base do Aptiano). Desde o Berriasiano tardio até a base do Aptiano, o domínio norte evoluiu de um lago profundo para um lago mais raso rico em matéria orgânica. Esse mesmo lago migrou para o sul em duas etapas distintas, segundo Chaboureau *et al.* (2013). As etapas foram as seguintes: até o Valanginiano nas fronteiras entre os domínios norte e sul e a outra etapa se deu até o início do Barremiano, ao norte de cadeia de Walvis.

A fase *sag* veio logo após e compreendeu as idades do Mesoaptiano ao Neoaptiano. A influência marinha é bem clara ao norte da Bacia de Campos, porém na Bacia de Santos esses indícios são inexistentes (CHABOUREAU *et al.*, 2013). A Bacia de Santos é caracterizada por ser uma bacia predominantemente de águas rasas formadas por rochas carbonáticas estromatolíticas, laminitos, argilas magnesianas e folhelhos carbonáticos (MOREIRA *et al.*, 2007).

Figura 3 - Mapa tectônico-estrutural do oceano Atlântico Sul (84 Ma).



Legenda: A Bacia de Santos está inserida no Segmento Central, limitado ao sul pela Zona de Falha do Rio Grande e ao norte, pela Zona de Falha de Ascensão. As áreas em rosa representam a extensão do sal (Aptiano).

Fonte: Modificado de MOULIN; ASLANIAN, 2010.

3.2 Estratigrafia da Bacia de Santos

A margem passiva da América do Sul teve sua evolução tectonoestratigráfica registrada pelos processos geológicos de estiramento crustal, rompimento da crosta continental, implementação da crosta oceânica e subsidência termal. Esses processos foram agrupados em três fases tectônicas, a fase rifte, pós-rifte e drifte.

Resumidamente, a fase rifte ocorre desde o final do Neocomiano até o início do Aptiano com os primeiros pulsos tectônicos. A fase rifte é composta por derrames basálticos (Formação Camboriú), leques aluviais de conglomerados, nas porções proximais e por siltitos e folhelhos de composição talco-estevesítica, nas porções lacustres (Formação Piçarras). Além de folhelhos ricos em matéria orgânica nas porções mais distais e leques aluviais de conglomerados e arenitos representam as fácies proximais da Formação Itapema. Seu limite

inferior é discordante com as rochas do embasamento e seu limite superior é marcada pela discordância da base do Alagoas, conhecida pelo nome de discordância pré-Alagoas (DPA).

Na fase pós-rifte, chamada também de fase transicional, temos uma tectônica mais atenuada, no Aptiano. A fase pós-rifte é composta por depósitos de rochas carbonáticas químio e biogênicas (ARTAGÃO, 2018), estromatolitos e laminitos nas porções proximais e folhelhos nas porções distais (porção inferior da Formação Barra Velha). A porção superior da Formação Barra Velha é caracterizada pela ocorrência de rochas carbonáticas químio e biogênicas intercalados a folhelhos. Nas porções proximais são compostos por leques aluviais de arenitos e conglomerados. Além de evaporitos da Formação Ariri, cujo tempo estimado de deposição é de 0,7 a 1 Ma, com uma imprecisão na taxa de acumulação devido à alta mobilidade da halita (MOREIRA *et al.*, 2007). Seu limite inferior é dado pela discordância conhecida como pré-Alagoas e o limite superior é dado pela passagem entre os evaporitos e os sedimentos siliciclásticos/carbonáticos das formações Florianópolis e Guarujá. A deposição da camada evaporítica estendendo-se da Bacia de Santos a Bacia do Espírito Santo.

A última etapa consiste na abertura do Oceano Atlântico, no qual é instalada uma bacia marinha, fase drifte, que ocorre desde o Albiano até o recente, correspondentes aos grupos Camburi, Frade e Itamambuca, intensamente deformados pela tectônica do sal subjacente (GARCIA, 2012). A deposição do Albiano é representada por sedimentos siliciclásticos de águas rasas, plataforma continental. Já a região distal mais profunda é representada por margas e folhelhos. A deposição do Cenomaniano é registrada por siliciclásticos deltaicos e aluviais em leques proximais, passando a folhelhos e margas de plataforma nas regiões distais. Turbiditos arenosos também são registrados nos baixos tectonicamente controlados.

A deposição do Cenomaniano é representada pelo Grupo Camburi, composto pelas formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém (fase transgressiva).

O Grupo Frade é representado por uma fase de regressão marinha que foi depositada do Turoniano até o limite do Cretáceo/Paleógeno.

O Grupo Itamambuca corresponde aos sedimentos de leques aluviais, pelitos e arenitos batiais depositados após o limite Cretáceo/Paleógeno até os dias atuais (MOREIRA *et al.*, 2007).

3.3 Formação Barra Velha

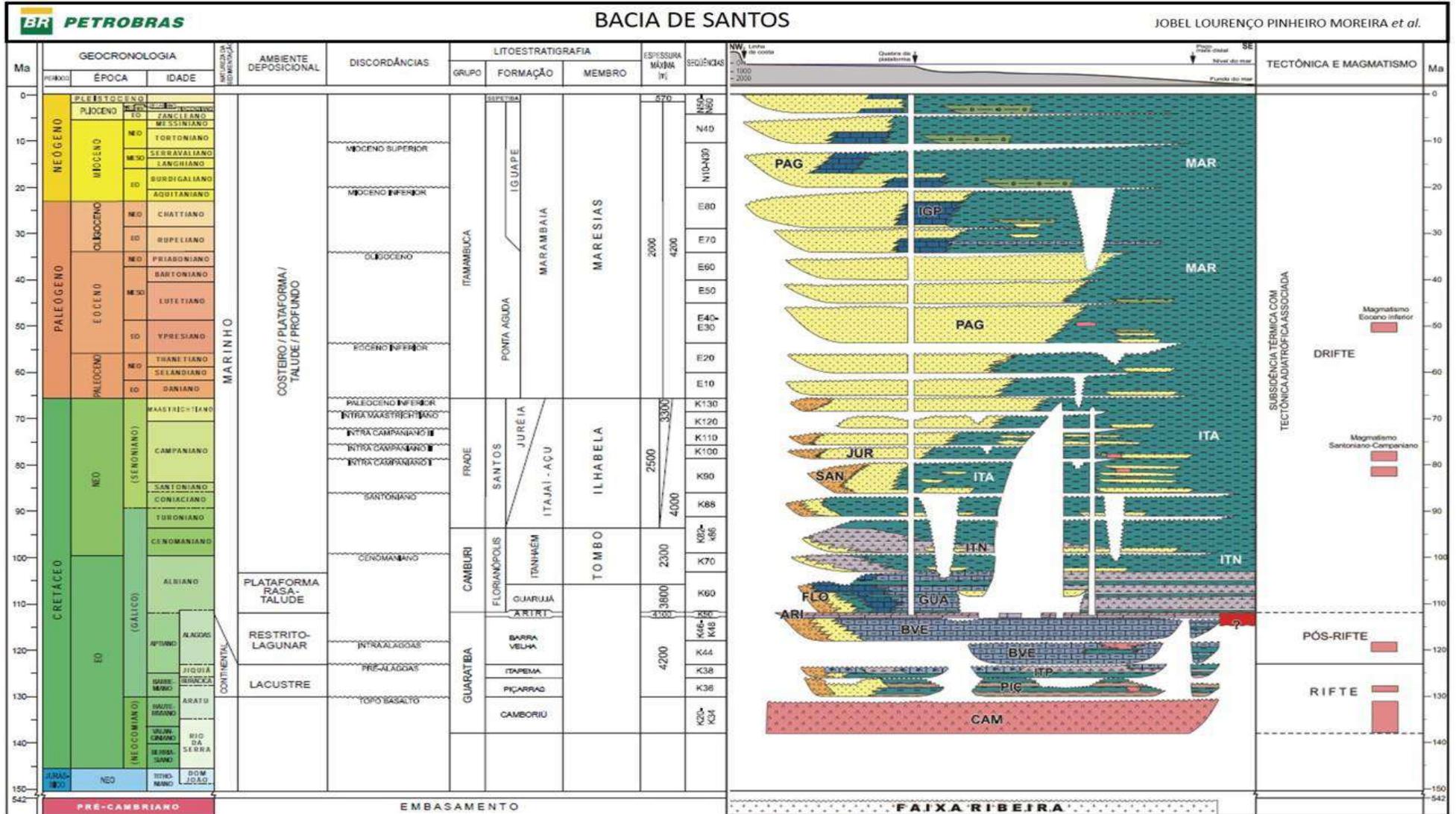
A Formação Barra Velha (Grupo Guaratiba), foco desse estudo, foi depositada acima da discordância Pré-Alagoas de idade local Alagoas inferior, Eocretáceo, sobre os sedimentos da Formação Itapema (idade mínima de 123,1 Ma), sotoposto está a Formação Ariri (idade máxima de 113 Ma). A Formação está inserida na Supersequência pós-rifte onde pode ser subdividida nas Sequências K44 e K46-48 (MOREIRA *et al.*, 2007). As Sequências Mesozoóicas foram denominadas por letras K e T respectivamente, seguida de uma sucessão numérica (10, 20, 30 etc.) adotada em 1994 (MILANI *et al.*, 2007). Essas sequências são representativas do empilhamento sedimentar (Figura 4).

A Sequência K44 corresponde à porção inferior da Formação Barra Velha (Eoaptiano, Alagoas inferior) no qual o ambiente de deposição é marcado por um ambiente muito estressante, sendo composto por rochas carbonáticas continentais químicas e biogênicas (ARTAGÃO, 2018). Nas porções distais, a sedimentação é marcada por folhelhos. *Grainstone* e *packstones* também fazem parte dessa sedimentação, por vezes estão intensamente dolomitizados. A Sequência K-44 tem seu limite inferior dado pela discordância conhecida como pré-Alagoas na Bacia de Campos. Seu limite superior é dado pela discordância de 117 Ma, correspondente a um refletor sísmico de carácter regional de forte impedância acústica positiva. Derrames de composição basáltica datados pelo método Ar/Ar em 117 Ma são síncronos a esta sequência.

A Sequência K46-48 corresponde a porção superior da Formação Barra Velha (Neoaptiano, Alagoas superior) com limite inferior dado pela discordância de 117 Ma e o limite superior é de 113 Ma (base dos evaporitos). Nas porções distais são encontradas rochas carbonáticas químicas e biogênicas e folhelhos, já nas porções proximais, a Formação Barra Velha é composta por leques aluviais de arenitos e conglomerados. O ambiente deposicional é semelhante ao da sequência anterior (ambiente muito estressante).

Um período de maior aridez regional propiciou a deposição de um espesso pacote evaporítico acima dos sedimentos da FBV, que compõe a Fm. Ariri, sequência K-50, principal rocha selante dos grandes campos do Pré-sal.

Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos



Fonte: MOREIRA *et al.*, 2007.

3.4 Formação Barra Velha no contexto lacustre

Autores como Saller *et al.* (2016) e Herlinger Jr., Zambonato e De Ros (2017) estudaram os depósitos da seção *sag* das bacias de Kwanza e Campos, cronocorrelatos com os depósitos da Formação Barra Velha, enquanto Wright e Barnett (2015) e Szatmari e Milani (2016) estudaram o Pré-sal da Bacia de Santos. Todos os autores concluíram que a gênese dos depósitos do Pré-sal tanto da Bacia de Kwanza quanto da Bacia de Campos e de Santos seria predominantemente lacustre, enfatizando que não houve a entrada de águas marinhas, assim como Pietzsch *et al.* (2018) reforçam a ideia que o lago esteve totalmente desconectado com o oceano, basicamente controlado pelas áreas de drenagem e por um sistema de recarga de subsuperfície. Tutolo e Tosca (2018) consideram que houve um envolvimento mínimo da água do mar na deposição do Pré-sal. Outros autores consideram que a influência marinha foi significativa durante a sedimentação da Formação Barra Velha (MOREIRA *et al.*, 2007). Já Farias (2018) acrescenta que as condições de infiltração marinha hidrotermal, além de fluxos de águas de drenagem na porção interior do rifte em direção à bacia, teriam sido de fundamental importância.

Saller *et al.* (2016) analisaram com detalhe os carbonatos do Pré-sal da Bacia de Kwanza e observou que (1) não foram encontrados fósseis marinhos; (2) os ostracodes identificados seriam indicativos de ambiente lacustrino não marinho e (3) o argilomineral estevensítico, presente na seção *sag*, foi interpretado como de depósito de lago alcalino. Para o Pré-sal da Bacia de Santos, Wright e Barnett (2015) argumentaram que (1) havia ausência de fósseis marinhos como, foraminíferos miliolídeos, indicadores de ambiente marinho restrito; (2) observaram a presença de ostracodes porém, destacaram que fossem marinhos, uma vez que, possuem uma ampla tolerância a salinidade e, por último, (3) observaram que a ausência de minerais de sulfato como a gipsita e a anidrita sugerem que os carbonatos não tiveram a influência da fonte marinha.

Lagos contêm um volume muito menor de sedimentos e água, o que os torna muito mais sensíveis a mudanças climáticas e a mudanças no espaço de acomodação. Por essa razão, os níveis de lagos variam mais rapidamente e mais amplamente que o nível do mar. A química do lago e a ecologia do lago também podem variar muito em curto intervalo estratigráfico.

Ambientes carbonáticos lacustres são ambientes em menor abundância na natureza em comparação aos ambientes carbonáticos marinhos e até então foram pouco estudados no mundo científico. Os autores Bohacs *et al.* (2000) propõem uma classificação na qual o carácter de

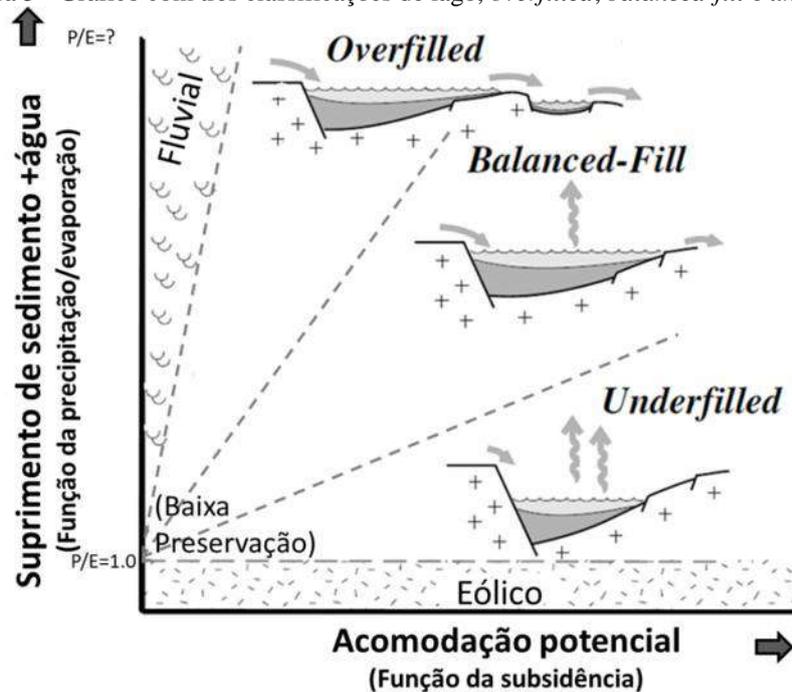
uma bacia é reconhecido devido a variações entre a entrada de sedimento/água e a tectônica de subsidência. Na classificação, os autores identificam e descrevem três modelos de lagos, *overfilled*, *balanced-fill* e *underfilled* (Figura 5). Os carbonatos lacustres podem ainda ser encontrados em diferentes tipos de bacias tectônicas como (a) litosfera divergente; (b) crosta convergente e (c) regime transformante (PLATT; WRIGHT, 1991), sendo ainda reconhecidos em ambientes vulcânicos e bacias de lagos glaciais ao longo do globo.

Os lagos do tipo *overfilled* ocorrem quando a taxa de suprimento de sedimento + água excede a acomodação potencial. O resultado é de um lago hidrologicamente aberto durante o período de tempo de acumulação da sequência deposicional. A flutuação do nível do lago é mínima uma vez que há um equilíbrio entre a entrada e saída de água, controlado por seu vertedouro.

Lagos do tipo *balanced-fill* ocorrem quando as taxas de sedimento + água estão em equilíbrio com o potencial de acomodação durante a deposição. O influxo de águas é suficiente para preencher o espaço de acomodação disponível, porém está sempre em equilíbrio com a saída de água do sistema. Desta forma, flutuações do nível do lago são comuns em resposta as mudanças climáticas. O resultado é um lago hidrologicamente fechado quando o nível do lago está baixo, e aberto quando o nível do lago está alto.

Por último, lagos do tipo *underfilled* ocorrem quando as taxas de acomodação frequentemente superam o suprimento de água + sedimentos, resultando em um sistema hidrologicamente fechado. Os depósitos típicos dessa bacia são depósitos de lagos efêmeros intercalados a depósitos de lagos mais perenes. Esses depósitos são compostos por litologias contrastantes, comumente associados com evaporitos.

Figura 5 - Gráfico com três classificações de lago, *overfilled*, *balanced-fill* e *underfilled*



Legenda: A interação entre o controle de suprimentos + água X a acomodação potencial, tem grande influência na litologia, no empilhamento, na biota e na geoquímica dos depósitos do lago.
 Fonte: Modificado de BOHACS *et al.*, 2000.

Desta forma, a passagem dos depósitos carbonáticos ricos em bioclastos de bivalves, Formação Itapema, para os depósitos carbonáticos da Formação Barra Velha, é interpretada como sendo uma mudança do sistema lacustre do tipo *balanced-fill* para um sistema do tipo *underfilled* (SABATO CERALDI; GREEN, 2016). Outra importante interpretação sugere que os carbonatos do Pré-sal tenham se depositado a centenas de metros abaixo do nível do mar, assim como as sobrepostas camadas de sal da Formação Ariri (KUKLA; STROZYK; MOHRIAK, 2016; SZATMARI; MILANI, 2016). Isso se deve ao aumento da subsidência tectônica no qual o lago tornou-se rapidamente mais profundo, seguido por um período de alta produtividade e estagnação. Esta mudança na química do lago foi responsável pelo desaparecimento dos pelocípodes e outras biotas. Ou seja, seria a mudança de condições de alcalinidade e de salinidade evidenciado por uma drástica diminuição do conteúdo fossilífero como Pietzsch *et al.* (2018) propõem no seu modelo, que um lago de água doce foi substituído por um lago fortemente alcalino e evaporítico. Sabato Ceraldi e Green (2016) ainda argumentam que a presença de estevensita indicaria um aumento do pH do lago o que suportaria uma interpretação de que o lago teria se tornado mais isolado. Farias (2018) reforça a importância de se estudar uma bacia hidrograficamente fechada, uma vez que interpreta a deposição do Pré-sal como tendo iniciado em um regime lacustre fechado abaixo do nível do mar, passando para um sub-ambiente de *playa-lake* continental

4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

4.1 Diagênese

As definições de diagêneses presentes nesse capítulo têm como referência os autores Worden e Burley (2003) e Folk (1965).

Diagênese compreende uma ampla gama de processos físicos, químicos e biológicos pós-deposicionais nos quais os sedimentos originais e a água de poro reagem na tentativa de alcançar o equilíbrio textural e químico com o ambiente. Estes processos são constantemente ativados a medida que o ambiente evolui em termos de temperatura, pressão e química durante a deposição, soterramento e o ciclo de soerguimento da bacia (WORDEN; BURLEY, 2003). O mecanismo fundamental para as reações diagenéticas pode ser a química do fluido dentro do poro, a temperatura ou a pressão. A diagênese inclui todos os processos pós-deposicionais, com exceção do metamorfismo e do intemperismo de superfície.

O tempo é um dos componentes críticos para as reações diagenéticas. A diagênese precoce pode ser extremamente rápida, na qual a cimentação marinha em carbonatos e em arenitos pode ocorrer em poucas décadas.

Uma variedade de termos pode ser usada para descrever os processos diagenéticos, e cada qual possui seu significado específico como: autigênese, cimentação, compactação, desidratação, dissolução, litificação, neoformação, neomorfismo, sequência paragenética, precipitação, recristalização e substituição (Tabela 1).

Tabela 1 - Tabela com os termos mais comuns usados na diagênese

Termos usados em diagênese	Definições
Autigênese	Mineral que <i>crece in situ</i>
Cimentação	Precipitação ou crescimento de minerais no espaço de poro
Compactação	Conjunto de processos resultantes do colapso de espaço de poros no arenito
Desidratação	Perda de H ₂ O do mineral ou da matéria orgânica por aumento da temperatura
Dissolução	Processo pelo qual o mineral é destruído pela interação com um fluido, resultando em um poro
Litificação	Processo pelo qual transforma o sedimento inconsolidado em rocha consolidada
Neoformação	Crescimento de um novo mineral durante a diagênese
Neomorfismo	Transformação de um mineral envolvendo mudanças químicas
Sequência paragenética	A ordem na qual o processo de diagênese ocorre no sedimento
Precipitação	Cristalização do mineral a partir da solução
Recristalização	Dissolução seguida de precipitação envolvendo mudanças de tamanho de cristais ou o hábito de um dado mineral específico
Substituição	Crescimento autigênico de um mineral quimicamente diferente dentro de um sedimento pré-existente

Fonte: Modificado de WORDEN; BURLEY, 2003.

O termo autigênico é usado para descrever algo que foi gerado *in situ* e é comumente aplicado para os minerais diagenéticos formados em sedimento. Os minerais autigênicos, portanto, são diferentes dos minerais detríticos (transportados), são formados dentro de um sedimento hospedeiro pré-existente. Como por exemplo, a calcita autigênica que é qualquer calcita que foi cristalizada essencialmente *in situ* dentro do sedimento ou da rocha hospedeira, no tempo que varia desde quase imediatamente após a deposição até o início do intemperismo (FOLK, 1965).

A cimentação é um processo diagenético no qual os minerais autigênicos são precipitados em um poro dentro do sedimento e assim serão litificados.

A compactação inclui o simples rearranjo dos grãos durante o soterramento raso. O processo que chamamos de compactação química é um pouco diferente, da compactação física, uma vez que envolve a dissolução química dos grãos no contato intergranular, reprecipitando o material dissolvido na superfície do grão.

A dissolução é o processo diagenético no qual o sedimento é dissolvido por soluções aquosa deixando um espaço ou uma cavidade na rocha hospedeira.

Neomorfismo é um processo que descreve a substituição e a recristalização de um mineral por outro, envolvendo mudanças da química mineral. O neomorfismo geralmente preserva a textura da fase anterior.

Recristalização é o processo que muda o tamanho do cristal ou a forma do cristal devido à instabilidade termodinâmica. Um exemplo é a recristalização de grãos finos de calcita para grãos grossos de calcita ou ainda, a recristalização de conchas de pelecípodes compostas por aragonitas fibrosas para calcita mosaico grossa (FOLK, 1965).

Os regimes de diagênese são amplamente conhecidos, sendo separados em 3 estágios: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese.

A eodiagênese inclui todos os processos que ocorrem na superfície ou próximo da superfície do sedimento no qual a química da água intersticial é controlada principalmente pelo ambiente de deposição, ou seja, é o regime no qual é dominado pela influência da água de poro da deposição original.

Mesodiagênese envolve os processos atuantes em subsuperfície, do momento em que o fluido intersticial já se encontra isolado da influência superficial até o limite com o metamorfismo.

Telodiagênese ocorre em rochas soerguidas e exumadas, que foram expostas por um influxo de águas superficiais (águas meteóricas), e não está relacionado ao ambiente deposicional do sedimento hospedeiro (WORDEN; BURLEY, 2003).

4.2 Esferulitos

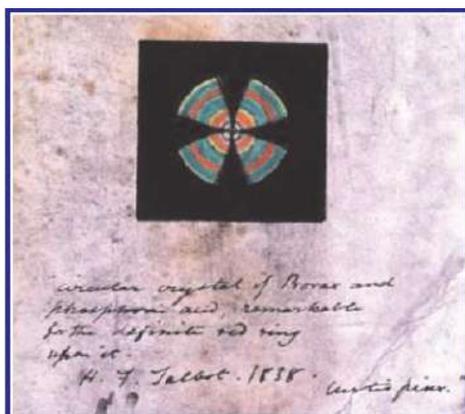
No início do século XIX, Talbot observou que a cristalização de borato de sódio ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) através de gotas de ácido fosfórico produzia minúsculas manchas circulares que se irradiavam do centro, visto ao microscópio óptico através de polarizador cruzado (Figura 6). Brewster mais tarde denominou o objeto de Talbot, de cristais circulares, e hoje os conhecemos como esferulitos (SHTUKENBERG *et al.*, 2012). Mais tarde os cientistas procuraram estudar, de forma mais aprofundada, a evolução morfológica e a relação geométrica dos minerais em escala de pequenas moléculas, sendo Maleev um dos principais (MALEEV, 1972). Os cientistas russos tiveram a necessidade de desenvolver um estudo sobre a origem e a evolução dos corpos minerais, denominado ontogenia dos minerais, que consiste em entender como os cristais individuais se combinam em agregados e se comportam como um único corpo físico (SELF, 2004). Esse entendimento serviu de base para o estudo dos minerais que ocorriam dentro das cavernas, uma vez que foi observado que dos 250 minerais

identificados em cavernas apenas 3 tipos eram os mais comuns, calcita, aragonita e o gipsita apresentando uma diversidade de formas físicas.

No mesmo artigo, Self (2004) descreve que os indivíduos crescem a partir do mesmo núcleo e possuem uma rede cristalográfica única, e que podem crescer em bandas, em setores ou ainda em fronteiras setoriais (SUNAGAWA, 2003), em resposta de certas condições do ambiente, principalmente supersaturação. Nesse contexto é que está inserido o entendimento dos esferulitos.

Os esferulitos, portanto, são agregados de cristais que se desenvolvem em resposta às condições específicas do meio. Todos os ramos de cristais esqueléticos têm a mesma orientação cristalográfica e são extintos uniformemente entre polarizadores cruzados, apresentando uma cruz de Malta entre os pares dos agregados (SHTUKENBERG *et al.*, 2012).

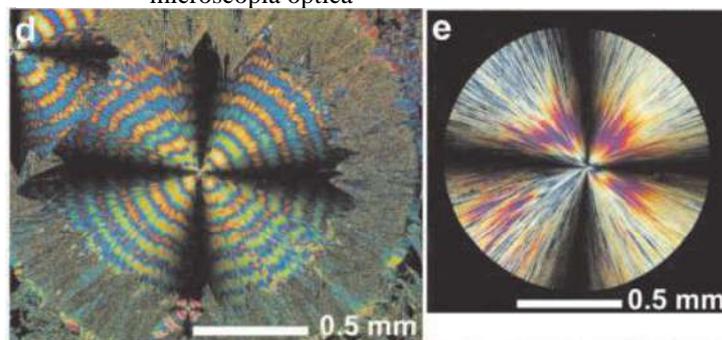
Figura 6 - Cristais circulares de borato de sódio produzidos através de gotas de ácido fosfórico. Desenho de Talbot a partir de suas observações ao microscópio, ano de 1838



Fonte: SHTUKENBERG *et al.*, 2012.

Shtukenberg *et al.* (2012) fizeram ainda uma revisão química sobre os diferentes tipos de materiais que podem originar a forma esférica, são eles: crescimento a partir de materiais fundidos (Figura 7), materiais sólidos, soluções e géis. Os mesmos autores destacaram que as soluções de géis dão origem aos esferulitos mais estudados atualmente, os esferulitos de calcita (CaCO_3), além de oxalato de cálcio e a apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F})$), que também têm sido foco de vários estudos e são interpretados devido a influência da biomineralização.

Figura 7- Exemplo dos diferentes tipos de morfologia que os esferulitos podem apresentar a partir de finos filmes de material fundido, observado através de luz polarizada em microscopia óptica



Fonte: SHTUKENBERG *et al.*, 2012.

Exemplos de ocorrência de esferulitos em depósitos sedimentares:

Lago Chungará, Altiplano Chileno (PUEYO *et al.*, 2011):

O Lago Chungará está localizado no Altiplano Chileno na base do vulcão Parinacota de Idade Holoceno. Possui águas frias moderadamente alcalinas (pH entre 8,99 e 9,30) com concentração de Na^+ , Mg^{2+} , HCO_3^- e SO_4^{2-} . Muitas espécies de comunidades de fitoplâncton habitam o lago nas estações frias e quentes além de densas manchas de vegetação macrofíticas e colônias microbiais que ocorrem na zona litorânea. Foram coletados testemunhos, na tentativa de se obter informações sobre os primeiros centímetros de sedimentos na interface sedimento-água. Nas análises dos sedimentos coletados, foram reconhecidas diversas formas de ocorrência dos carbonatos, dentre eles estão: cristais euédricos e subédricos entre 10×30 e 50×200 μm de tamanho; cristais de aragonita em forma de agulhas (2×10 μm de tamanho); esférulas de aragonita com estrutura fibro-radial (70 e 400 μm de diâmetro) frequentemente intercaladas com cristais de calcita. A mudança da morfologia dos cristais de calcita (nos carbonatos do Lago Chungará) foi interpretada como sendo o resultado da variação de Mg/Ca no corpo d'água e a influência da “matriz” orgânica presente.

Cedars Springs, California (MEISTER *et al.*, 2011a)

Em Cedars Springs (Califórnia) as águas da fonte são alcalinas devido a rochas ultrabásicas (serpentinização terrestre), as quais ao longo do percurso do rio se misturam com a fonte meteórica. A água derivada da serpentinização, comumente, pobre em Mg^{2+} , mas contém Ca^{2+} alto devido a lixiviação do piroxênio.

A alcalinidade da água da fonte ($\text{pH} > 11$) contrasta com a água que flui nas proximidades do riacho ($\text{pH} \sim 8$) que possui um enriquecimento de Mg^{2+} e uma baixa concentração do Ca^{2+} . A química da água varia dependendo da fonte, variando também o tipo de precipitação do carbonato. A aragonita é presente onde a água de fonte ultrabásica é misturada com a água do rio, enquanto que nos terraços, onde a água é exclusivamente da fonte, a calcita é predominante. Em análise microscópica, é possível observar que o cimento de calcita que aparece nas amostras coletadas na fonte se desenvolve perfeitamente como cristais romboédricos (em torno de $50 \mu\text{m}$). A jusante onde a água tem uma significativa contribuição de águas meteóricas, são observados agregados de cristais em forma de esférulas de $100 \mu\text{m}$ de diâmetro e em forma de bolhas de agulhas de cristais. Os autores concluem, portanto, que as alternâncias entre a precipitação de calcita romboédrica e agregados esféricos de aragonita são controladas, principalmente, pela variação da razão Mg/Ca devido à mistura de águas ultrabásicas e meteóricas. Ou seja, a estrutura esférica é sobretudo devido ao efeito cinético da inibição de Mg^{2+} , mas a presença de biofilmes microbiais pode ter uma superficial contribuição nos carbonatos esféricos. Os autores ainda sugerem que em ambientes marinhos, os carbonatos esféricos possam ocorrer devido a inibição de Mg^{2+} presente na água do mar ao invés de se formarem devido a interação entre o EPS microbial (substância poliméricas extracelulares), como muitos afirmam.

Pancuran Pitu, Cantral Java, Indonésia (OKUMURA *et al.*, 2012)

O travertino estudado na Indonésia (Pancuran Pitu, Central Java) possui um elevado pH e alta taxa de saturação, fazendo com que a taxa de sedimentação seja muito alta, cerca de dezenas de centímetros por ano. Precipita-se cristais de calcita e de aragonita basicamente induzidos por desgaseificação de CO_2 abioticamente. Foram identificados quatro tipos principais: travertino denso, travertino microbial litificado, travertino microbial frágil e tapete microbial pobremente litificado. Os dois primeiros tipos (travertino denso e travertino microbial litificado) exibem laminações regulares submilimétricas que estão associados com cianobactéria e substrado orgânico. Os agregados esferoidais de aragonita (descritos na Figura 8a) estão associados com as fácies travertino microbial litificado e travertino microbial frágil. Na fácies travertino microbial litificado, os agregados esferoidais ocorrem com $\sim 20 \mu\text{m}$ de diâmetro, no entanto, os agregados esferoidais do travertino microbial frágil, ocorre com uma distribuição dispersa entre esferoides e um empacotamento de agregados de cristais aciculares, que varia de dezenas de micrômetros até $100 \mu\text{m}$, formados em uma camada de $10\text{-}20 \mu\text{m}$ de espessura em uma seção vertical. A condição hidrológica é o principal fator que controla a

variação das texturas laminadas nos travertinos estudados, porém nos travertinos densos e microbiais litificados, essas fácies também foram associadas aos ciclos diários da fotossíntese de cionobactérias.

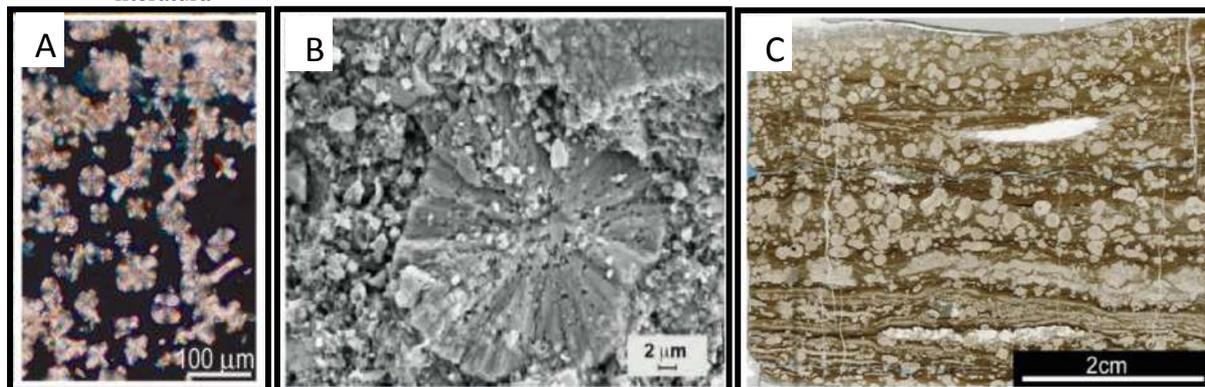
Formação Codó, Bacia do Parnaíba, Brasil (BAHNIUK *et al.*, 2015)

A Formação Codó está localizada no noroeste do Brasil, na Bacia do Parnaíba, Idade Aptiana. Correspondendo a cerca de 20 metros de espessura, os depósitos de carbonatos da formação são interpretados como sendo de origem microbiana, provenientes de uma bacia lacustre fechada formada durante a separação da América do Sul e a África. Os esferulitos descritos estão diretamente sobrepostos a sedimentos evaporíticos, ocorrem coalescidos em laminações discretas de espessura de 15 cm até 30 cm, com diâmetro que varia de 2 a 6 mm com estrutura interna fibrorradial ou densa (Figura 8b). A composição mineralógica é predominantemente calcita (70-80%) nos esferulitos e na “matriz” predomina dolomita (10-20%) e quartzo (10-15%). Localmente é possível observar feições de folhas compostas por silicatos magnesianos envolvendo a estrutura esferoidal. A interpretação é que a presença do EPS e de aminoácidos são importantes para a formação dos esferulitos de calcita. Ou seja, essa fácies seria uma fácies de origem microbiana devido à indução da precipitação do carbonato pelo metabolismo de microorganismos, interpretada pela autora. Porém não foi encontrada nenhuma evidência de material orgânico fossilizado.

East Kirkton Limestone, Scotland (ROGERSON *et al.*, 2017a)

Foi estudada a ocorrência das fácies esferulíticas no Carbonífero do East Kirkton Limestone (Midland Valley, gábrica da Escócia). Os calcários do East Kirkton foram formados em um lago alcalino alimentado por fontes quentes. O objetivo do estudo foi propor um modelo hidrogeoquímico que pudesse explicar porque a suíte de minerais CaCO_3 , SiO_2 , Mg-Si-Al é associada as fácies de calcita radial esféricas (Figura 8c), encontrados em lagos alcalinos acima das rochas basálticas. Os esferulitos (ROGERSON *et al.*, 2017a) foram descritos como compostos de calcita fibrorradial que geram “partículas” esféricas ou alongadas flutuando dentro de uma “matriz”, que pode variar de argilosa/orgânica a mudstone. Os autores ressaltam a importância de se entender a dinâmica da transferência de massas em um sistema hidroquímico em subsuperfície. Esse entendimento será fundamental para compreender a origem dos carbonatos esferulíticos no registro geológico tanto para os depósitos do East Kirkton como para o Pré-Sal.

Figura 8 - Exemplos de esferulitos que ocorrem em diferentes ambientes deposicionais, de acordo com a literatura



Legenda: A) Agregados de cristais esféricos na fácies de travertino microbial frágil, diâmetro médio $\sim 30 \mu\text{m}$ (Pancuran Pitu, Cantral Java, Indonésia). B) Imagem de MEV da estrutura interna do esferulito de calcita em uma “matriz” dolomítica (Formação Codó, Bacia do Parnaíba, Brasil). C) Esferulito dentro de uma “matriz” de mudstone rica em matéria orgânica com textura laminada (East Kirkton Limestone, Scotland).

Fonte: OKUMURA *et al.*, 2012; BAHNIUK *et al.*, 2015; ROGERSON *et al.*, 2017a.

4.3 Argilominerais magnesianos

O termo argilomineral se refere a silicatos hidratados com estrutura em “folha”, que lhes inclui no grupo dos filossilicatos (BRINDLEY E BROWN, 1980), independentes do tamanho do mineral. Também podem ser considerados argilominerais alguns minerais que têm a característica de serem plásticos ou endurecerem no momento que são queimados ou secos (POZO; CALVO, 2015), às vezes associadas com algumas impurezas que não contribuem com o aspecto plástico ou com o aspecto de endurecimento.

As argilas magnesianas incluem minerais 2:1, assim como, kerolita e esmectita trioctaédrica (estevensita, saponita e hectorita) bem como argilas fibrosas ou cadeias de argilas (sepiolita e palygorskita). Esses minerais ocorrem como folhas, fibras e feixes de fibras e são formados por precipitação direta e/ou por transformação durante a eodiagênese por um sedimento prévio (POZO; CALVO, 2015). Os argilominerais magnesianos se formam em uma variedade muito grande de ambientes sedimentares como: perfil de solos, sistemas de lagos, ambiente marinho e também ocorrem em ambientes evaporíticos costeiros. Ainda podemos adicionar que esses argilominerais também se formam sobre a influência de fluidos hidrotermais e outros processos de alteração.

Os materiais autigênicos são formados ou gerados *in situ*, sendo constituintes de rochas onde os minerais que não foram transportados ou que se cristalizaram no local onde foram

encontrados. Essa definição mostra que o termo autigênico é muito amplo o que pode ser usado para descrever inúmeros processos ou estágios diagenéticos. Quando aplicado aos argilominerais, o termo autigênico é muito utilizado para caracterizar dois processos principais: A) formação do argilomineral por precipitação direta da solução (neoformação) e B) formação do argilomineral por uma transformação de um mineral precursor, principalmente argilas detriticas (POZO; CALVO, 2015).

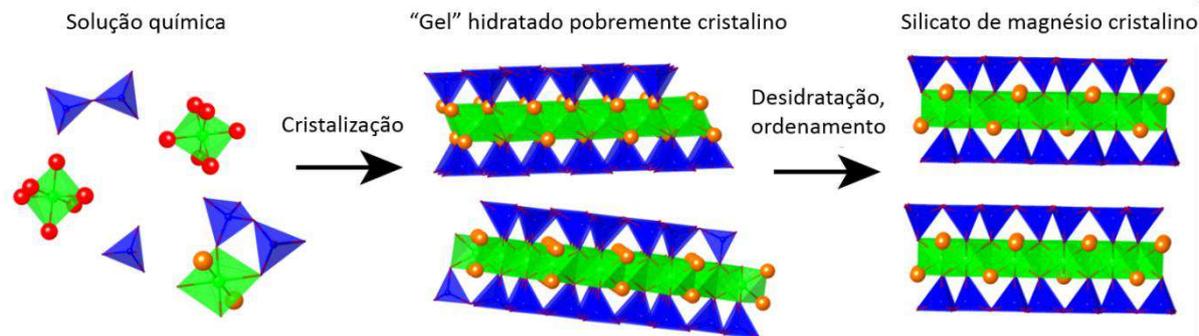
Os depósitos ricos em argilas magnesianas são compostos principalmente por esmectitas ricas em magnésio, sepiolitas e paligorskita, e mais raramente por kerolita.

O silicato mais abundante formado sob condições normais são os argilominerais, que sempre possuem um tamanho de cristal pequeno, em geral na escala de micrômetros ou nanômetros. Sob as mesmas condições algumas espécies minerais como carbonatos, sulfatos e óxidos podem formar cristais muito maiores. A razão pela qual os filossilicatos formados em solos ou por intemperismo da rocha são sempre de tamanho pequeno, não está relacionada às condições de baixa temperatura ou pressão mas sim a um aspecto particular da estrutura do cristal (MEUNIER, 2006). Os argilominerais estão presentes em toda parte do Planeta desde os continentes até os assoalhos oceânicos. Em particular eles estão concentrados nas formações geológicas nas quais a interação da água com a rocha é ativa. A estrutura da esmectita é altamente resistente e a fragmentação é devido a uma propriedade específica que ela possui, a flexibilidade.

A maior parte do volume em massa da crosta terrestre é formada por poucos elementos químicos. O oxigênio e o Si correspondem a 75% em massa, enquanto que o resto corresponde em ordem de abundância Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, H, P e Mn (SCHULZE; LAFAYETTE, 2005).

Segundo Tosca e Wright (2014), os silicatos de magnésio se formam em uma rápida nucleação e com o crescimento dos cristais lentos e produz uma abundância de nanopartículas. As nanopartículas excessivamente hidratadas coalescem para formar um gel de magnésio e à medida que ocorre a desidratação do gel, ocorre a cristalização da sílica magnesiana (Figura 9).

Figura 9 - Desenho ilustrativo da solução química até formar um silicato de magnésio cristalino



Fonte: TOSCA; WRIGHT, 2014.

Os autores Wright e Rodriguez (2018) afirmam que o Pré-sal é um depósito de lago evaporítico uma vez que é encontrada uma grande variedade e complexidade de argilominerais bem diferentes dos argilominerais encontrados em sedimentos marinhos. Entender como ocorre a dissolução dos argilominerais é o fator crucial para compreender a qualidade de reservatório (HERLINGER JR.; ZAMBONATO; DE ROS, 2017).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Descrição macroscópica de testemunhos e amostras laterais

Esta etapa consistiu na descrição macroscópica e microscópica detalhada de testemunhos e amostras laterais, no laboratório do Cenpes, com o intuito de entender os processos sedimentares e os sistemas deposicionais envolvidos na deposição dos carbonatos analisados. Após uma verificação expedida de cerca de 200 metros do testemunho do poço BS-A, foram selecionados aproximadamente 15 metros, descontínuos, de intervalos que continham espessuras significativas de esferulitos. Foram então, confeccionados seis perfis com escala 1:1. Para o poço BS-B, foram descritos cerca de 30 metros de testemunho contínuo, sendo que oito perfis, descontínuos, foram confeccionados em escala 1:1 (Figura 10). Para a construção dos perfis detalhados, utilizou-se a análise faciológica que consiste no reconhecimento e caracterização de fácies, ou seja, massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, cores, fósseis e por atributos direcionais (BORGHI, 2006). O objetivo foi observar as relações entre as fácies esferulito e as demais fácies, assim como entender as variações de tamanho e arranjo textural.

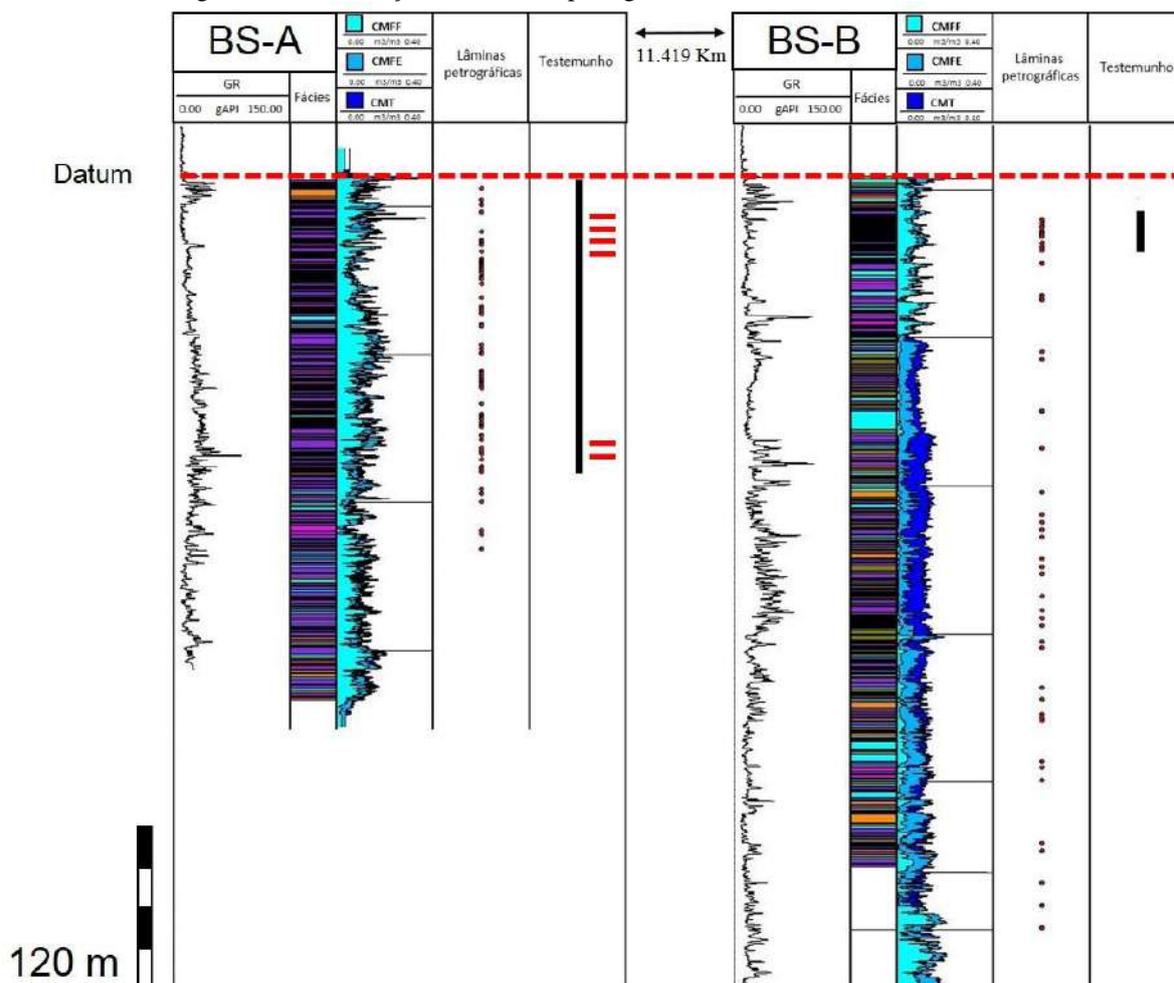
5.2 Análise petrográfica

Para a realização dessa etapa, foram descritas com detalhe, no laboratório do Cenpes, 162 lâminas petrográficas de 30 μm de espessura, representativas da fácies esferulito (TERRA *et al.*, 2010) do poço BS-A (106 lâminas petrográficas) e do poço BS-B (56 lâminas petrográficas). As lâminas petrográficas estão dispersamente distribuídas ao longo de todo o intervalo da Formação Barra Velha (Figura 10). As lâminas foram impregnadas com resina epoxy azul para o realce da porosidade. Além disso, as lâminas foram tingidas com uma solução de alizarina e ferrocianeto de potássio para a diferenciação e identificação de dolomita, calcita e outros minerais ferrosos (dolomita ferrosa, por exemplo). Os cristais de dolomita não reagem a solução aplicada, enquanto que os cristais de calcita reagem a solução, tornando-se

avermelhadas. Para tanto, foi utilizado um microscópio petrográfico óptico de luz transmitida da marca Zeiss® modelo Imager.A1. Buscou-se desta forma analisar os elementos constituintes da rocha, arcabouço, material interesferulito e cimento, além de dar atenção aos produtos diagenéticos presentes e suas relações temporais.

As lâminas analisadas tiveram como objetivo entender com maior detalhe das semelhanças e diferenças que ocorrem entre os esferulitos do alto deposicional (poço BS-A) e do baixo deposicionao (poço BS-B). Desta forma foi possível caracterizar aspectos importante como: tamanho dos esferulitos, tipo da forma externa, tipo de extinção, tipo do empacotamento, presença ou não de filossilicato magnesiano, tipos de inclusões e presença ou não de minerais exóticos. Em seguida, foram elaborados gráficos comparativos para melhor explicar as relações existentes entre os esferulitos presentes no alto deposicional e do baixo deposicional.

Figura 10 - Localização das lâminas petrográficas e dos testemunhos descritos



Fonte: Modificado de SARTORATO, 2018.

5.3 Difractometria de argilominerais

A Petrobras forneceu os resultados das análises de DRX de argila de 12 amostras do poço BS-B. Estas análises foram mostradas em tabela apenas para exemplificar os tipos de argilominerais magnesiano mais comuns encontrados nos dois poços estudados.

O método foi feito segundo os padrões da Petrobras:

As análises por Difração de raios-X foram efetuadas no laboratório de Mineralogia Aplicada do Cenpes (CENPES/PDEP/IRPS), segundo o padrão interno do laboratório. Para a caracterização da mineralogia total, a amostra foi primeiramente pulverizada em um moinho de ágata e em seguida micronizada no micronizador McCRONE. A amostra micronizada foi prensada em um suporte específico, mantendo as partículas randomicamente orientadas, e em seguida foi analisada no difratômetro de raios-X. Para a análise dos argilominerais, a amostra fragmentada foi imersa em água destilada e desagregada por ultrassom de ponta (Branson cell disruptor – modelo 350) por cerca de 3 minutos. Em seguida, separou-se por centrifugação (700 rpm por 6 minutos, centrífuga IEC CENTRA-8) o material contido na fração granulométrica inferior a 2 μ m da suspensão estável obtida. Este material foi concentrado por centrifugação e da pasta resultante preparou-se uma lâmina orientada pelo método do esfregaço (THIRY *et al.*, 2013). Esta lâmina foi solvatada com etilenoglicol e posteriormente aquecida a 490°C, a fim de se identificar os argilominerais (ALVES, 1987).

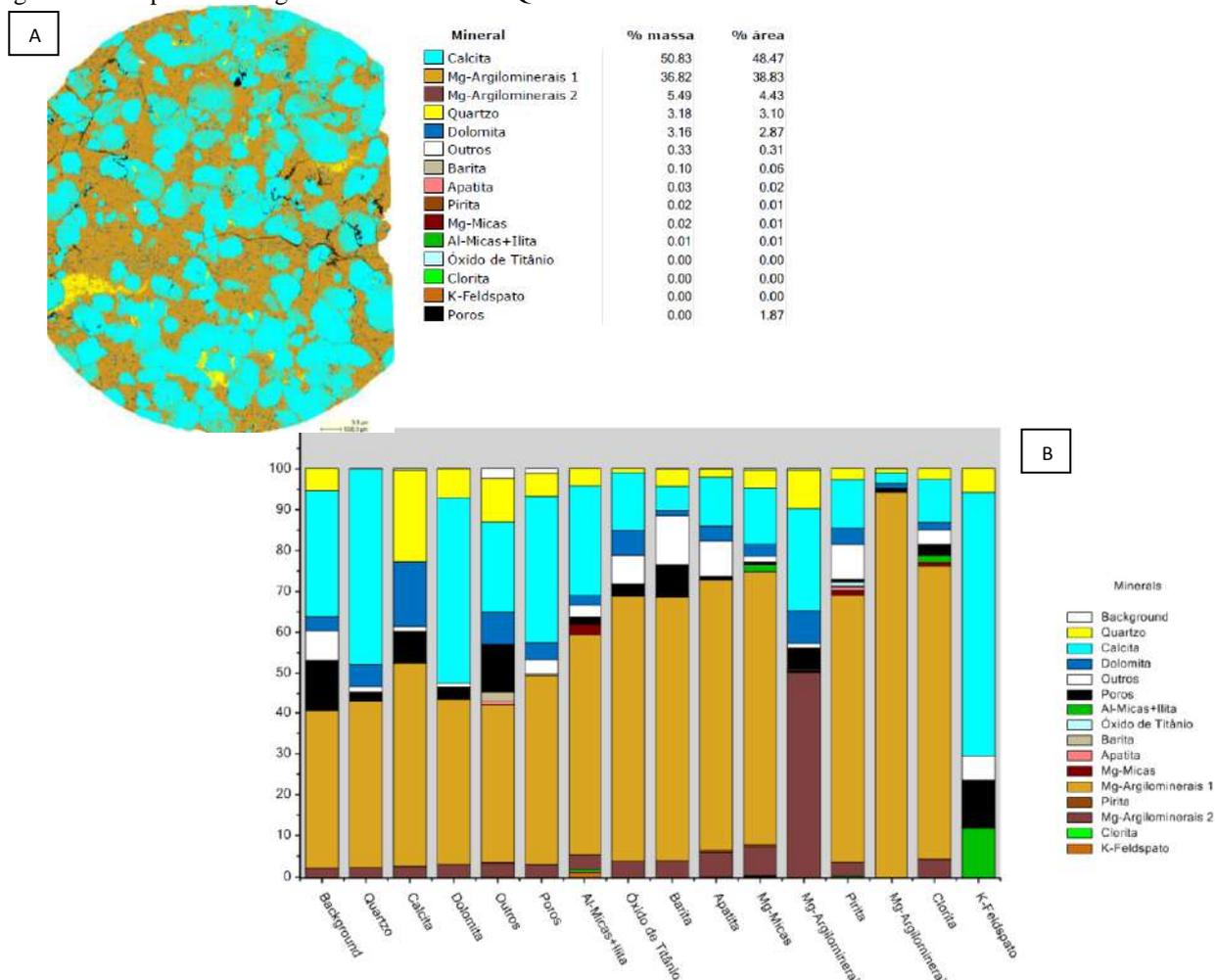
5.4 Mapeamento mineralógico automatizado (QEMSCAN)

Todas as análises de QEMSCAN foram feitas no laboratório do Cenpes. Foram selecionadas 22 lâminas do poço BS-A e 26 Lâminas do poço BS-B, as lâminas se encontram dispersamente posicionadas ao longo de todo o intervalo da Formação Barra Velha.

As lâminas selecionadas para o estudo foram inicialmente lavadas com água e sabão, rinsada com álcool e secada por ar comprimido ultra seco. Em seguida foram recobertas por uma delgada camada de carbono, através do “metalizador” EMITECH K950X, a fim de torná-la condutora de eletricidade. Foram, então, aderidas em suporte condutor de alumínio e analisadas ao equipamento de mapeamento mineralógico automatizado QEMSCAN 650, operando em alto vácuo a 15 kV e com resolução de 10 μ m.

Para confecção do mapa mineralógico o equipamento realiza ponto de microanálise EDS em cada pixel e compara o espectro de raios-x obtido com um banco de dados com informações composicionais dos minerais (Figura 11). Ao identificar o mineral com a composição mais próxima do ponto analisado, é atribuída a sua cor pré-definida (BUTCHER; BOTHA, 2010). A quantificação da mineralogia é expressa sob a forma de tabela, em porcentagem tanto em área quanto em massa (considerando densidade teórica dos minerais). Quantidades inferiores a 0,01% são expressas como 0,00. Para a estimativa de porosidade são desconsiderados os poros que possuem conexão com a área externa da amostra.

Figura 11 - Mapa mineralógico obtido através de QEMSCAN



Legenda: Exemplo de imagem de lâmina petrográfica do poço BS-B analisada através de QEMSCAN. A) Tabela com dados de quantificação mineralógico (% massa e % área). B) Gráfico de associação mineral.

Fonte: A autora, 2019.

5.5 Análise de imagem por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A amostra foi inicialmente fragmentada, de modo a oferecer uma superfície fresca e irregular, em seguida foi aderida em suporte condutor de alumínio com cola condutora e recoberta por uma delgada camada de ouro-paládio, através do metalizador EMITECH K950X, a fim de torná-la condutora de eletricidade. Foi, então, analisada ao microscópio eletrônico de varredura ZEISS EVO LS-15, em imagens por elétrons retroespalhados, operando em alto vácuo a 20 kV e com distância de trabalho de 13 mm. As microanálises por EDS foram obtidas através do Sistema de Microanálises OXFORD AZtec, acoplado ao MEV.

A imagem por elétrons retroespalhados (Backscattered Electron Image- BEI) representa em seus tons de cinza a variação da composição atômica média da feição imageada, isto significa que materiais de peso atômico maior produzirão imagens em tons de cinza mais claros, enquanto materiais de baixo peso atômico produzirão imagens mais escuras.

A microanálise por EDS é pontual, resulta da penetração do feixe numa profundidade que varia entre 1 e 5 μm ; portanto, não se deve inferir a composição obtida em cada ponto como representativa de todo o volume da partícula analisada, além disso é uma análise indicada para amostras planas e polidas, fortemente influenciada pela geometria do material investigado (BUTCHER; BOTHA, 2010).

O detector do EDS não detecta os elementos H, He, Li e Be. Os elementos B, C, N e O são detectáveis por EDS, porém não são quantificados.

5.6 Análise de mineralogia por Catodoluminescência (CL)

Catodoluminescência se refere ao processo no qual é utilizado um catodo como fonte de elétrons. Quando o feixe de elétrons atinge a superfície mineral, ocorrem diversos processos físicos, incluindo a geração de raios-X, elétrons secundários e retro-espalhados, e catodoluminescência (além da geração de calor). O processo básico de luminescência envolve a excitação de um elétron para um estado de maior energia. O elétron se mantém no nível excitado apenas por um breve período de tempo e então retorna ao estado de menor energia, emitindo um fóton (partícula de luz) neste processo. Este fenômeno é chamado de

catodoluminescência (luz visível + luz ultravioleta). A luminescência é controlada pela presença de elementos traços e elementos terras raras, os quais podem atuar como ativadores, sensibilizadores e inibidores, ou por defeitos na estrutura cristalina do mineral.

A técnica de catodoluminescência (CL) se tornou muito popular na investigação de rochas carbonáticas a partir de 1965 com os pioneiros Long e Agrell, Smith e Stenstrom e Sippel e Glover (BARKER *et al.*, 1991). Esta técnica de CL é muito utilizada em estudos de caracterização e evolução de fases diagenéticas, uma vez que permite distinguir zoneamento em cimentos carbonáticos, auxiliando na definição de sequências paragenéticas, interpretação quanto à natureza da água intersticial, história de soterramento, e evolução da porosidade.

A luminescência característica dos minerais de carbonato é controlada principalmente pela abundância relativa do manganês (na forma divalente). O Mn^{2+} é um importante íon ativador de luminescência que pode substituir o Ca^{2+} e Mg^{2+} em carbonatos, enquanto que o Fe^{2+} é considerado o principal inibidor (BOGGS JR; KRINSLEY, 2006). Os ETR (elementos terras raras), por exemplo Sm^{3+} , Eu^{2+} , Eu^{3+} , Tb^{3+} e Dy^{3+} , podem ativar a luminescência (BARKER *et al.*, 1991). Já Ni e Co podem participar como inibidores de luminescência (Tabela 2).

Um dado mineral pode aceitar mais de um possível ativador e exibir diferentes cores luminescentes para cada ativador. Em linhas gerais a calcita quando ativada pela Mn^{2+} pode possuir cores amarelo alaranjada, laranja amarelada e laranja. Quando ativado pela presença de Tb^{3+} a cor será verde e quando ativado pela presença de Dy^{3+} , a cor será azul fraco. Já para a dolomita quando ativado pelo Mn^{2+} a cor varia entre amarelo e vermelho (BARKER *et al.*, 1991).

Tabela 2 - Tabela de ativadores, sensibilizadores e inibidores

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

Fonte: Modificado de BARKER *et al.*, 1991.

Nesse estudo, foram analisadas 21 lâminas petrográficas com polimento fino, referentes aos poços BS-A e BS-B. As análises de CL foram feitas no laboratório do Cenpes. O aparelho utilizado foi da marca CITL (Cambridge Image Technology), modelo MK5-2, acoplado a um microscópio marca Zeiss, modelo Scope A1 e Axioimager.A1. As condições para a análise foram: amperagem entre 200 μ A e voltagem entre 12 e 13 kV.

5.7 Microsonda Eletrônica (MSE)

A microsonda eletrônica tem a capacidade de fornecer análises geoquímicas quantitativas de áreas muito pequenas, de até 1 μ m em uma superfície de amostra polida. Uma única análise geoquímica pode ser produzida em questões de minutos, enquanto a máquina é calibrada com materiais de referências bem características. Esse tipo de análise é valiosa para analisar a composição do material da amostra e é útil quando usada em conjunto com a geração de imagens por elétrons retroespalhadas, por meio dos quais sutis variações químicas ou zonações podem ser facilmente identificadas (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003). Para isto, o equipamento utiliza um feixe de elétrons que é emitido sobre a superfície polida de uma amostra, que produzirá raios-x característicos de cada elemento químico, que são identificados e medidos pelo equipamento.

Foram selecionadas 21 amostras, provenientes do poço BS-B, para serem realizadas análises composicionais nos esferulitos. As análises foram feitas da borda para o centro, a fim de tentar identificar variações composicionais. Também foram realizados mapas químicos, com a intenção de analisar a existência de zoneamentos composicionais, e também a existência de elementos traços.

As amostras foram recobertas por uma camada de carbono, através do metalizador EMITECH K950X, a fim de torna-las condutoras de eletricidade.

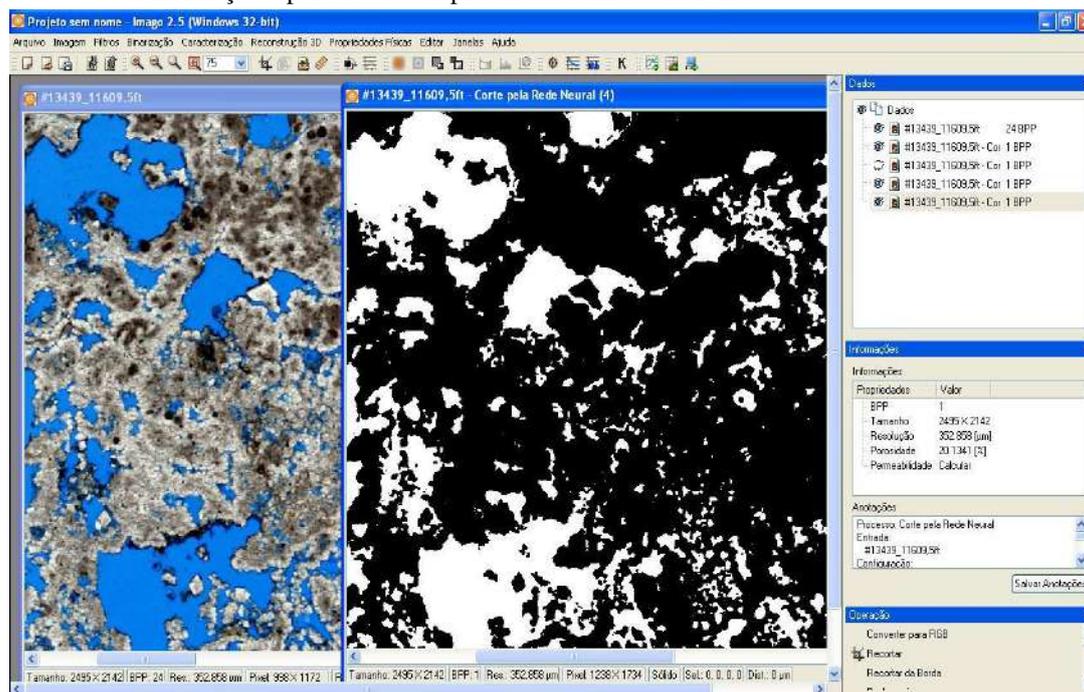
As análises foram realizadas no laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230, com cinco detectores WDS com os cristais LDE1, TAP, PET-J e LIF-H. Também foi utilizado para controle um detector EDS JEOL acoplado ao microscópio. O equipamento possui também um sistema de imagens eletrônicas composta por elétrons secundários (SE), elétrons retroespalhados (BSE), imageamento por raios X (XR) e catodoluminescência (CL), porém só foram usadas para as análises, imagens de elétrons retroespalhados (Backscattered Electron -

BSE), análises que chamamos EDS (Energy Dispersive Spectrometer) e WDS (Wavelength Dispersive Spectrometer). As análises foram executadas sob uma condição de corrente de 15 kV e 10 nA com abertura de feixe de 5 μm para todas as fases analisadas. O tempo de análise variou de 5 a 10 segundos por elemento, de acordo com a abundância esperada do mineral.

5.8 Análise de imagem 2D

Foram feitas análises do sistema poroso em 2D utilizando imagens de 33 lâminas de testemunho e amostras laterais dos poços BS-A (14 lâminas petrográficas) e BS-B (19 lâminas petrográficas), distribuídas dispersamente ao longo do intervalo da Formação Barra Velha. Os poros aparecem destacados com a coloração azul, resina epoxy azul impregna na amostra no momento da confecção da lâmina petrográfica. Antes da segmentação da porosidade a imagem passa por um tratamento no *software Photoshop*, para homogeneização do tom de azul da resina e remoção de bolhas de ar. Para a segmentação e binarização dos poros visíveis foi utilizado o software da Petrobras (Figura 12), IMAGO, e as imagens dos poros segmentados foram analisadas no *software AVIZO*. A resolução das imagens é de aproximadamente 8 μm . Deste modo, informações sobre a morfologia e a distribuição de tamanho de poros foram obtidas.

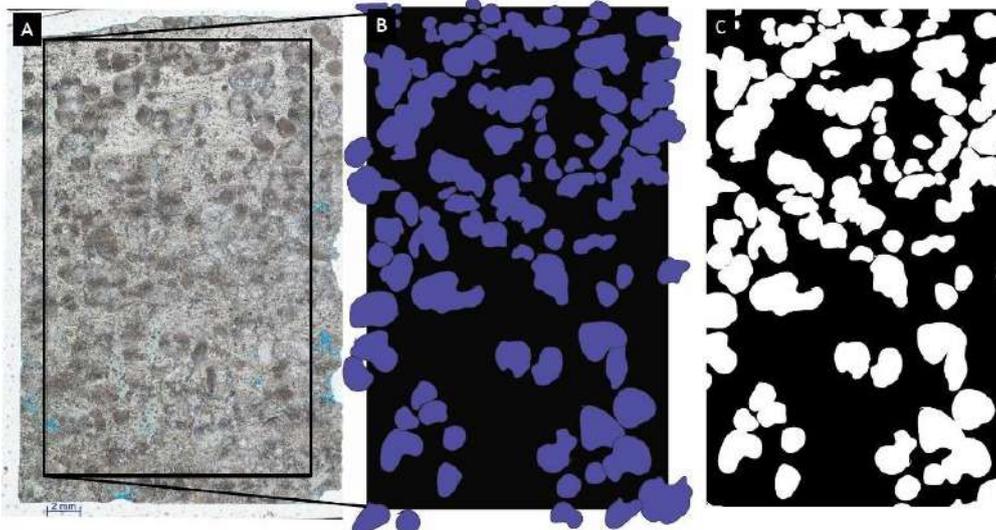
Figura 12 - Segmentação e binarização da porosidade (em azul) realizada no *software* IMAGO. Após a binarização a porosidade é representada com a cor branca



Fonte: A autora, 2019.

Posteriormente, analisou-se a porcentagem de esferulitos presentes. Foram identificados os esferulitos presentes nas imagens das lâminas petrográfica (fotomosaicos) e através do *software* *Illustrator*, utilizando a ferramenta de desenho, os mesmos foram contornados e coloridos com a mesma cor, de forma a possibilitar sua segmentação em *software* de imagem (Figura 13). Esses desenhos foram então analisados no *software* IMAGO (Petrobras) e após segmentação e binarização dos esferulitos foi possível calcular a sua porcentagem. O material presente na amostra que não corresponde a esferulito e nem a porosidade foi então chamado de material interesferulito. Depois de se obter a porcentagem de esferulitos e de porosidade, foi possível calcular a porcentagem do material interesferulito.

Figura 13 - Identificação dos esferulitos presentes na lâmina petrográfica



Legenda: a) Delimitação da área para identificação dos esferulitos; B) Através do *software Illustrator* foi possível contornar apenas os esferulitos; C) Desenho já segmentado pelo *software IMAGO* (Petrobras).

Fonte: A autora, 2019.

5.9 Análise Petrofísica

Método de injeção de mercúrio

Foram realizadas análises de injeção de mercúrio em 16 amostras, com o objetivo de obter-se a distribuição do raio equivalente das gargantas de poro. O ensaio de injeção de mercúrio determina a distribuição de volume de poros acessíveis a determinadas pressões, equivalente a determinados diâmetros de garganta de poros. O equipamento utilizado na análise foi um Micromeritics AutoPore IV 9500 com quatro portas de baixa pressão e duas portas de alta pressão para pressões até 60000psi. A curva de pressão capilar é obtida colocando-se na abscissa de um gráfico a saturação de mercúrio (SHg) e, na ordenada, a pressão de injeção. A saturação é obtida dividindo-se o volume de mercúrio invadido até determinada pressão pelo volume poroso da amostra. A curva de distribuição de diâmetros de garganta de poros é obtida empregando-se a equação de Laplace (BAUER *et al.*, 2018).

$$PC = \frac{2 * \sigma * \cos \theta}{r} * 1450.377 \quad \therefore \quad D = 2 * \left(\frac{2 * \sigma * \cos \theta}{PC} \right) * 1450.377 \quad (1)$$

PC - Pressão capilar (psi);

σ - Tensão superficial (dina/cm); para o Hg, 480 dina/cm;

Θ - Ângulo de contato (graus); para sistema Hg/ar/sólido, 140;

r - Raio de garganta de poros (angstroms);

D - Diâmetro de garganta de poros (angstroms).

6 RESULTADOS SEDIMENTOLÓGICOS

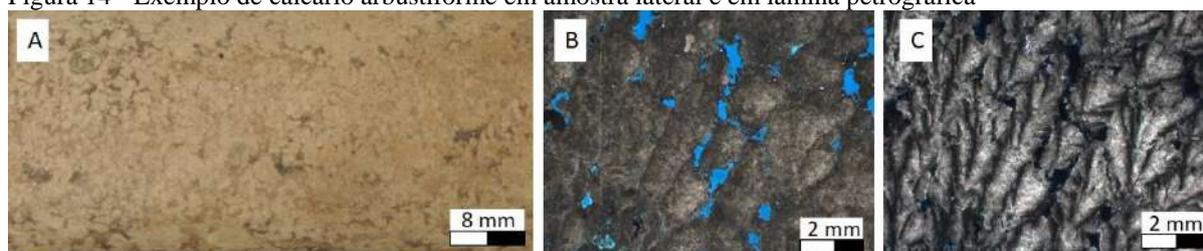
6.1 Fácies e agrupamento de fácies

Fácies

As principais fácies da Formação Barra Velha descritas neste trabalho foram: calcário arbustiforme, esferulíticos, laminitos e fácies retrabalhadas (*grainstone* e *rudstone*). Localmente ocorrem delgados níveis de estromatolito. Esferulítico é um termo que foi definido por Terra *et al.* (2010) especificamente para as fácies dos depósitos carbonáticos do Pré-sal que são compostas por esferulitos “in situ” sendo, portanto, adotada neste trabalho.

Calcário arbustiforme (FALCÃO, 2015) é a fácies mais abundante encontrada nos intervalos testemunhados dos dois poços estudados, sendo composta por agregados calcínicos com extinção fascicular-óptica, visto ao microscópio com polarizador cruzado, os quais possuem crescimento vertical e sub-vertical, variando de tamanho entre 0,1 cm e 2 cm (Figura 14). O termo *shrub* significa “arbusto”, sendo utilizado para caracterizar estruturas com crescimento vertical que se assemelham a pequenas árvores. Quatro classes de *shrubs* estabelecidas por Terra *et al.* (2010) com base em seu tamanho, foram utilizadas neste trabalho: muito pequeno (< 2 cm), pequeno (0,2 a 0,5 cm), médio (0,51 a 1,5 cm) e grande (>1,5 cm).

Figura 14 - Exemplo de calcário arbustiforme em amostra lateral e em lâmina petrográfica



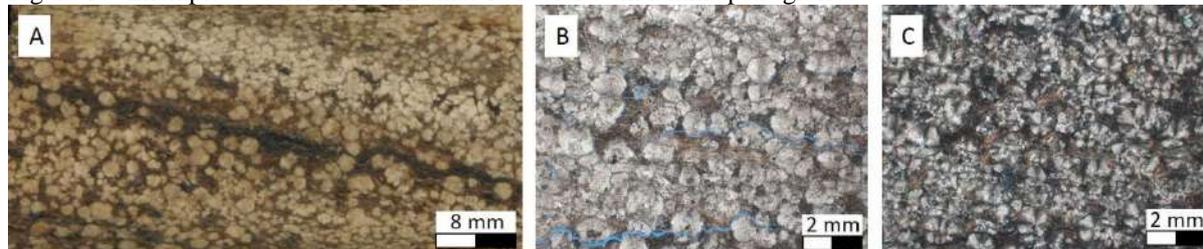
Legenda; A) Foto macroscópica de amostra lateral do calcário arbustiforme; B e C) Calcário arbustiforme visto em microscópio, com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente.

Fonte: A autora, 2019.

Os esferulíticos são compostos predominantemente por esferulitos, isto é, agregados esféricos a subsféricos de composição calcínica com extinção fibrorradial e tamanho variando geralmente entre 0,25 mm e >2 mm, de diâmetro, os quais encontram-se em meio a um material composto principalmente por filossilicato magnésiano, dolomita e/ou sílica, por vezes com pequena quantidade de matéria orgânica e grãos detríticos tamanho silte. Foram estabelecidas,

para este estudo, cinco classes principais de tamanho de esferulitito: Muito grande (>2 mm), grande (2 mm – 1 mm), médio (1 mm – 0,5 mm), pequeno (0,5 mm – 0,25 mm) e muito pequeno (< 0,25 mm) Tabela 5. A Fácies esferulitito é o principal objeto deste estudo, e será detalhada mais adiante (Figura 15).

Figura 15- Exemplo de esferulitito em amostra lateral e em lâmina petrográfica

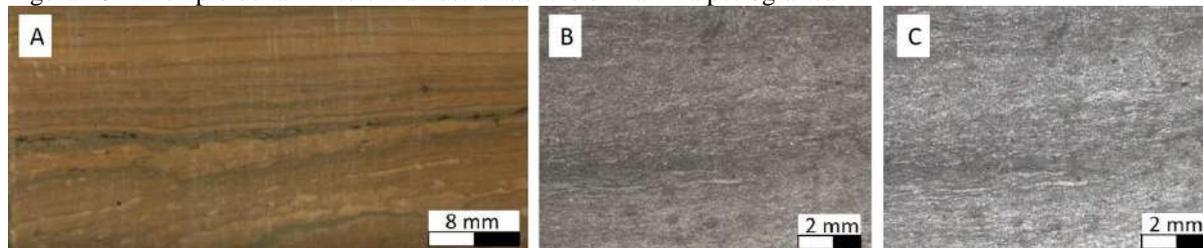


Legenda: A) Foto macroscópica de amostra lateral do esferulitito; B e C) Esferulitito visto em microscópio, com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente.

Fonte: A autora, 2019.

A fácies laminito é composta por calcita microcristalina, por vezes peloidal, podendo apresentar laminação lisa ou crenulada (Figura 16). Comumente contém delgados níveis com dolomita, matéria orgânica e grãos detríticos (geralmente tamanho silte e argila). Pode conter ainda fragmentos fosfáticos.

Figura 16 - Exemplo de laminito em amostra lateral e em lâmina petrográfica

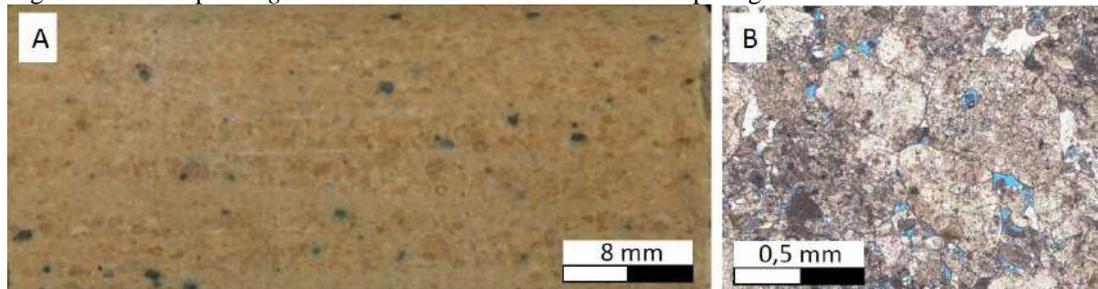


Legenda: A) Foto macroscópica de amostra lateral do laminito; B e C) Laminito visto em microscópio, com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente.

Fonte: A autora, 2019.

As fácies retrabalhadas, em geral *grainstone* e *rudstone* intraclásticos são constituídas por fragmentos de calcário arbustiforme, esferulititos e por vezes partículas envelopadas, fragmentos líticos (de rochas vulcânicas) e fragmentos fosfáticos, e em geral são moderadamente a bem selecionadas (Figura 17). A granulação varia de areia muito fina até grânulo.

Figura 17 - Exemplo de *grainstone* em amostra lateral e lâmina petrográfica



Legenda: A) Foto macroscópica de amostra lateral do *grainstone*; B) *Grainstone* composto por fragmento de calcário arbustiforme e esferulítico principalmente, visto em microscópio, com polarizador paralelo.

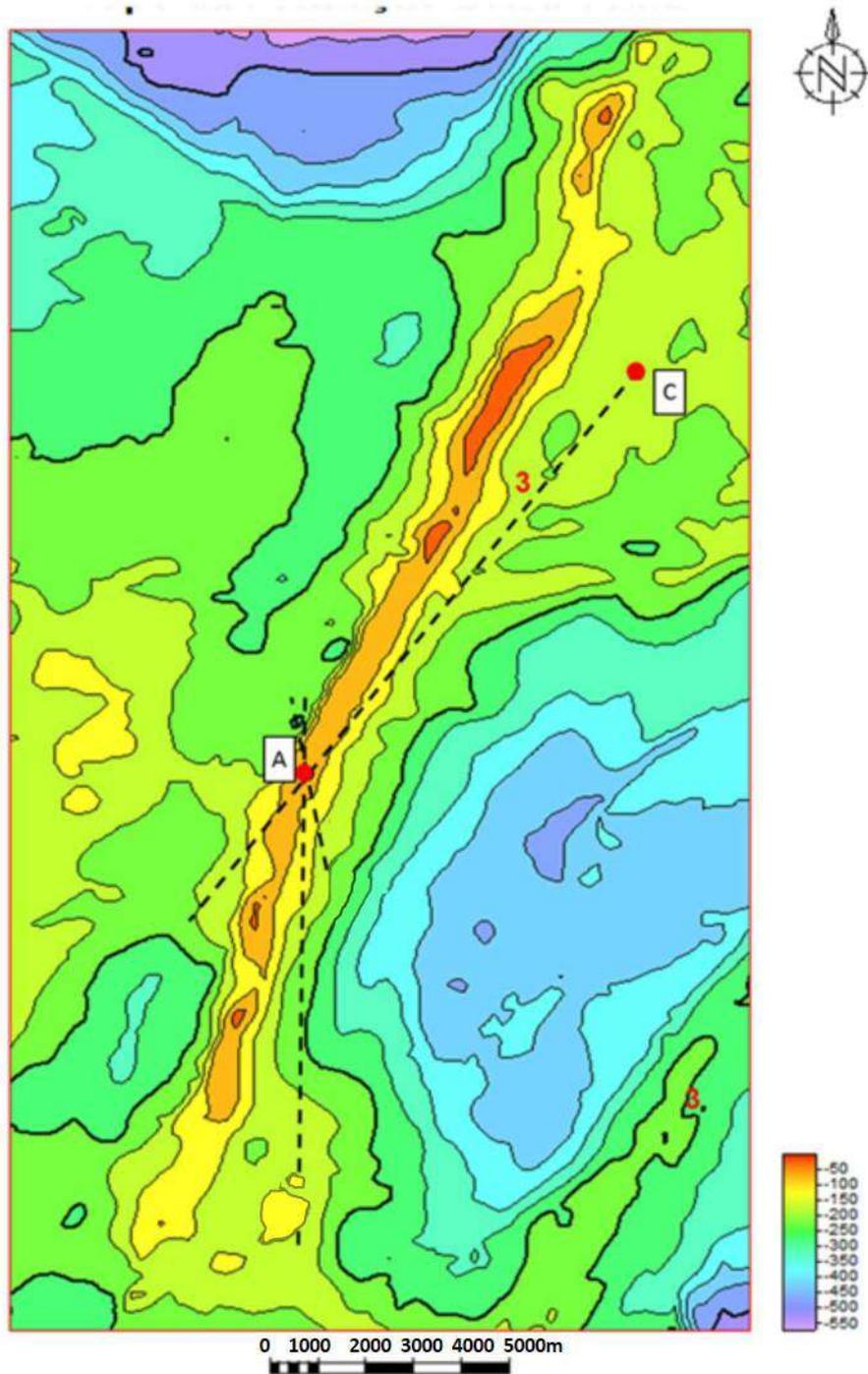
Fonte: A autora, 2019.

Localmente observamos ainda a presença de fácies estromatolito, carbonato microbial com estrutura interna finamente laminadas (WARREN, 2016). As espessuras das camadas encontradas variam desde milimétricas até poucos centímetros.

Sucessão vertical de fácies na Formação Barra Velha

O poço BS-A e o poço BS-B (apresentados neste estudo) correspondem aos mesmos poços A e C, respectivamente, que Sartorato (2018) utilizou em seu trabalho. A autora, por meio de interpretações sísmicas, localiza o poço BS-A (poço A de Sartorato) no alto principal da estrutura, enquanto que o poço BS-B (poço C de Sartorato) está localizado em um contexto de terraço (Figura 18 e Figura 19). A autora ressalta a grande possibilidade da não ocorrência de inversões estruturais significativas na área, uma vez que, segundo ela, os refletores sísmicos apresentam espessamento em direção à bacia e aos falhamentos principais, como pôde ser observado e interpretado.

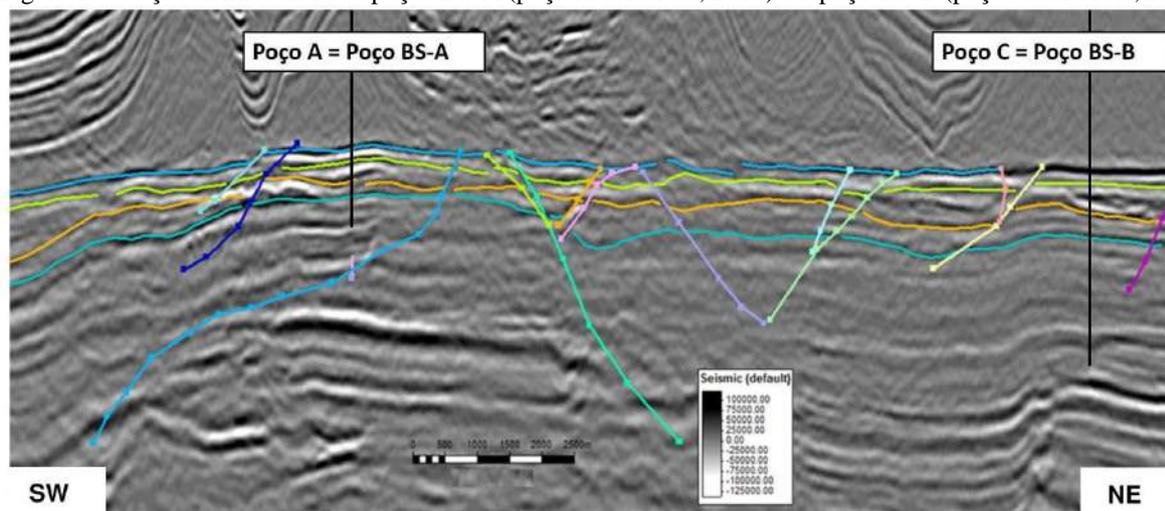
Figura 18 -Localização dos poços selecionados



Legenda: Poço A e C correspondem aos poços BS-A e BS-B, respectivamente deste trabalho. Mapa estrutural do topo da Fm. Barra Velha, mostrando a localização dos poços e a seção sísmica interpretada pela autora (linha tracejada 3). Os valores de cota foram descaracterizados para este estudo.

Fonte: Modificado de SARTORATO, 2018.

Figura 19 - Seção sísmica entre os poços BS-A (poço A Sartorato, 2018) e o poço BS-B (poço C Sartorato, 2018)

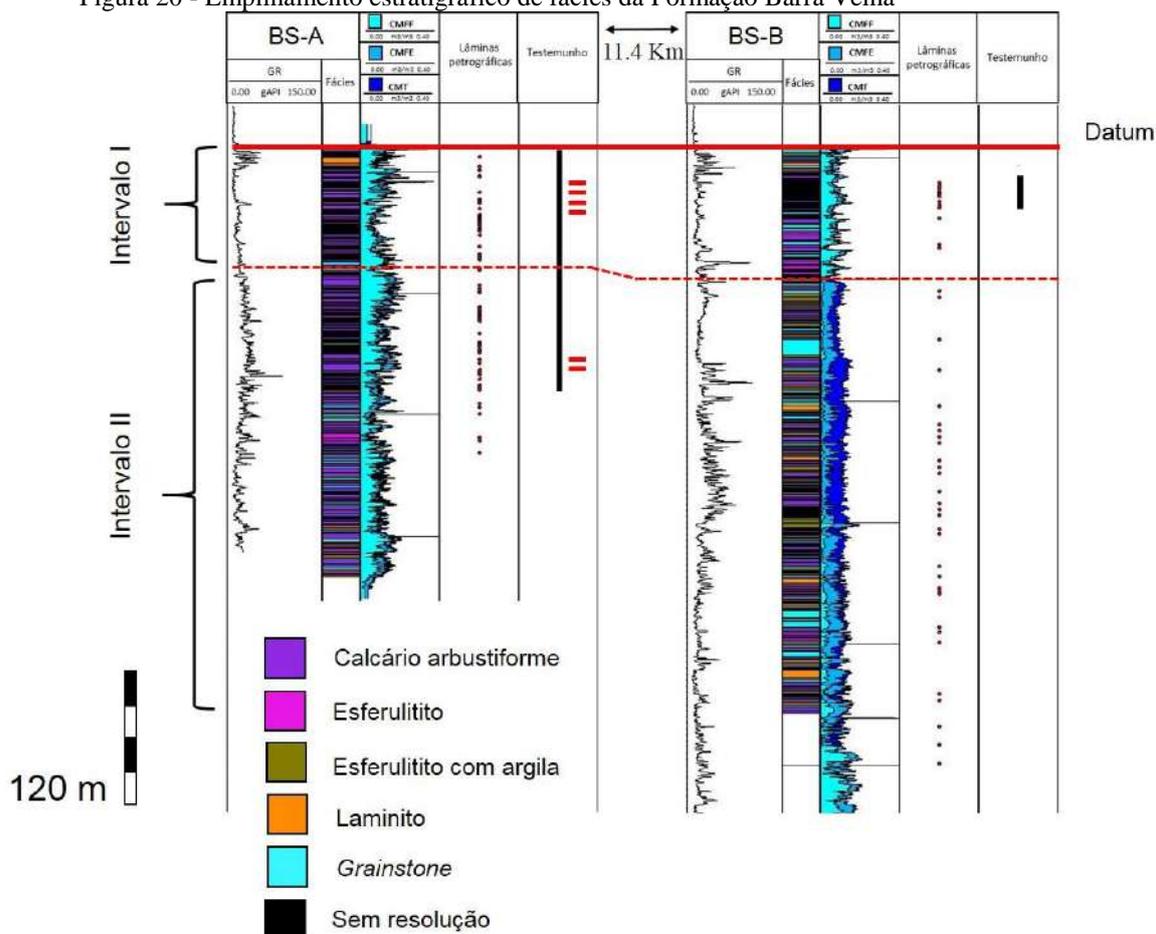


Legenda: Seção sísmica (3) entre os poços poço A = poço BS-A (neste trabalho) e poço C = poço BS-B (neste trabalho), mostrando os horizontes de continuidade regional da Fm. Barra Velha e as principais falhas mapeadas. Exagero vertical: 3 vezes.

Fonte: Modificado de SARTORATO, 2018.

Sartorato (2018) também fez o empilhamento de fácies para todo o intervalo da Formação Barra Velha, de acordo com a descrição dos testemunhos, amostras laterais e perfis de imagem. Baseado neste empilhamento de fácies (da autora) e interpretando os perfis de raios gama (para o poço BS-A) e de ressonância magnética (para o poço BS-B), foram identificados, neste estudo, dois intervalos estratigráficos distintos, denominados Intervalo I e Intervalo II (Figura 20). Os dois poços foram colocados lado a lado, com o datum no topo da Formação Barra Velha.

Figura 20 - Empilhamento estratigráfico de fácies da Formação Barra Velha



Fonte: Modificado de SARTORATO, 2018.

No Intervalo I (Figura 21) ocorre intercalação de esferulíticos, calcário arbustiforme e fácies retrabalhadas na base, passando para predominância de calcário arbustiforme na porção intermediária, e laminitos no topo, intercalados com fácies retrabalhadas, sendo que os laminitos (do topo) ocorrem em maior quantidade no poço BS-A e as fácies retrabalhadas (do topo) em maior quantidade no poço BS-B.

No Intervalo II (Figura 21) ocorre intercalação de laminito, calcário arbustiforme, esferulítico e fácies retrabalhadas, passando para predominância de fácies esferulítico e calcário arbustiforme para o topo no poço BS-A. Já para o poço BS-B, observamos na base a intercalação entre fácies laminito e *grainstone* principalmente. Na porção intermediária ocorre a predominância de fácies esferulítico com argila, intercalada a fácies de calcário arbustiforme.

Figura 21- Detalhe dos intervalos I e II referentes aos poços BS-A e BS-B (continua)

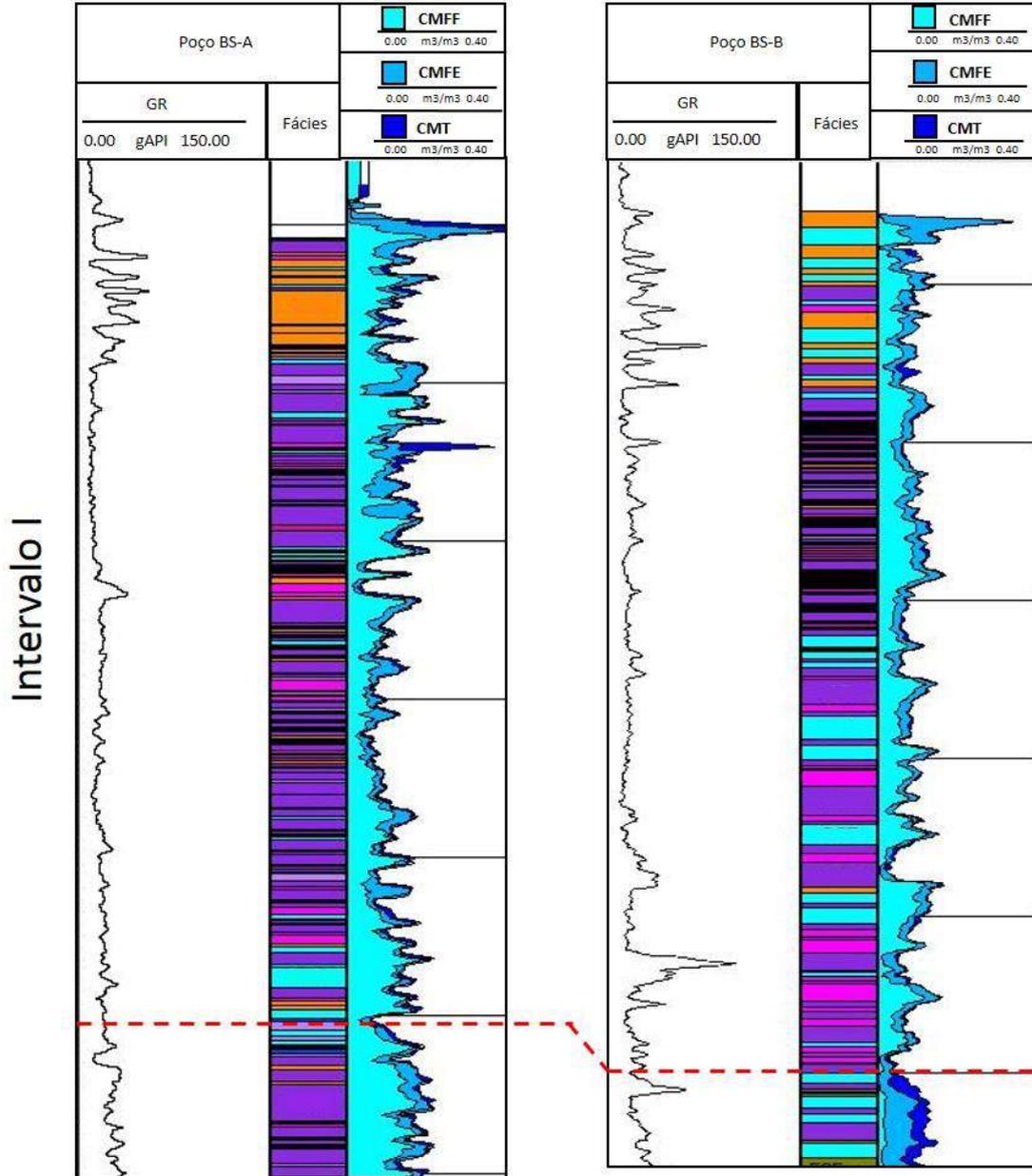
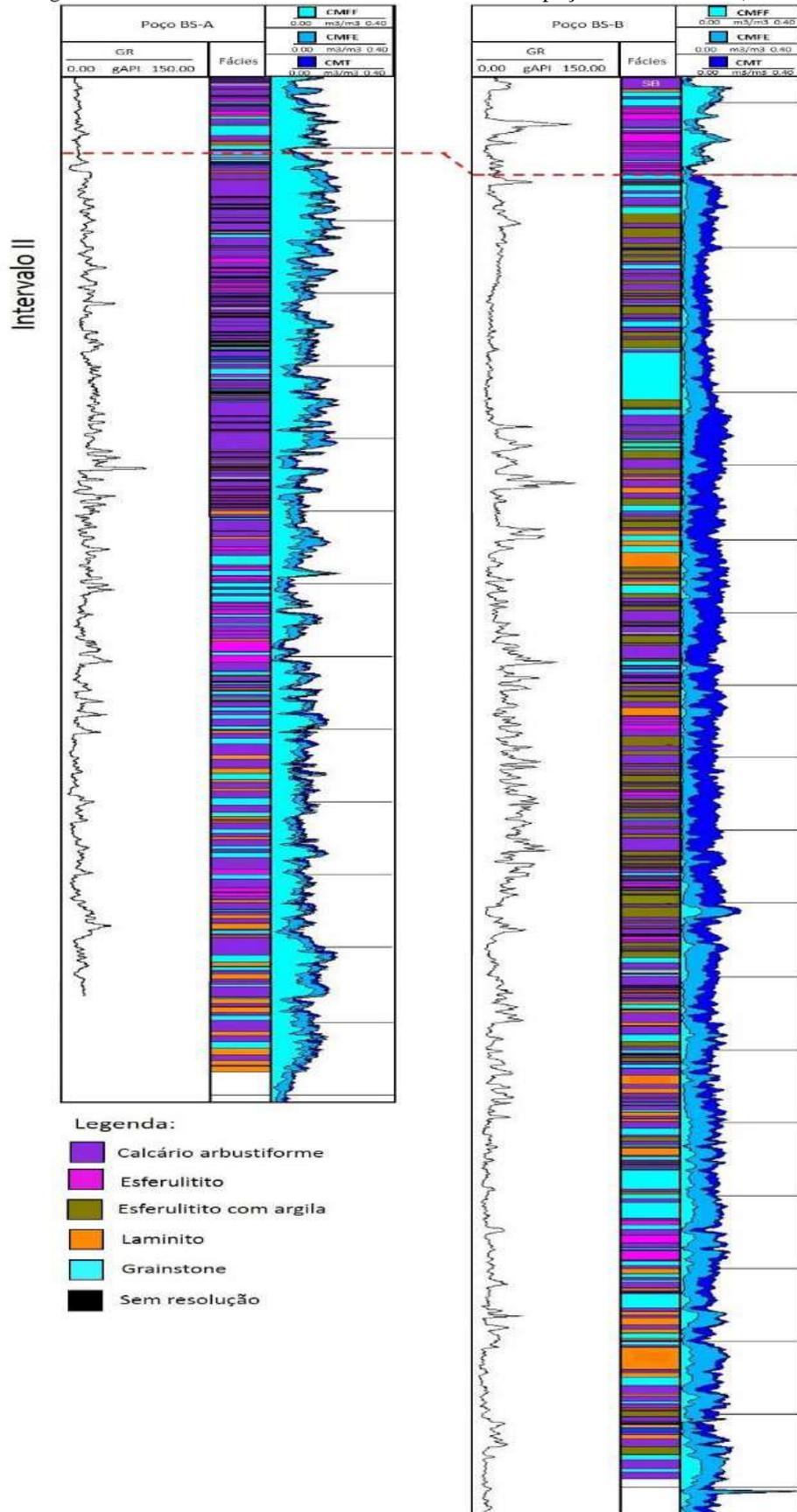


Figura 21 - Detalhe dos intervalos I e II referentes aos poços BS-A e BS-B (conclusão)



Fonte: Modificado de SARTORATO, 2018.

Agrupamento de fácies e variações texturais

O agrupamento de fácies torna-se necessário quando existe uma transição milimétrica a centimétrica entre camadas de diferentes fácies. Geralmente ocorre intercalações de camadas de laminito e esferulitito ou intercalação de camadas de esferulitito e calcário arbustiforme. Além da intercalação de fácies ocorre também variações texturais dentro de uma mesma fácies, e por isto, houve a necessidade de diferencia-las. Variações texturais de fácies e agrupamento de fácies foram numeradas seguindo a ordem de ocorrência no testemunho do poço BS-B, seguindo da base para o topo (Tabela 3).

Tabela 3 - Tabela de agrupamento de fácies propostas para os testemunhos BS-B e BS-A, Bacia de Santos (continua)

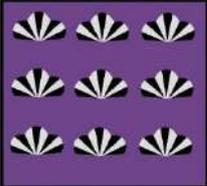
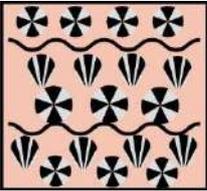
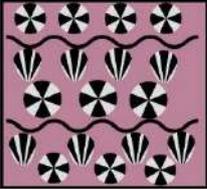
Fácies/ Agrupamento	Diagnose (macroscópica)	Fotos de detalhe
<p>F0</p> 	<p>Calcário arbustiforme são compostos por <i>shrebs</i> muito pequenos (até 0,5 cm) facilmente confundidos com esferulitos. Ocorre em contato gradual com a fácies esferulitito. Possui arranjo aberto, com geometria externa tabular. Em geral tem porosidade muito alta. Sem laminação aparente, muito dolomitizado. Cor: creme acastanhado.</p>	
<p>F1a</p>  <p>F1b</p> 	<p>Fácies definida pela presença de camadas de esferulitos na base passando para calcário arbustiforme de forma gradual. No topo ocorre contato brusco entre fácies de calcário arbustiforme e o material fino de laminação crenulada contínua. Geometria é tabular, levemente dômica. Os <i>shrebs</i> apresentam arranjos abertos e os esferulitos ocorrem isolados, localmente aglutinados com tamanhos que variam entre muito pequeno-pequeno e médio a grande. Cor: creme acastanhado</p> <p>Ora a fácies apresenta maior proporção de esferulito (representada pela cor rosa claro, F1a) ora apresenta maior proporção de <i>shrebs</i> (representada pela cor violeta claro, F1b).</p>	

Tabela 3 - Tabela de agrupamento de fácies propostas para os testemunhos BS-B e BS-A, Bacia de Santos

(continuação)

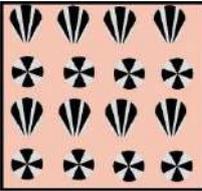
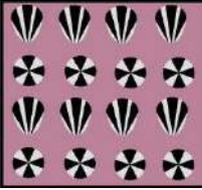
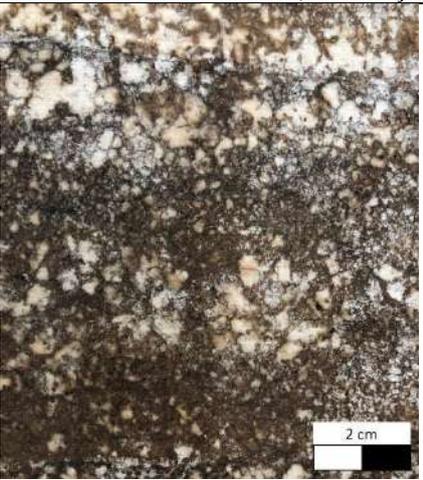
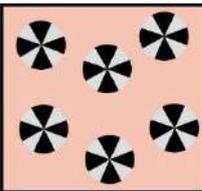
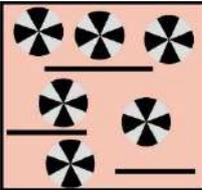
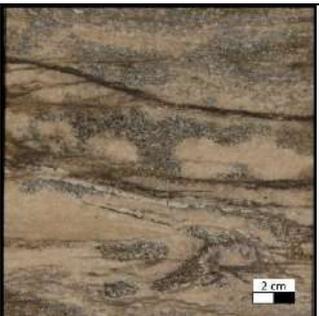
<p>F2a</p>  <p>F2b</p> 	<p>A base é composta por esferulitos, que geralmente não se tocam, mas localmente ocorrem aglutinados, de tamanho muito pequeno a pequeno e médio a grande, em contato gradual com fácies de calcário arbustiforme. Os shubs calcíticos possuem arranjo aberto e tamanho pequeno (0,2 - 0,5 cm). Sem estrutura interna bem definida. A geometria externa é tabular. Se diferencia da fácies F1 por não apresentar material fino de laminação crenulada contínua.</p> <p>Cor: creme claro ou creme acastanhado devido à impregnação de óleo.</p> <p>Ora a fácies apresenta maior proporção de esferulitos (representado pela cor rosa claro, F2a) ora apresenta maior proporção de shubs calcíticos (representado pela cor violeta, F2b).</p>	
<p>F3</p> 	<p>Esferulitos imersos em uma “matriz” intensamente dolomitizada, sem estrutura interna definida. Os esferulitos ocorrem aglutinados em arranjo denso, com tamanho variando entre pequeno a médio. O contato em geral é gradual com as demais fácies. A geometria externa é tabular. Por vezes ocorrem <i>shubs</i> calcíticos muito pequenos e pequenos (<2-0,5 cm), isolados. Cor: creme claro com níveis acinzentados.</p>	
<p>F3`</p> 	<p>Esferulitito de tamanho muito pequeno a pequeno (<0,25-0,5 mm), em geral aglutinados em arranjo muito denso. Laminação interna incipiente. Geometria externa tabular.</p> <p>Cor: creme acastanhado.</p>	

Tabela 3 - Tabela de agrupamento de fácies propostas para os testemunhos BS-B e BS-A, Bacia de Santos

(continuação)

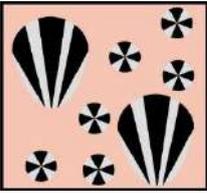
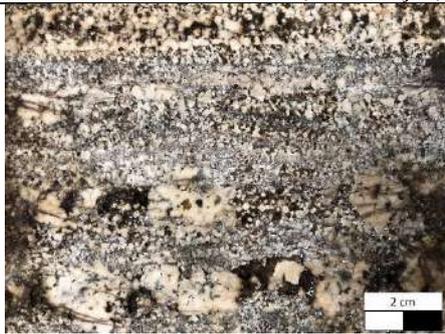
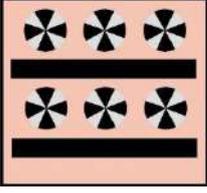
<p>F4</p> 	<p>Predominância de esferulitos de tamanho muito pequeno a pequeno e médio a grande, dos quais em sua maioria não se tocam e localmente ocorrem aglutinados. Os esferulitos ocorrem como camadas entre níveis de <i>shrebs</i> calcícticos ou mesmo nas camadas de <i>shrebs</i> com tamanho de médios (0,51-1,5 cm) a pequenos (0,2-0,5 cm) em arranjo aberto, ocupando o espaço entre eles.</p> <p>Sem estrutura interna definida, possui geometria tabular. Cor: creme acastanha devido à presença de óleo</p>	
<p>F5</p> 	<p>Intercalação entre níveis de esferulitos e níveis de laminito. Os esferulitos geralmente não se tocam, mas localmente ocorrem aglutinados, tamanho variando de médio a grossa e localmente de tamanho muito grossa a grânulo. Com estrutura interna incipiente, apresenta laminação plano-paralela contínua e descontínua. Geometria externa tabular. Cor: marrom acastanhada</p>	
<p>F6</p> 	<p>Laminito com laminação plano-paralela lisa contínua e por vezes apresentando níveis com laminação plano-paralela crenulada descontínua. Localmente ocorrem níveis maciços. Pode apresentar intercalações de níveis de sílica estratiformes ou nodular que variam de 1 até 2,5 cm. Apresenta níveis ricos em grãos siliciclásticos tamanho silte e areia muito fina. Ocorrem fragmentos fosfáticos e localmente fóssil de peixe bem preservado. Geometria externa tabular. Cor: varia de creme acinzentada clara a creme levemente esverdeada.</p>	

Tabela 3 - Tabela de agrupamento de fácies propostas para os testemunhos BS-B e BS-A, Bacia de Santos

(continuação)

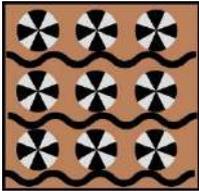
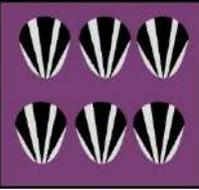
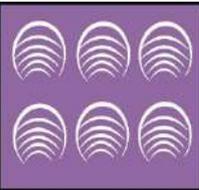
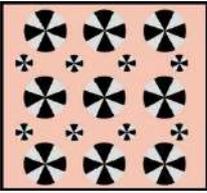
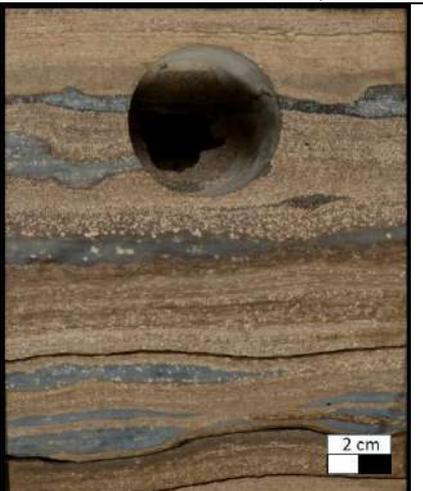
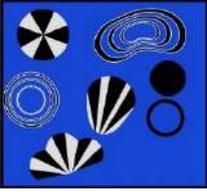
<p>F7</p> 	<p>Níveis de laminito crenulado intercalado com níveis de laminito com esférulitos dispersos, com tamanho variando entre médio a grande. Geometria externa tabular.</p>	
<p>F8</p> 	<p>Calcário arbustiforme são formados por <i>shrubs</i> calcítico muito amalgamados que formam níveis de até 4 cm de espessura, com topo irregular. Quando os <i>shrubs</i> estão menos amalgamados formam níveis plano-paralelos de até 3 cm de espessura. Raros esférulitos são identificados. Os <i>shrubs</i> podem ocorrer de duas formas principais: os que possuem comprimento maior que a largura (geometria externa levemente dômica) e os que possuem uma razão altura/largura de aproximadamente 1:1 (a geometria externa tabular). Cor: Creme acastanhado/acinzentado</p>	
<p>F9</p> 	<p>Estromatolito médio (0,5 – 1,5 cm), com laminação interna bem definida, arranjo normal. O contato com as outras fácies é em geral brusco. A geometria externa é tabular, levemente dômica. Cor: creme/castanho escuro.</p>	
<p>F10</p> 	<p>Laminito apresentando intercalação de níveis com laminação plano-paralela contínua e níveis com laminação crenulada descontínua. Geometria externa tabular. Sem presença de grãos siliciclásticos. Cor: marrom escuro.</p>	

Tabela 3 - Tabela de agrupamento de fácies propostas para os testemunhos BS-B e BS-A, Bacia de Santos (conclusão)

<p>F11</p> 	<p>Fácies composta por esferulitos com tamanhos que variam de muito pequeno-pequeno até tamanho grande a grande, não se tocam ou podem ocorrer aglutinados. Laminação interna bem definida marcada pela diferença de tamanho entre os esferulitos. Podem ocorrer raros <i>shrubs</i> calcícticos isolados (pequenos 0,2-0,5 cm) ou níveis milimétricos de crosta carbonática. O contato com as demais fácies geralmente se dá de forma gradacional. A geometria externa é tabular. Cor: creme claro e creme acinzentado.</p>	
<p>F12</p> 	<p>Fácies retrabalhada (<i>grainstone</i> e <i>rudstone</i> intraclásticos) composta principalmente por fragmentos de calcário arbustiforme, esferulitos, partículas envelopadas e fragmentos fosfáticos, com tamanho variando de areia fina a grânulo. Ocorrem geralmente com gradação normal e textura maciça, por vezes com marcas de ondas. O contato entre essa fácies e as demais em geral é erosiva. Geometria externa é tabular.</p>	

Fonte: A autora, 2019

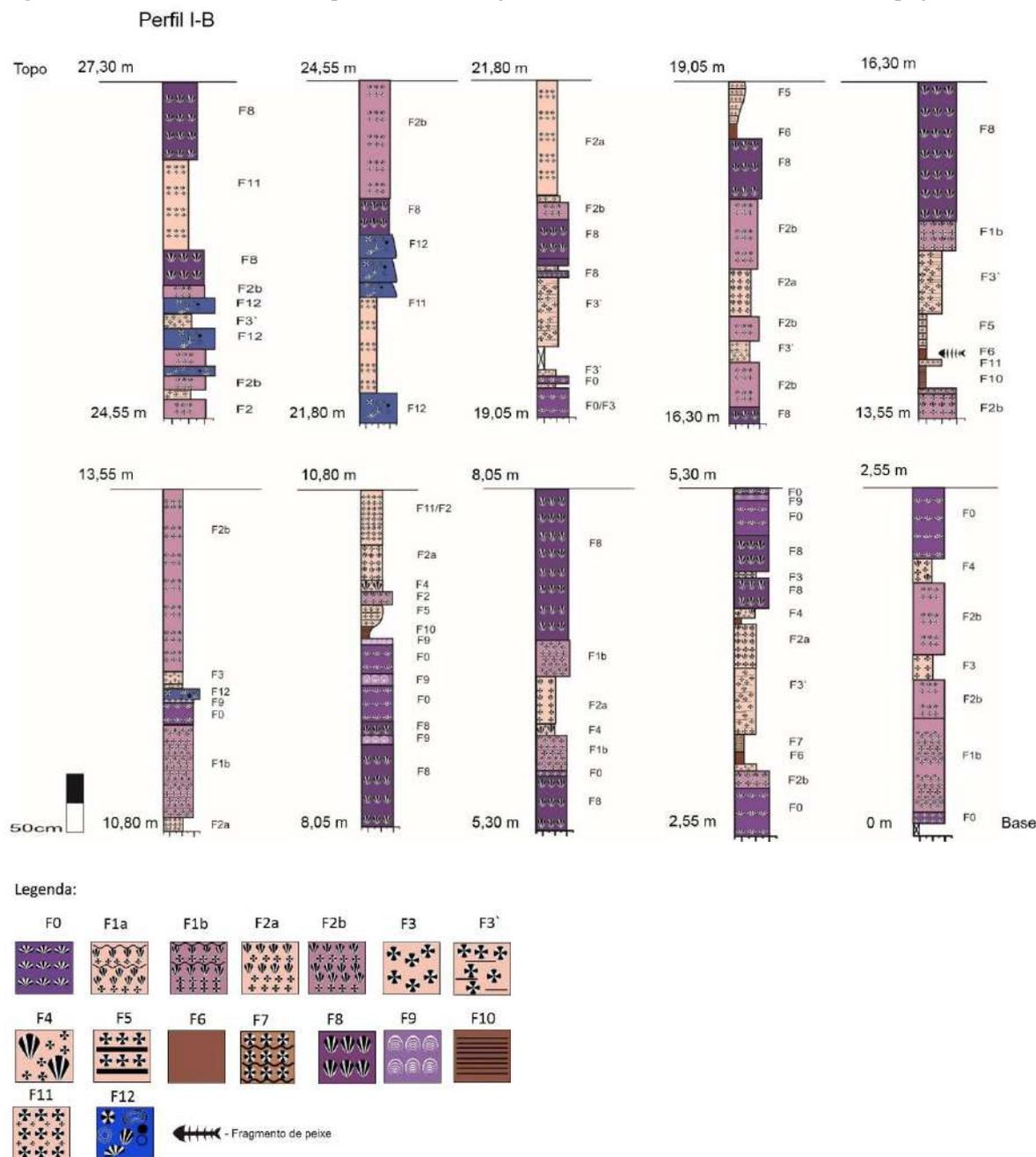
6.1.1 Sucessão vertical de fácies

Será apresentado primeiro a sucessão vertical de fácies do poço BS-B uma vez que englobam todas as fácies descritas nos dois poços deste trabalho.

Sucessão vertical de fácies em testemunho do poço BS-B

Foram descritos aproximadamente 30 metros contínuos de testemunho do poço BS-B, com enfoque nos intervalos com esferulititos (Figura 22). Pôde-se assim estabelecer algumas relações entre a fácies de esferulitito e as demais fácies:

Figura 22 - Perfil ilustrativo correspondente a descrição de cerca de 30 metros de testemunho, poço BS-B



Legenda: Perfil confeccionado em escala 1:1.

Fonte: A autora, 2019.

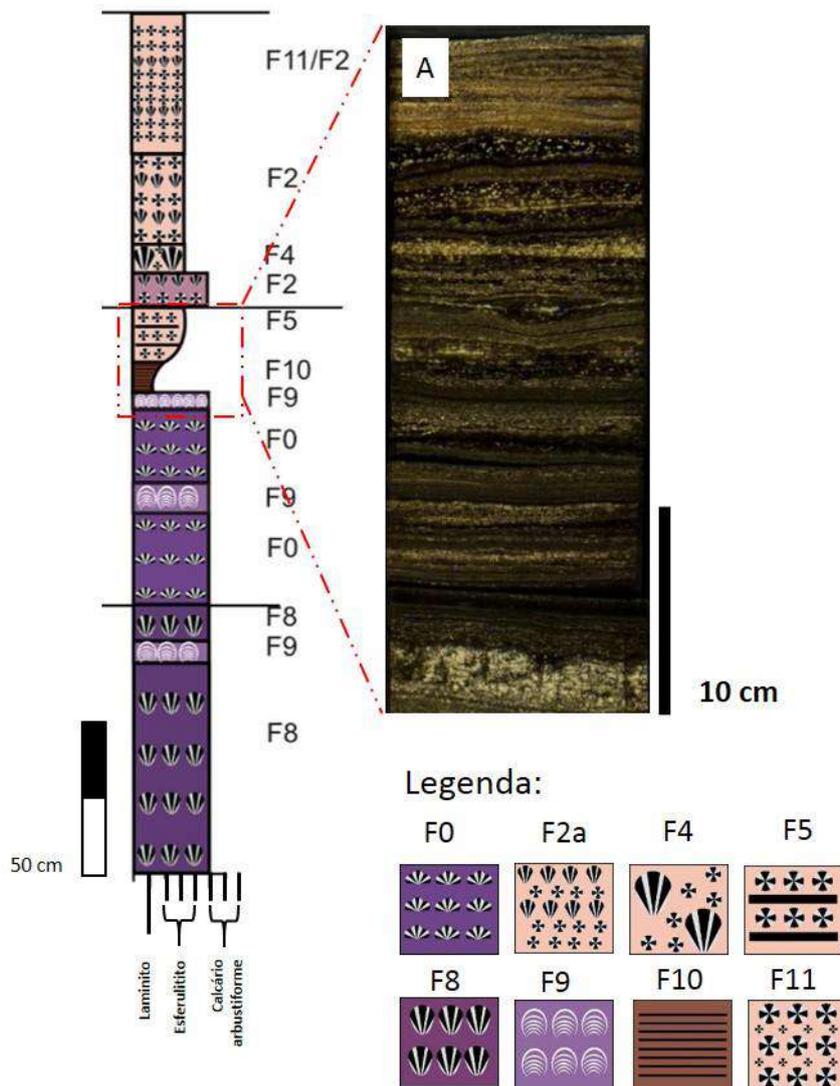
a) esferulítico e laminítico crenulado ou liso: contato gradual, com intercalação de fácies;

O laminítico, em geral, ocorre na base do ciclo deposicional. Em direção ao topo do ciclo ocorre intercalação de laminítico com níveis milimétricos de esferulítico, até que os níveis de esferulítico passam a ser predominantes (Figura 23 ilustrando a transição entre laminítico esferulítico);

- b) esferulitito e calcário arbustiforme: contato gradual e intercalado de fácies. Níveis milimétricos a centimétricos destas duas fácies ocorrem quase sempre de forma intercalada até que uma das fácies torna-se predominante. Nos ciclos, os níveis esferulíticos são predominantes na base, e vão se tornando menos abundantes em direção ao topo, onde a fácies calcário arbustiforme passa a predominar até o momento que não ocorrem mais esferulititos. É possível notar que quase sempre, os esferulititos médio-grande e raro muito grande estão relacionados a fácies calcário arbustiforme;
- c) esferulitito e estromatolito: As camadas de estromatolito tendem a ser milimétricas e localmente centimétricos. Não se observa intercalação destas duas fácies. Os esferulititos tendem a ocorrer sempre acima das camadas de estromatolito, em contato brusco, sem intercalações. Interpretação: as milimétricas até centimétricas camadas de estromatolitos estão relacionadas a um ambiente menos estressante, propiciado pela presença de microrganismos no ambiente. E assim os níveis de esferulititos seriam níveis mais estressantes, níveis de maior concentração de carbonato de cálcio;
- d) esferulitito e retrabalhado (*grainstone* e *rudstone*): A camada de *grainstone* e *rudstone* estão sempre em contato brusco sobre as camadas de esferulitito, muitas vezes apresentando contato erosivo. Interpretação: o ambiente estava propício para a formação dos esferulititos até que chega um fluxo hiperpicnal (provável) contendo fragmentos de rochas, e cessa as condições ideais de desenvolvimento da camada.

Na Figura 23 é possível observar a relação entre as fácies estromatolito, laminito crenulado e esferulitito (da base para o topo). Na base ocorre um nível centimétrico de estromatolito em contato com laminito crenulado. Este último se intercala gradualmente com níveis com esferulito que possuem tamanho muito pequeno-pequeno, na base, com níveis de esferulitos médio a grande, até o momento no qual ocorrem apenas níveis de esferulitito. Sílica tabular e localmente sílica lenticular estão presentes nos níveis de laminito.

Figura 23 - Detalhe de um perfil em alta resolução do testemunho BS-B



Legenda: Perfil à esquerda é um perfil em alta resolução mostrando a intercalação entre níveis de esferulito, tamanhos que variam de muito pequeno-pequeno até médio-grande, e laminito crenulado. O perfil sugere um aumento das condições estressantes para o topo. A) foto de detalhe do testemunho.

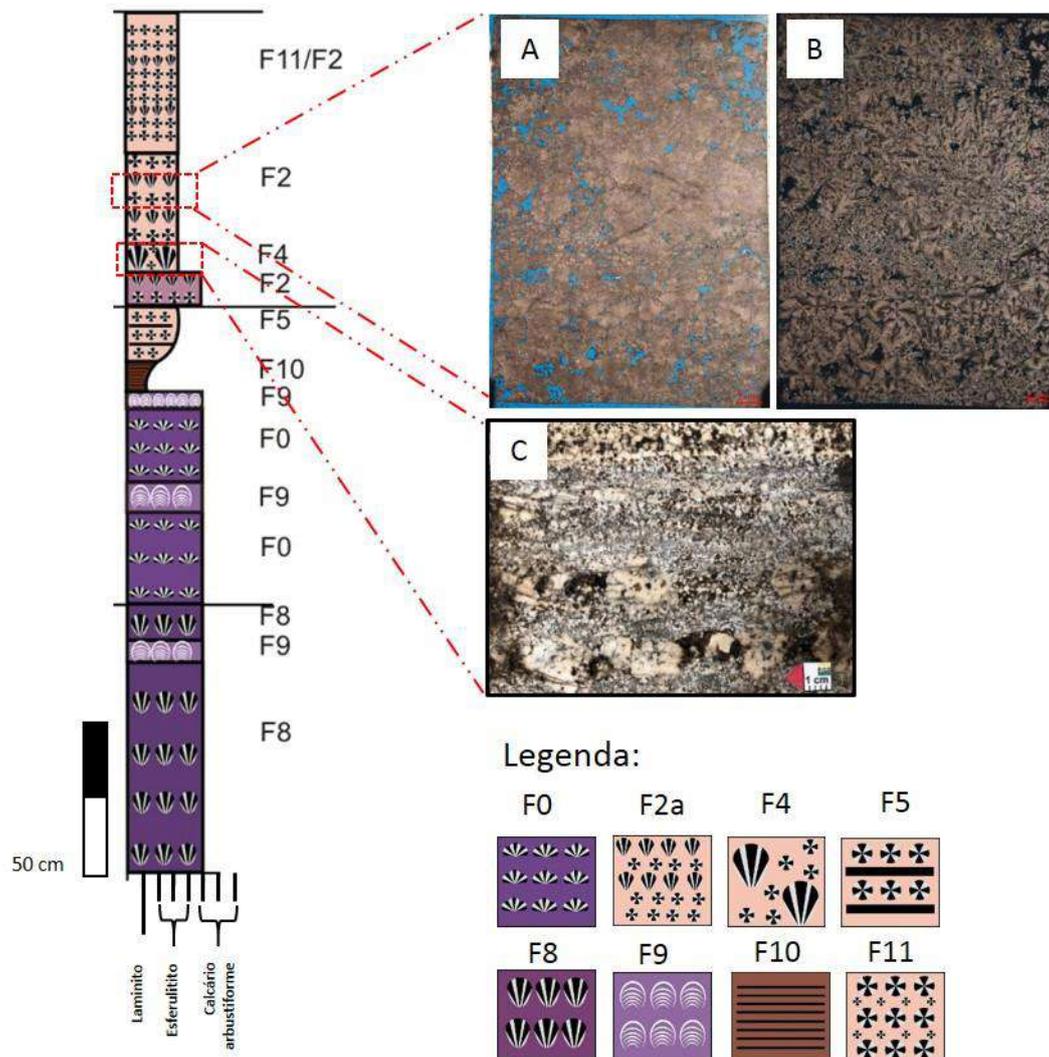
Fonte: A autora, 2019.

Na Figura 24 é possível observar a relação estabelecida entre níveis de calcário arbustiforme e esferulitos. Ocorre intercalação de níveis de calcário arbustiforme e níveis de esferulito, onde na base as camadas de calcário arbustiforme são mais frequentes e para o topo vão perdendo “espaço” para os níveis de esferulito. Até que no topo, os esferulitos ficam mais constantes e espessos, chegando ao tamanho médio a grande. Frequentemente a fácies calcário arbustiforme ocorrem lateralmente com os níveis de esferulitos.

É possível observar que os níveis de esferulito variam de espessura, de menos espesso até mais espesso para o topo, até que os níveis de calcário arbustiforme ficam cada vez menos

expressivos para o topo. O tamanho dos esferulitos também variam, ora apresentando tamanho médio a grande e localmente tamanho muito pequeno a pequeno. Frequentemente os *shrubs* ocorrem lateralmente aos esferulitos (foto de detalhe). Geralmente os níveis de esferulititos com esferulitos de tamanhos diferentes são bem marcados.

Figura 24 - Figura ilustrativa do detalhe de um perfil de alta resolução no intervalo dos esferulititos.



Legenda: A e B) Fotomicrografia de plugue. Intercalação de *shrubs* e esferulitos; C) foto de detalhe do testemunho, mostrando a relação entre *shrubs* em contato lateral com esferulitos.

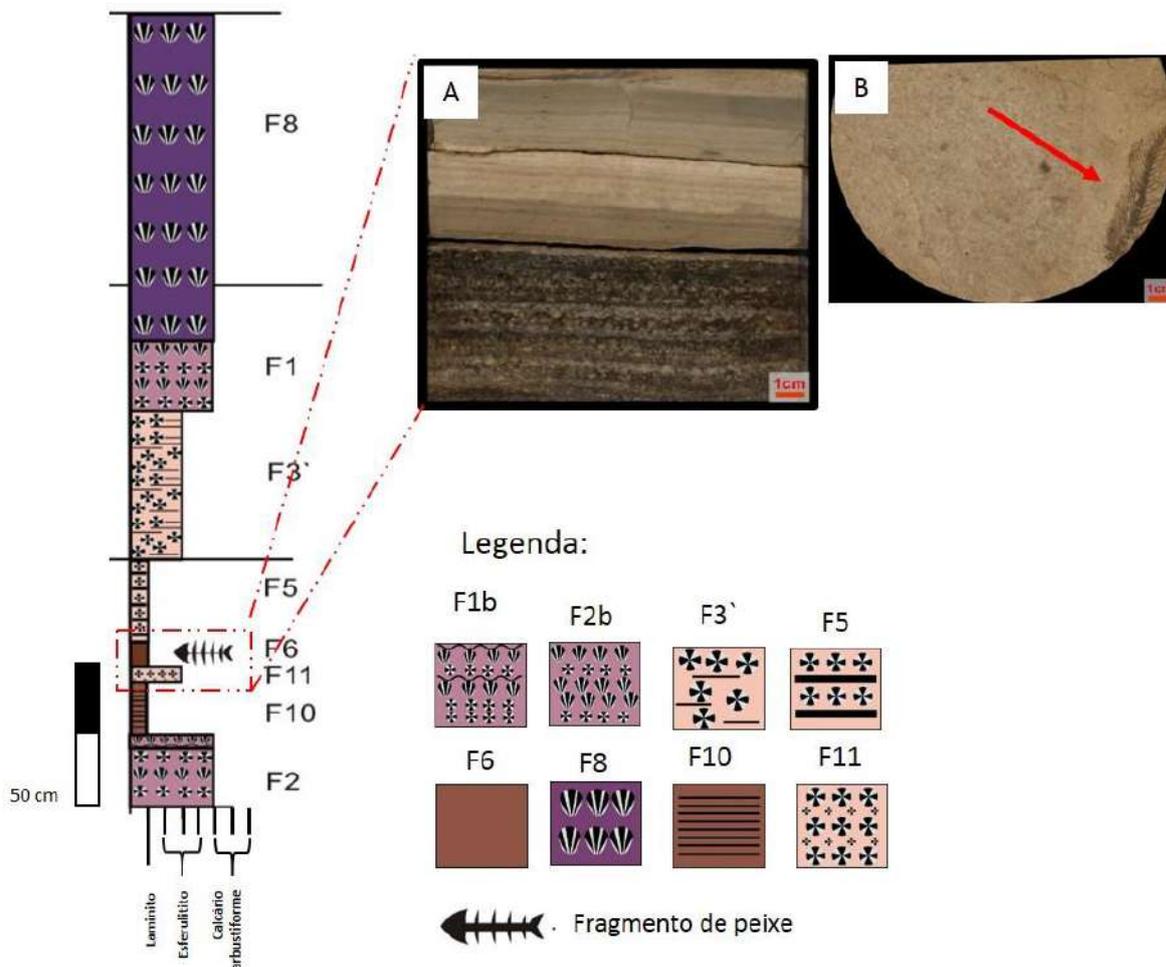
Fonte: A autora, 2019.

A Figura 25 ilustra a relação entre a fácies esferulitito e a fácies laminito com conteúdo siliciclástico. Ocorre uma transição sutil entre níveis com esferulitos de tamanho muito pequeno a pequeno passando para esferulitos de tamanho grande a muito grande, e depois ocorre uma inversão dos tamanhos. Em contato brusco com o esferulitito ocorre camada de laminito com conteúdo siliciclástico, de cor creme esverdeada, com presença de fragmento de peixe bem preservado. A fácies esferulitito está visivelmente porosa. A presença de sílica

tabular está associada às camadas de esferulititos muito pequeno a pequenos, logo acima da fácies laminito com presença de siliciclástico.

Interpretação: Esferulititos maiores podem sugerir momentos mais concentrado de carbonato de cálcio, à medida que a concentração diminui, os esferulititos tendem a diminuir de tamanho.

Figura 25 - Perfil de alta resolução mostrando a relação entre esferulitito e laminito com conteúdo siliciclástico



Legenda: A) Foto de detalhe do testemunho mostrando a relação de contato brusco entre o laminito de cor creme esverdeada com esferulititos da base. B) Foto de detalhe do fragmento de peixe bem preservado dentro do laminito.

Fonte: A autora, 2019.

Sucessão vertical de fácies em testemunho do poço BS-A

Foram descritos aproximadamente 15 metros de testemunho não contínuo do poço BS-A, correspondentes ao Intervalo I e ao Intervalo II, com enfoque nos intervalos com esferulititos (Figura 26). Pôde-se assim estabelecer algumas relações entre a fácies de esferulitito e as demais fácies:

- a) esferulitito e laminito liso: A passagem do laminito liso para o esferulitito em geral acontece sem muitas intercalações, em contato mais abrupto. Nos intervalos descritos não ocorre a presença de laminito crenulado, apenas de laminito liso. O laminito aparece na base do ciclo ideal, representando um momento de maior diluição do lago;
- b) esferulitito e calcário arbustiforme: contato brusco sem muita intercalação de fácies. Localmente observamos alguma intercalação milimétrica ou centimétrica, a fácies predominante já se mostra bem clara com espessuras de poucos centímetros até pouco menos de 1 metro. Nos ciclos, os esferulitito são mais abundantes na base e vão se tornando menos abundantes no topo, predominando a fácies calcário arbustiforme. É possível observar que os esferulitos tendem a ter tamanhos menores na base, e para o topo o tamanho vai aumentando, até que ocorra a passagem da fácies para calcário arbustiforme. A passagem descrita acima pode significar um aumento da saturação de carbonato de cálcio para o topo do ciclo;
- c) esferulitito e estromatolito: para estes intervalos de testemunhos descritos, não ocorre a presença de fácies estromatolito, portanto não foi possível estabelecer a relação entre essas duas fácies;
- d) esferulitito e retrabalhado: para estes intervalos de testemunhos descritos, não ocorre a presença de fácies retrabalhado, portanto não se pôde estabelecer a relação entre essas duas fácies.

Comparando entre tipos de esferulítico e padrão de empilhamento de fácies nos poços BS-A e BS-B

Comparando os esferulíticos que ocorrem nos testemunhos dos dois poços estudados, pôde-se observar que no poço BS-A, estes não possuem variação significativa de textura, diferentemente daqueles do poço BS-B, no qual foram identificadas oito texturas diferentes. No poço BS-A ocorre apenas as fácies F3' e F11, enquanto no poço BS-B ocorrem as fácies F1, F2, F3, F3', F4, F5, F7 e F11. No poço BS-A não foi observado esferulítico imerso ao filossilicato magnesiano, que é comum no Intervalo II do poço BS-B. Entretanto, esferulíticos associados a filossilicatos magnesianos não foram observados no testemunho do poço BS-B, pois este pertence ao Intervalo I, sendo observado mais comumente em amostras laterais pertencentes ao Intervalo II.

Observou-se também que o tamanho dos esferulíticos varia de muito pequeno a médio no poço BS-B, e varia de muito pequeno a grande, por vezes chegando a muito grande, no poço BS-A. Nos esferulíticos do poço BS-A, em geral, a densidade de esferulíticos é maior, resultando em um arcabouço fechado a muito fechado.

Com relação ao padrão de empilhamento de fácies, no poço BS-B, é comum ocorrer transição gradativa entre as fácies, enquanto no poço BS-A, geralmente este não ocorre, sendo uma transição mais abrupta. Em ambos os poços a espessura das camadas de esferulíticos varia de centimétricas até um pouco mais de 1 metro. Estas informações estão resumidas na Tabela 4.

Tabela 4 - Comparação entre os dois poços contendo os intervalos de esferulíticos

	Fácies De esferulítico	Transição entre fácies	Tamanho dos esferulíticos	Material composto por filossilicato magnesiano	Espessura das camadas de esferulítico
Poço BS-A	F3' e F11	Abrupta	Muito pequeno a muito grande	Não	Centimétrica a métrica (até pouco mais de 1 metro)
Poço BS-B	F1, F2, F3, F3', F4, F5, F7, F11	Gradativa	Muito pequeno a médio	Sim (no Intervalo II)	Centimétrica a métrica (até pouco mais de 1 metro)

Fonte: A autora, 2019.

7 RESULTADOS PETROGRÁFICOS

Com o objetivo de melhor caracterizar os esferulitos da Formação Barra Velha, foram realizadas descrições petrográficas de detalhe, onde feições específicas desta fácies foram registradas, sendo estas descritas abaixo.

Tamanho dos esferulitos

Na descrição microscópica, assim como na macroscópica, foram descritas cinco classes principais de tamanho de esferulito, variando entre muito pequeno a muito grande (Tabela 5). Estes dados estão posicionados ao longo do perfil dos poços BS-B e BS-A.

Tabela 5 - Classificação de tamanho dos esferulitos

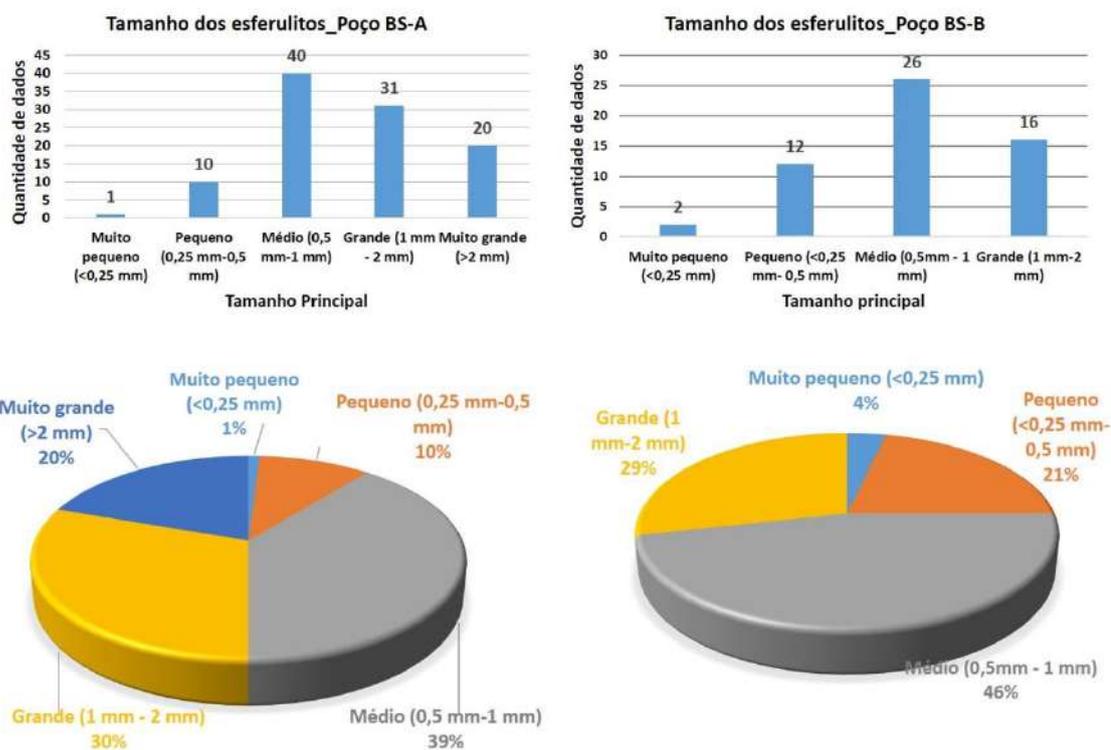
mm	Tamanho
— 2 —	Muito grande
— 1 —	Grande
— 0,5 —	Médio
— 0,25 —	Pequeno
	Muito pequeno

Esferulito

Fonte: A autora, 2019.

Nos esferulitos, o tamanho dos esferulitos varia em geral entre duas classes, sendo que uma delas é predominante. Localmente ocorre variação de três classes de tamanho, porém sempre contínuo. Os esferulitos de tamanho médio a grande são os mais comuns e constantes ao longo da Formação Barra Velha. Amostras com predomínio de esferulitos pequenos a muito pequeno ocorrem predominantemente na base da Formação Barra Velha. Foi possível observar algumas tendências de aumento no tamanho dos esferulitos em direção a algumas superfícies estratigráficas, e principalmente para o topo da Formação Barra Velha. Podemos observar que a classe de esferulitos do tamanho muito grande só foi observada no poço BS-A (Figura 27).

Figura 27 - Gráfico do tamanho principal dos esferulitos observados nos dois poços

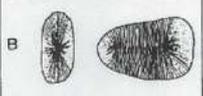
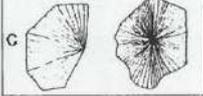


Fonte: A autora, 2019.

Forma externa

Na Formação Barra Velha foram identificados cinco tipos principais de formas externas, dos quais foram classificadas de acordo com o trabalho de Verrecchia *et al.* (1995): arredondado ou concêntrico; subarredondado ou ovóide; poligonal; composto ou coalescido e outras formas (Figura 28).

Figura 28- Formas externas de esferulitos reconhecidas nos poços estudados

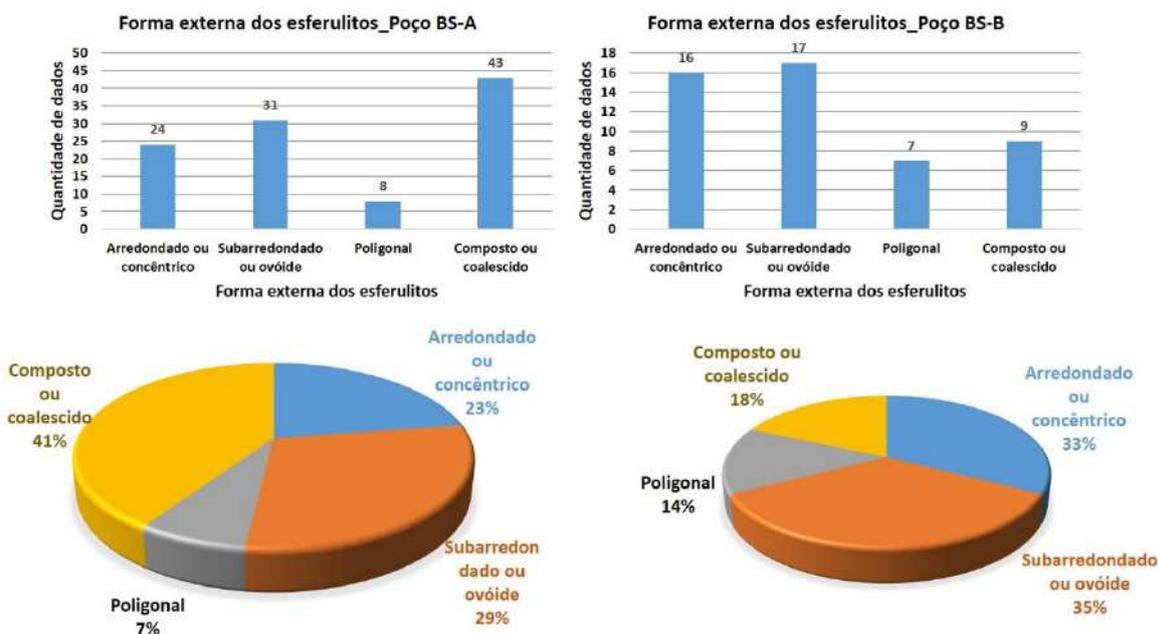
Forma externa	Esquemático (Eric P. Verrecchia, 1995)	Esquemático	Exemplo
Arredondado ou concêntrico	A 		
Subarredondado ou ovoide	B 		
Poligonal	C 		
Composto ou coalescido	D 		
Outras Formas			

Legenda: Quadro resumo das diferentes formas externas identificadas nos esferulitos, baseado no trabalho de Verrecchia *et al.* (1995).

Fonte: A autora, 2019.

Foram estabelecidas as formas predominantes em cada lâmina. Foi observado que no poço BS-A ocorre a predominância de forma externa composta ou coalescente, já no poço BS-B a predominância é da forma arredondado ou concêntrico, porém quando se analisa ao longo da estratigrafia, podemos observar que para o topo da Formação Barra Velha há sempre um predomínio de ocorrência da forma externa do tipo composta ou coalescida, nos dois poços analisados. É interessante notar que a classe predominante definida como “outras formas”, não aparece nos poços analisados (Figura 29). Interpreta-se que para o topo da Formação Barra Velha há um aumento da saturação de carbonato de cálcio, fazendo com que os esferulitos sejam mais concentrados e coalescidos.

Figura 29 - Gráfico das formas externas dos esferulitos dos poços analisados

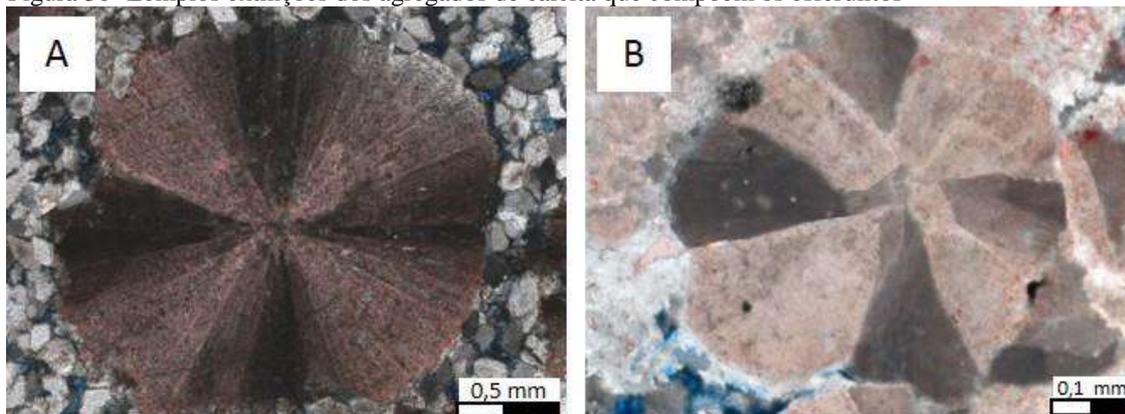


Fonte: A autora, 2019.

Tipo de extinção

Foram definidos dois tipos de extinção nos agregados de cristais que compõem os esferulitos, a do tipo cruz de malta (retilíneo) e a do tipo extinção irregular (Figura 30). É comum a presença de ambos os tipos de extinção em esferulitos de uma mesma amostra. Algumas hipóteses podem ser sugeridas, a primeira é de que o microambiente favoreceu o crescimento dos cristais da forma irregular, ao invés da forma mais esperada, que seria do tipo cruz de Malta (retilíneo). A segunda hipóteses seria que os esferulitos com extinção retilínea, estariam mais associados à esferulitos sem inclusões. Já os esferulitos com inclusões tendem a apresentar extinção mais irregular. Este tipo de crescimento é provavelmente o resultado de distorções nos cristais fibrosos de calcita devido à presença destas inclusões. Verrecchia *et al.* (1995) observaram distorções em cristais fibrosos de esferulitos e, apesar de atribuírem a causas desconhecidas, sugerem que estas estejam relacionadas à adsorção de certas moléculas ou íons às fibras. E a última hipótese seria que, a extinção do tipo cruz de Malta (retilíneo) é provavelmente a extinção que mais se assemelha a original, ou seja, a mais próxima da formação dos esferulitos. No entanto, a extinção do tipo irregular estaria associada a uma maior recristalização dos esferulitos.

Figura 30- Eemplos extinções dos agregados de calcita que compõem os esferulitos

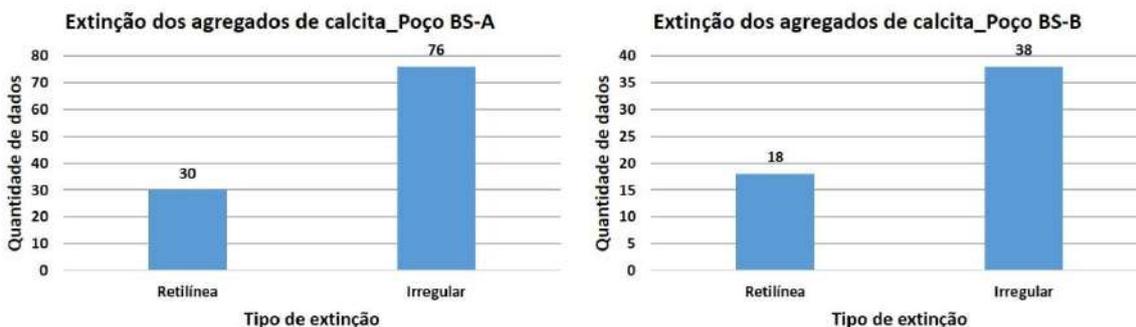


Legenda: A) Extinção cruz de malta (retilíneo); B) Extinção irregular.

Fonte: A autora, 2019.

Ao analisar os dois poços, verificou-se que não existe diferença na frequência de ocorrência destes tipos de extinção, porém em ambos os poços a proporção de esferulitos que possuem extinção do tipo retilíneo é menor do que os que possuem extinção irregular (Figura 31).

Figura 31 - Gráfico dos tipos de extinção que ocorrem nos poços analisados

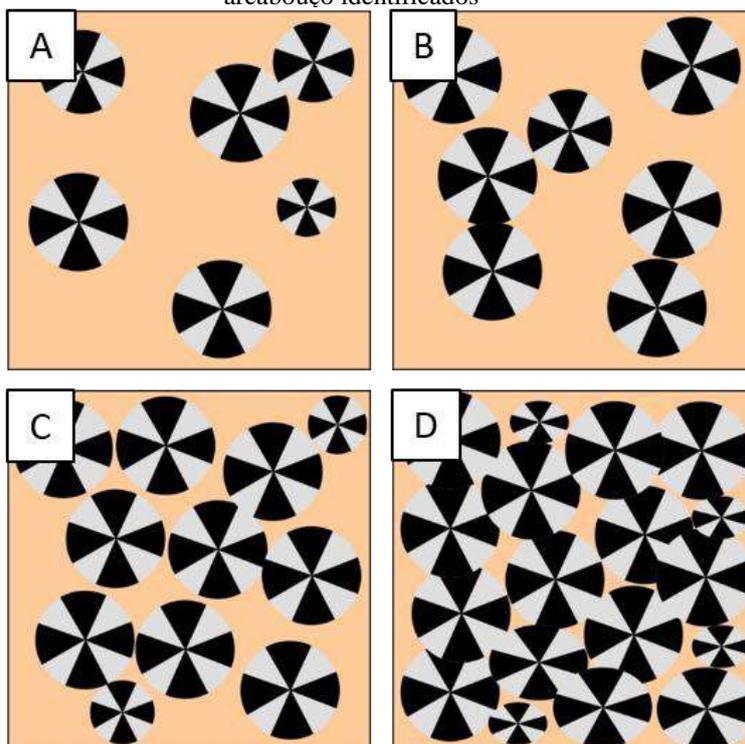


Fonte: A autora, 2019.

Tipo de textura do arcabouço

Foram definidos quatro tipos principais de textura do arcabouço dos esferulitos, sendo eles: frouxo, aberto, fechado e muito fechado. O arcabouço frouxo ocorre quando a rocha é sustentada pela “matriz” e os esferulitos ocasionalmente se tocam. O arcabouço aberto, ocorre quando a rocha é sustentada pela “matriz” e os esferulitos frequentemente se tocam. O arcabouço fechado, ocorre quando a rocha é sustentada pelos esferulitos e não mais pela “matriz”, nos quais os esferulitos comumente possuem contato pontual e reto. Por último, o arcabouço muito fechado, ocorre quando a rocha é sustentada pelos esferulitos, sendo o contato principal do tipo reto ou côncavo-convexo, geralmente com maior densidade de esferulitos em comparação ao arcabouço fechado (Figura 32).

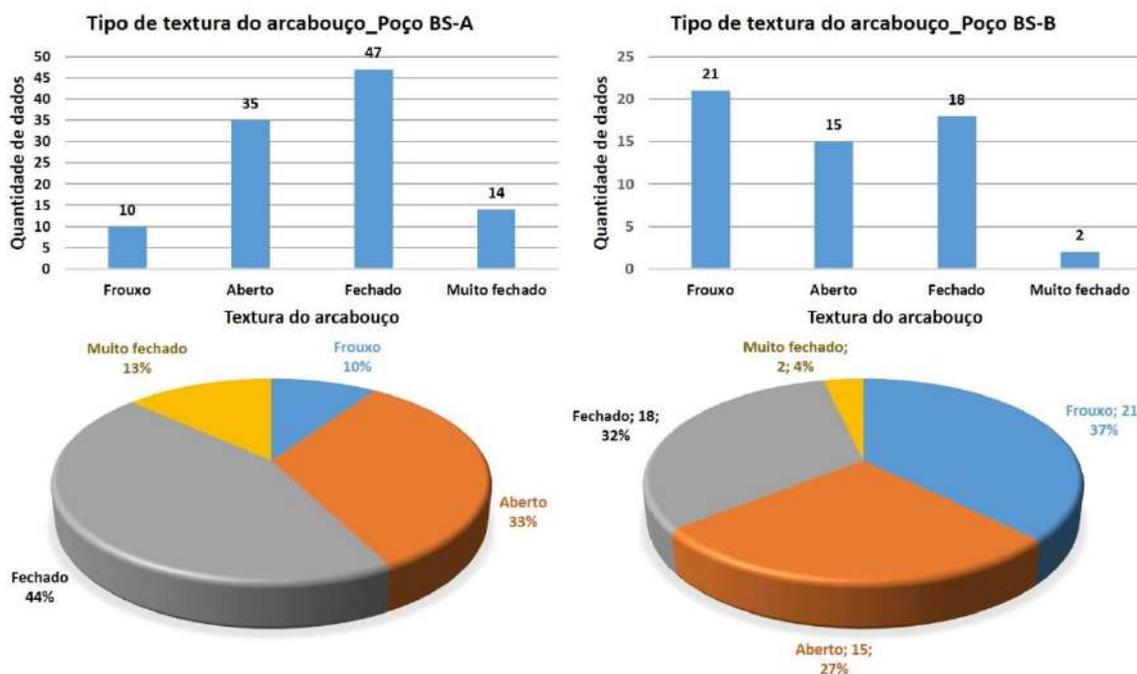
Figura 32 - Quadro resumo dos tipos de texturas do arcabouço identificados



Legenda: A) Arcabouço frouxo; B) Arcabouço aberto; C) Arcabouço fechado; D) Arcabouço muito fechado
 Fonte: A autora, 2019.

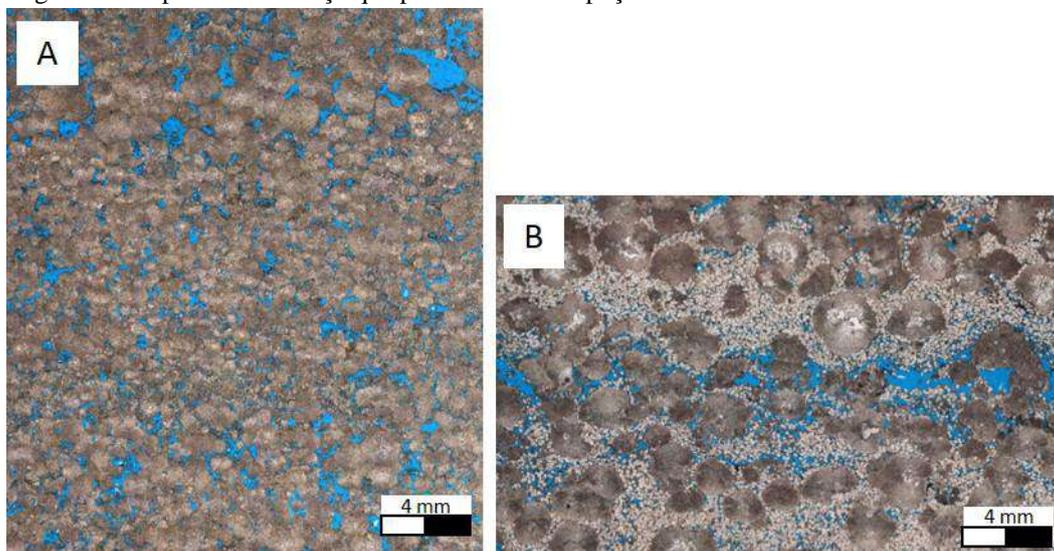
Em uma mesma amostra é comum ocorrer variação no arranjo do arcabouço, sendo então escolhido aquele que predomina para classificá-la. Foi observado que no poço BS-A ocorre uma predominância do arcabouço frouxo (Figura 33 e Figura 34), porém em ambos os poços foi verificado que para o topo da Formação Barra Velha a tendência é o aumento do arcabouço tipo fechado. Isto se deve ao provável aumento da saturação de carbonato de cálcio no sistema, fazendo com que os esferulitos sejam mais abundantes.

Figura 33 - Gráfico dos tipos de textura do arcabouço encontrados nos dois poços



Fonte: A autora, 2019.

Figura 34 - Tipos de arcabouço que predominam nos poços BS-A e BS-B



Legenda: A) Exemplo de arcabouço do tipo fechado que predomina no poço BS-B; B) Exemplo de arcabouço do tipo frouxo que predomina no poço BS-B.

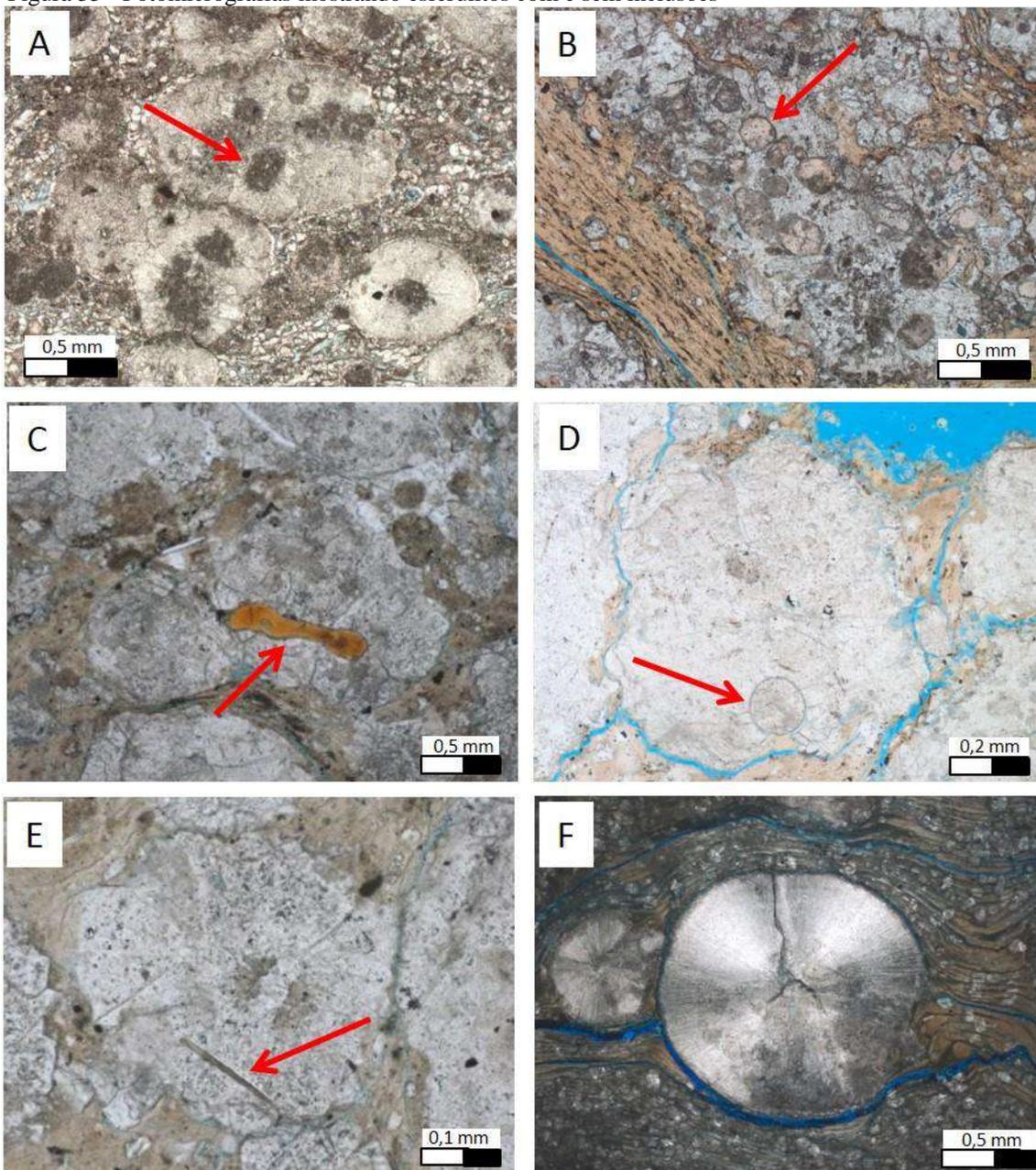
Fonte: A autora, 2019.

Presença ou não de inclusões

O termo inclusão será usado neste trabalho para qualquer material que se encontra dentro dos esferulitos, ou seja, que foram engolfado ou substituídos pelos esferulitos. Inclusões nos esferulitos da Formação Barra Velha são muito comuns. As inclusões mais observadas são:

intraclastos argilosos, pelóides, grãos siliciclásticos (quartzo, mica e K-feldspato), e alguns fósseis como fragmentos fosfáticos, ostracodes e “calciesferas”. É bastante comum ainda a presença de núcleos micritizados ou pelóides nos esferulitos. Como observação, alguns esferulitos não apresentam inclusões aparentes (Figura 35).

Figura 35 - Fotomicrografias mostrando esferulitos com e sem inclusões

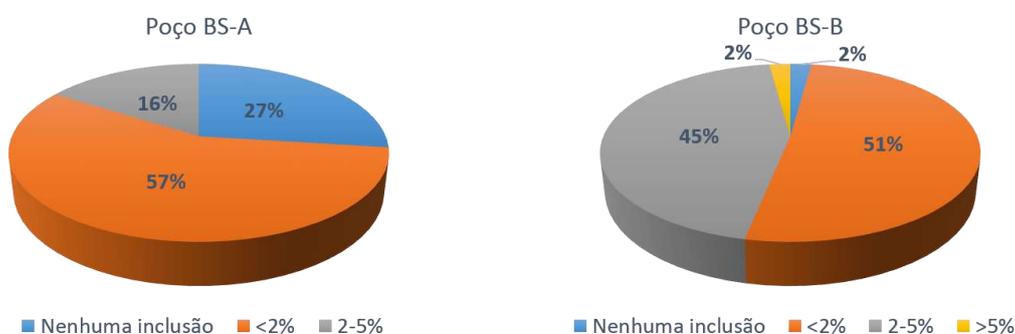


Legenda: A) Detalhe de núcleo peloidal (seta vermelha) nos esferulitos. B) Inclusão de intraclastos de filossilicato magnesiano (seta vermelha). C) Inclusão de fragmento fosfático (seta vermelha). D) Inclusão de calciesfera. E) Inclusão de mica (biotita) dentro do esferulito (seta vermelha) e F) Esferulito sem inclusão aparente.

Fonte: A autora, 2019.

Nos dois poços estudados ocorrem inclusões nos esferulitos, ao longo de toda a Formação Barra Velha, não sendo possível determinar um intervalo estratigráfico específico da sua ocorrência. Porém, podemos observar que o poço BS-B, localizado no baixo relativo estrutural, apresenta uma maior predominância de inclusões, principalmente dos tipos grãos terrígenos e intraclasto de argilomineral, em comparação com o poço localizado no alto estrutural, poço BS-A. Para a verificação desse dado, foi feita uma classificação quando a amostra de esferulitito não apresentava nenhum tipo de inclusão (0%), quando apresentava menos de 2% de inclusões, quando apresentava entre 2 e 5% de inclusões e, por fim, quando apresentava mais que 5% de inclusões nos esferulitos (Figura 36).

Figura 36 - Gráfico de porcentagem comparando a quantidade de inclusões que ocorre no poço BS-A e no poço - B



Fonte: A autora, 2019.

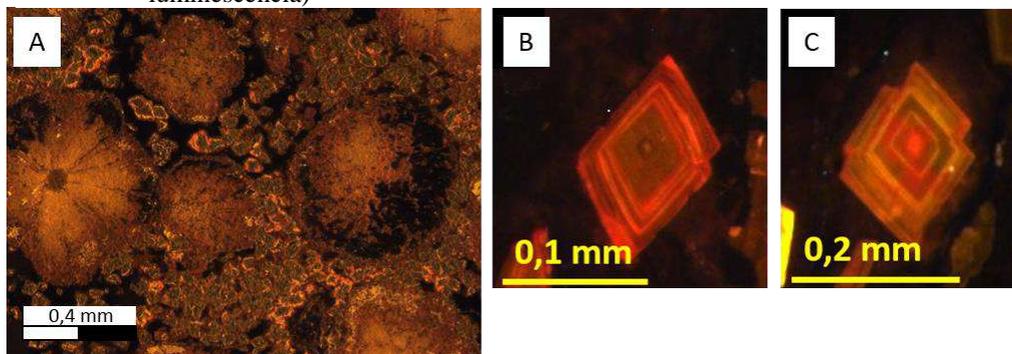
Tipos de materiais interesferulitos

É comum a ocorrência de materiais interesferulitos, a qual pode ser composta por dolomita, sílica (calcedônia ou quartzo), por argilominerais singenéticos (geralmente esmectita magnésiana), pequenas quantidades de grãos terrígenos (quartzo, K-feldspato e mica), minerais acessórios e raros resquícios de matéria orgânica.

Os tipos de dolomita que comumente ocorrem nos esferulititos são: romboédrica e “lamelar”. As dolomitas romboédricas podem ocorrer como cristais isolados, aqui denominada dolomita romboédrica discreta, ou em mosaico. Os cristais apresentam zonação concêntrica, a qual é observada em imagem de catodoluminescência (CL). Ocorre alternância entre zonas com luminescência fraca e forte, de cor laranja-avermelhado, sendo que por vezes o núcleo do cristal apresenta luminescência forte e outras vezes fraca (Figura 37). De acordo com Barker *et al.*, (1991), existem muitos fatores que causam a zonação concêntrica, como, por exemplo, mudança na composição da solução, taxa de crescimento do cristal ou mudança na temperatura. Os cristais têm cores concêntricas de CL quando um ou mais desses fatores mudam

gradualmente. Por exemplo, se a mudança é rápida ao mesmo tempo que o cristal está crescendo, então resulta em uma concentricidade bem marcada.

Figura 37 - Exemplo de dolomitas romboédrica e discreta em meio à “matriz” de argila (sem luminescência)



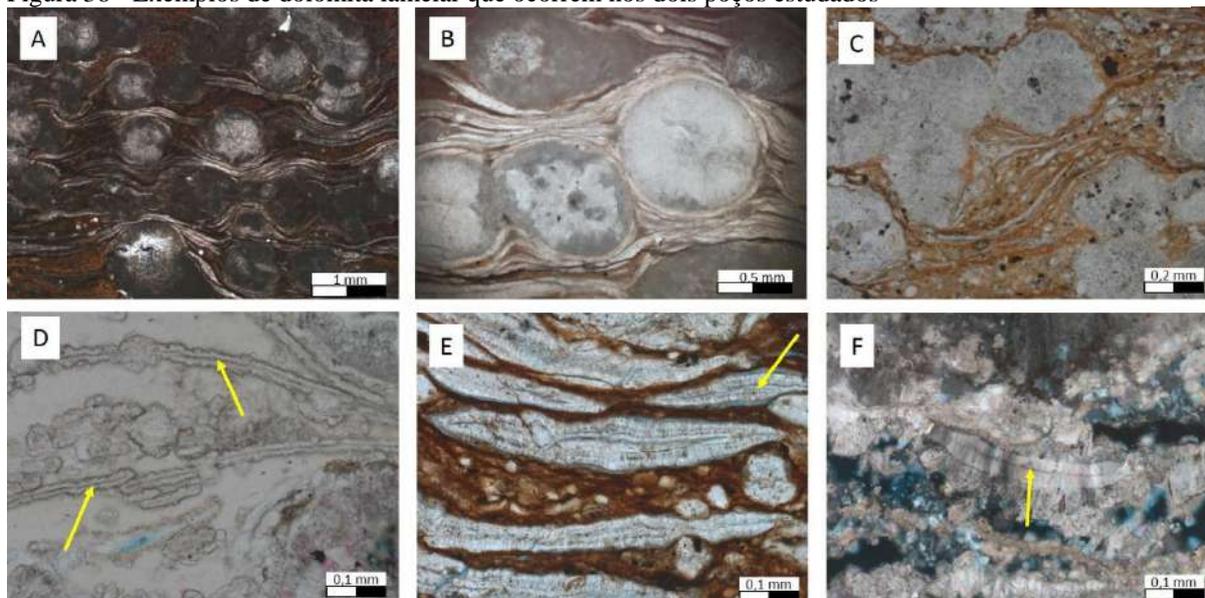
Legenda: A) Dolomita romboédrica. B e C) Dolomita discreta zonada com luminescência do núcleo fraca e forte, respectivamente.

Fonte: A autora, 2019.

A dolomita romboédrica por vezes está associada com o material de filossilicato magnésiano, por vezes não. No poço BS-A a dolomita romboédrica ocorre com maior frequência sem está associada com o argilomineral magnésiano. Já no poço BS-B, a dolomita romboédrica está frequentemente associada a presença do argilomineral magnésiano.

A “dolomita lamelar” é formada pelo arranjo de vários cristais menores (em formas prismáticas) de dolomita, resultando em uma textura lamelar. Muitas vezes observa-se que os cristais crescem a partir de uma superfície com direções opostas (Figura 38). A “dolomita lamelar” ora apresenta uma espessura delgada e contínua, exibindo uma “linha” bem marcada no centro (superfície a partir da qual crescem os cristais) e ora apresenta variação de espessura, tornando-se mais delgada em direção às bordas, nem sempre sendo possível observar uma “linha” no centro. Uma possível origem para a “dolomita lamelar” com a “linha” bem marcada no núcleo seria o crescimento dos cristais a partir de um filamento orgânico, ou ainda o seu crescimento a partir de resquícios de argilomineral. Já uma interpretação possível para a origem da “dolomita lamelar” que possui variação de espessura, sem o núcleo bem marcado, seria o preenchimento de poros gerados pela contração do filossilicato magnésiano durante o processo de contração. Nota-se que a “dolomita lamelar” se formou após a dolomita romboédrica. Observa-se que há uma ocorrência maior de “dolomita lamelar” no poço do baixo estrutural (poço BS-B), em comparação ao alto estrutural (poço BS-A), Figura 39.

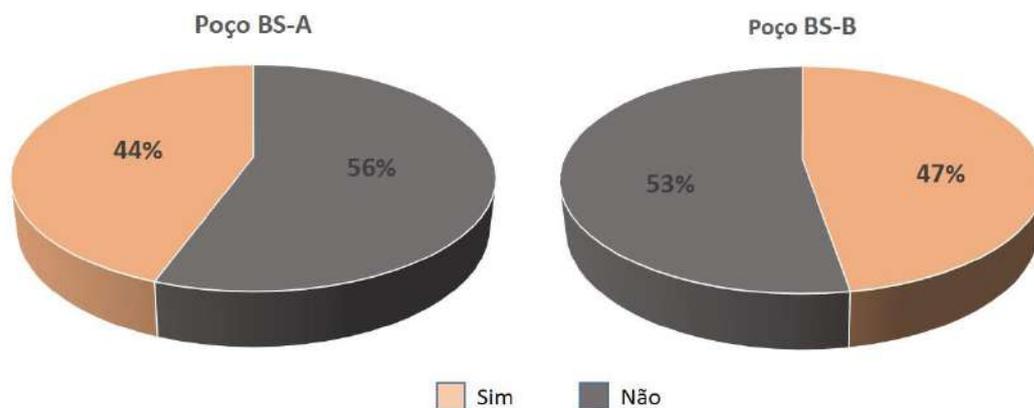
Figura 38 - Exemplos de dolomita lamelar que ocorrem nos dois poços estudados



Legenda: A, B e C) Fotomicrografia ilustrando as dolomitas com textura lamelar que ocorrem entre os esferulitos.
D, E e F) Detalhe da “dolomita lamelar” que ocorre “crescendo” a partir de um núcleo, do centro para as bordas, setas amarelas.

Fonte: A autora, 2019.

Figura 39 - Gráfico mostrando a presença e ausência da “dolomita lamelar” em ambos os poços estudados

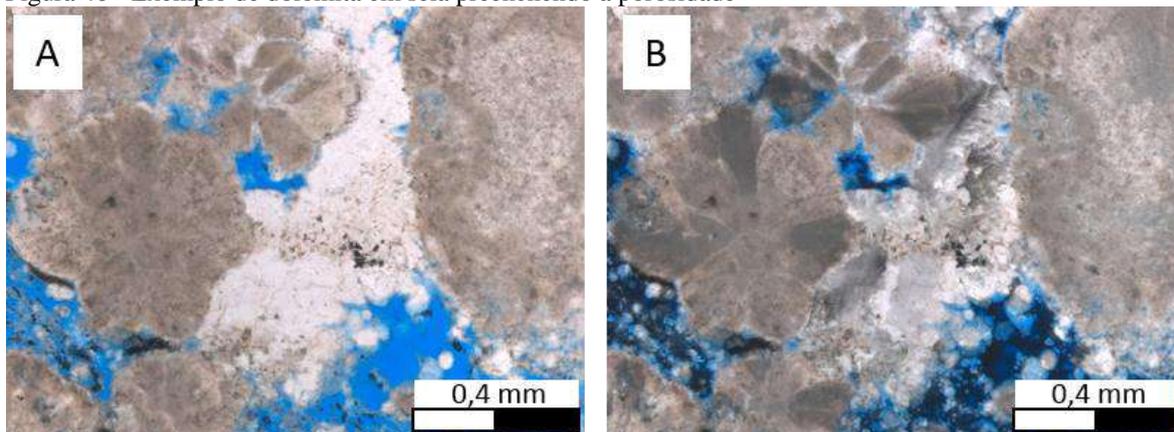


Legenda: Sim = Presença de “dolomita lamelar”. Não = Ausência de “dolomita lamelar”.

Fonte: A autora, 2019.

Dolomita em sela ocorre como cimento, preenchendo parcialmente a porosidade interesferulítica (Figura 40). Os cristais apresentam extinção ondulante e bordas arredondadas. A dolomita em sela é posterior às fases de dolomita romboédrica e lamelar, e ocorre principalmente nos esferulitos do Intervalo II do poço BS-A e nos esferulitos do Intervalo I do poço BS-B.

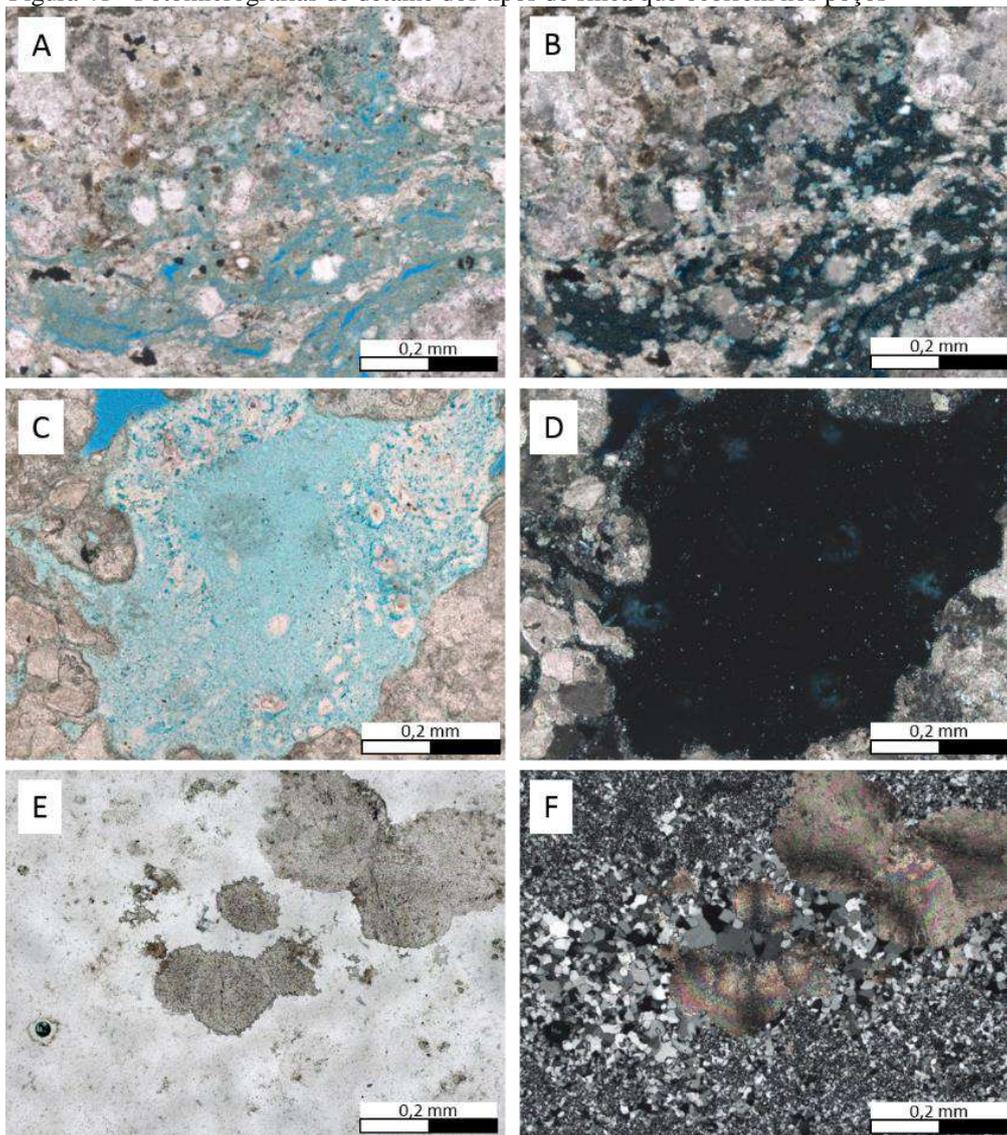
Figura 40 - Exemplo de dolomita em sela preenchendo a porosidade



Legenda: A e B) Dolomita em sela, fotomicrografia com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente
Fonte: A autora, 2019.

A sílica ocorre com textura microcristalina, e criptocristalina com arranjo microporoso ou fechado (Figura 41). Baseada nas observações petrográficas, a sílica microcristalina se forma posteriormente às fases de dolomita mosaico e lamelar. Interpreta-se que a sílica microcristalina tenha se formado a partir de um gel (químico ou organoquímico) ou ainda pela substituição do filossilicato magnesiano.

Figura 41 - Fotomicrografias de detalhe dos tipos de sílica que ocorrem nos poços

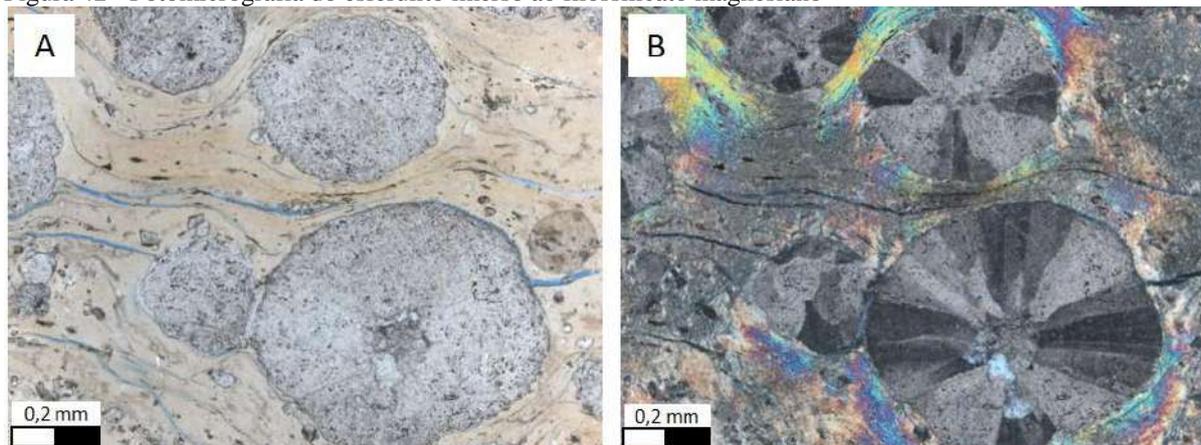


Legenda: A e B) Fotomicrografia da sílica microcristalina, polarizado paralelo e cruzado, respectivamente. C e D) Detalhe da sílica criptocristalina, polarizador paralelo e cruzado, respectivamente. E e F) Detalhe da sílica com textura microcristalina provavelmente preenchendo porosidade e substituindo esferulitos, polarizador paralelo e cruzado, respectivamente.

Fonte: A autora, 2019.

O material interesferulito é composta principalmente por argilominerais magnesianos (Figura 42), no Intervalo II do poço BS-B. Foram feitas análises de DRX de argila em 12 profundidades distintas, referentes ao poço BS-B, os resultados estão sumarizados abaixo (Tabela 6). Além dos argilominerais magnesianos (Esmectita, Kerolita e interstratificado de Kerolita-Esmectita), foram encontrados também Ilita e interstratificado de Ilita-Esmectita.

Figura 42 - Fotomicrografia do esferulito imerso ao filossilicato magnesiano



Legenda: A e B) Exemplo do filossilicato magnesiano, polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente
 Fonte: A autora, 2019.

Tabela 6- Tabela com as ocorrências de argilominerais nas amostras analisadas do poço BS-B

Amostras	K/E*	ISO*	KER*	ILI*	ESM*	SEP*
B1	39	2	58	1	-	-
B2	-	5	95	-	-	-
B3	-	-	100	-	-	-
B4	-	5	95	-	-	-
B5	-	2	98	-	-	-
B6	98	-	1	1	-	-
B7	-	2	2	3	93	-
B8	-	1	2	3	94	-
B9	85	3	10	2	-	-
B10	-	5	95	-	-	?*
B11	-	-	4	1	95	-
B12	-	-	2	3	95	-

*K/E = Kerolita-Esmectita; ISO=Inter Ilita-Esmectita Ord; KER=Kerolita; ILI=Ilita; ESM=Esmectita; SEP=Sepiolita; ?=Dúvida quanto à ocorrência

Fonte: A autora, 2019.

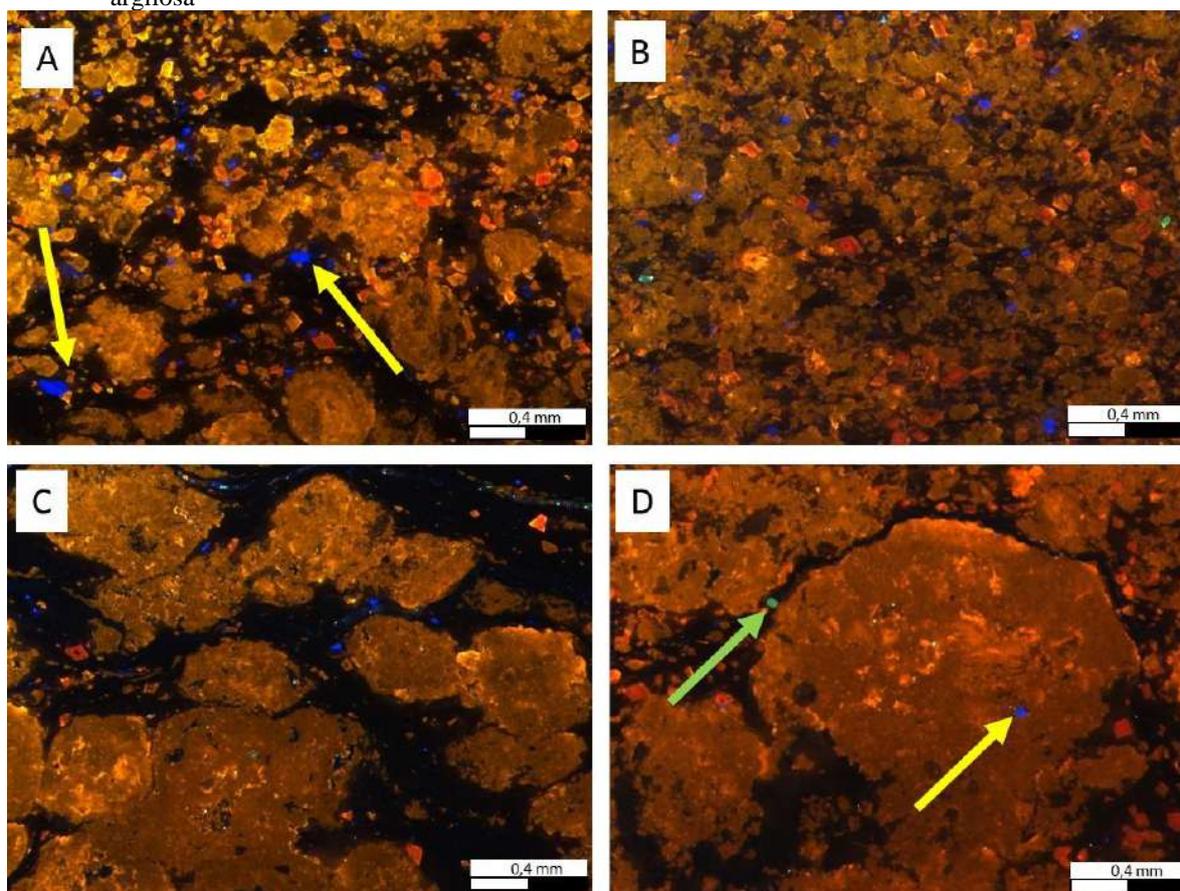
É comum a ocorrência de grãos terrígenos de tamanho silte e areia muito fina, no Intervalo II, principalmente no poço BS-B.

Na análise petrográfica foi possível observar os grãos terrígenos dispersos na “matriz”, geralmente em quantidades menores que 2%, porém, algumas vezes, é possível observar que

estão concentrados em níveis. Em análise de catodoluminescência foi possível observar grãos de K-feldspato e plagioclásio com luminescência verde e azul, respectivamente.

A cor de luminescência azul é frequentemente observada em feldspato (BOGGS JR; KRINSLEY, 2006), principalmente em k-feldspatos que possuem essa luminescência devido a um defeito inerente do Al-O—Al. Já a cor de CL verde-azulado é atribuída ao plagioclásio (Figura 43).

Figura 43 - Análise de catodoluminescência (CL) mostrando o conteúdo siliciclástico presente na “matriz” argilosa



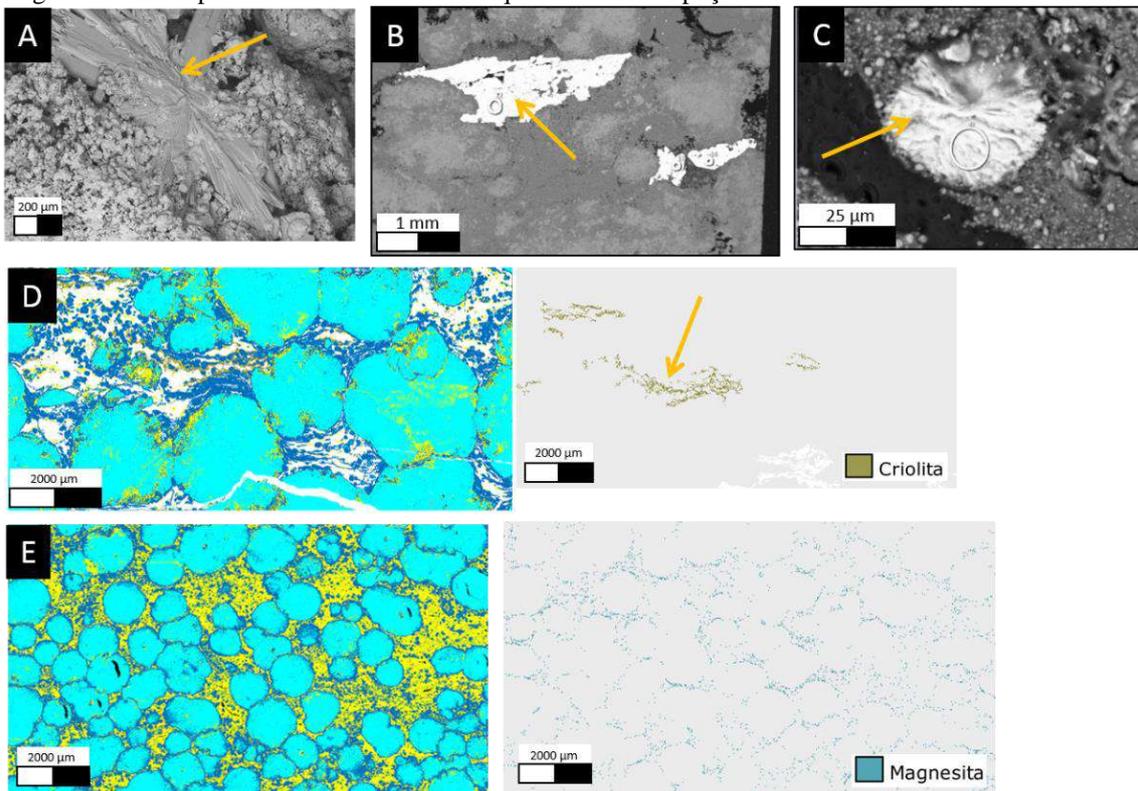
Legenda: A, B e C) As setas em amarelo representam os feldspatos presentes na “matriz” do esferulitito; D) Seta em verde sinaliza a presença de plagioclásio e seta amarela aponta para a presença de K-feldspato dentro do esferulitito.

Fonte: A autora, 2019.

Os minerais acessórios observados através de petrografia, análises de microscopia eletrônico de varredura (QEMSCAN) e MEV são: pirita (FeS_2) dawsonita ($\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$), barita (BaSO_4), fluorita (CaF_2), goyazita ($\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5(\text{H}_2\text{O})$), criolita (Na_3AlF_6), apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$), celestita (SrSO_4), estroncianita (SrCO_3) (Figura 44).

Os minerais acessórios são frequentemente encontrados nos esferulititos presentes no poço BS-A ao longo de toda a Formação Barra Velha, porém são mais raros no poço BS-B.

Figura 44 - Exemplos de minerais acessórios que ocorrem nos poços estudados



Legenda: A, B e C) Minerais acessórios dawsonita, barita e goyazita, respectivamente, identificados através de análise de MEV (setas amarelas). D e E) Minerais acessórios criolita (seta amarela) e magnesita, respectivamente, identificados através de análise de QEMSCAN.

Fonte: A autora, 2019.

Baseado nas relações texturais observadas através de análise petrográfica, foi definida a sequência paragenética dos elementos constituintes das fácies esferulítico (Figura 45).

Os esferulitos ocorrem em sedimentos protólitos de natureza predominantemente argilosos e podendo, localmente, ocorrer com resquícios de matéria orgânica. Nas calcitas esferulíticas dos poços estudados é raro a ocorrência de matéria orgânica preservada, o mais comum é ocorrer a presença de argilomineral. O presente trabalho assume que todas as calcitas esferulíticas se desenvolveram predominantemente dentro de uma “matriz” singenética argilosa que pode conter diferentes porcentagens de conteúdo siliciclástico (K-feldspato, plagioclásio, quartzo e mica). O esferulito ocorre tanto deslocando, quanto substituindo o protólito, e por isso é interpretado como sendo um elemento diagenético. Ainda na eodiagênese, pode ocorrer a substituição da “matriz” argilosa por dolomita romboédrica euédrica, dolomita mosaico e quartzo microcristalino. O poço localizado no baixo estrutural (poço BS-B) é o poço que melhor guarda essas características. À medida que ocorre a evolução diagenética e outros fluídos entram em contato com a rocha, uma vez dissolvido o

argilomineral, minerais podem ocorrer em forma de cimento, preenchendo a porosidade, como: dolomita mosaico, “dolomita lamelar”, quartzo microcristalino, calcedônia, dawsonita, barita, magnesita, goyasita entre outros. A presença dos minerais exóticos é mais bem observada no poço localizado no alto estrutura (poço BS-A).

Uma das interpretações sugeridas nesse trabalho é que a desestabilização do filossilicato magnésiano pode ter sido precoce, logo após o crescimento dos *shrubs*, e teria continuado durante a eodiagênese, controlada por variações na geoquímica da água lacustre. Uma vez que a desestabilização do argilomineral é bem comum e sofre com as condições de mudanças de pH e pCO₂ (TOSCA; WRIGHT, 2014).

A melhoria da qualidade de reservatório se dá no momento que a “matriz” é dissolvida ou então é substituído por outros minerais, levando a uma porosidade secundária (FOURNIER *et al.*, 2018; HERLINGER JR.; ZAMBONATO; DE ROS, 2017). Os tipos de porosidades mais comuns são do tipo interesferulito, intercristalina e localmente intraesferulito.

Figura 45 - Sequência paragenética dos elementos constituintes dos esferulitos

Cronologia de eventos	Singênese	Eodiagênese
Argila magnésiana	—————	
Esferulito		—————
Recristalização		-----
Pirita		-----
Dolomita Romboédrica		—————
Dolomita em sela		-----
Contração da argila		—————
Dolomita lamelar		-----
Dissolução		-----
Sílica		-----
Compactação		-----
Dawsonita		-----
Barita		-----
Criolita		-----

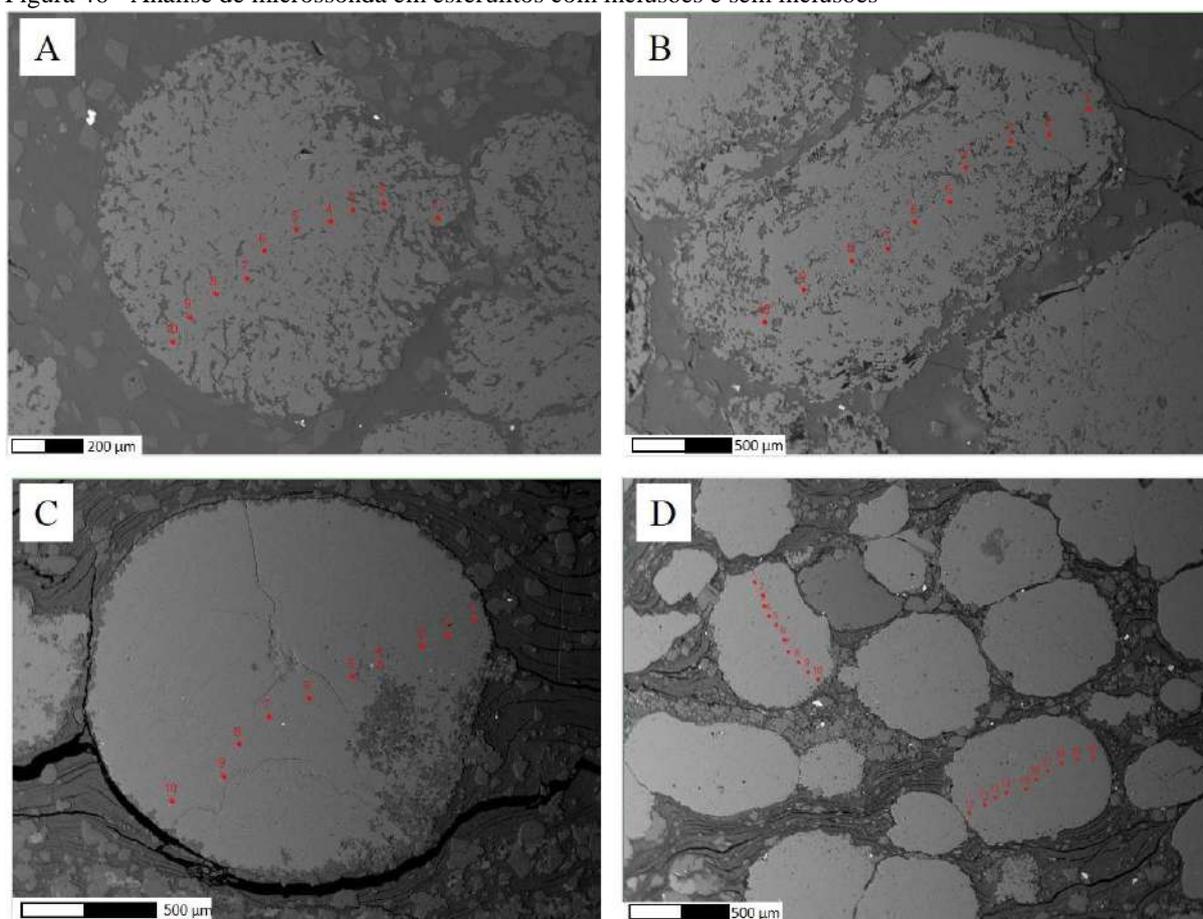
Fonte: A autora, 2019.

7.1 Análises químicas pontuais de elementos maiores e menores nos esferulitos

Foram realizadas cerca de 1392 análises químicas pontuais através de microsonda eletrônica em esferulitos calcínicos presentes em 21 lâminas petrográficas (aproximadamente 60 pontos de análise por lâmina) correspondentes ao poço BS-B. As lâminas escolhidas estão dispersamente distribuídas ao longo da Formação Barra Velha. O anexo representa um resumo dos resultados obtidos nessas análises.

Os elementos químicos analisados foram: Ca (elemento maior), Mg (elemento menor), Mn, Sr, Ba, Fe, Na, La, Ce, Pb, S, P, Si, Ti, Al, F e Cl (elementos traços). Para uma melhor análise dos dados, foram diferenciados os esferulitos que continham inclusões e aqueles que não possuíam (Figura 46). Essa subdivisão foi feita com base nas imagens obtidas no momento da análise da microsonda eletrônica.

Figura 46 - Análise de microsonda em esferulitos com inclusões e sem inclusões



Legenda: A e B) Esferulito calcínicos esféricos e alongado com inclusões, respectivamente; C e D) Esferulito calcínicos esféricos e alongado sem inclusões, respectivamente.

Fonte: A autora, 2019.

A Tabela 7 mostra os percentuais dos elementos químicos detectados em todos os esferulitos analisados e também de forma separada, entre os esferulitos com e sem inclusão. Pode-se observar que não existe significativa variação na frequência dos elementos químicos detectados nos esferulitos quando estes são subdivididos com base na presença de inclusões.

Tabela 7 - Percentual de detecção dos elementos químico

	Pontos de análise	Mg	Ca	Sr	Na	Mn	P	Ba	S	Ce	K	Fe	Pb	La	Al	Cl	F	Ti
Total (%)	1392	100%	100%	99%	88%	78%	78%	73%	68%	64%	53%	53%	47%	47%	42%	0%	0%	0%
Esf. sem inclusão (%)	493	100%	100%	99%	87%	82%	77%	71%	65%	65%	53%	52%	48%	46%	42%	0%	0%	0%
Esf. com inclusão (%)	764	100%	100%	99%	88%	75%	78%	74%	70%	64%	55%	54%	48%	47%	43%	0%	0%	0%

Fonte: A autora, 2019.

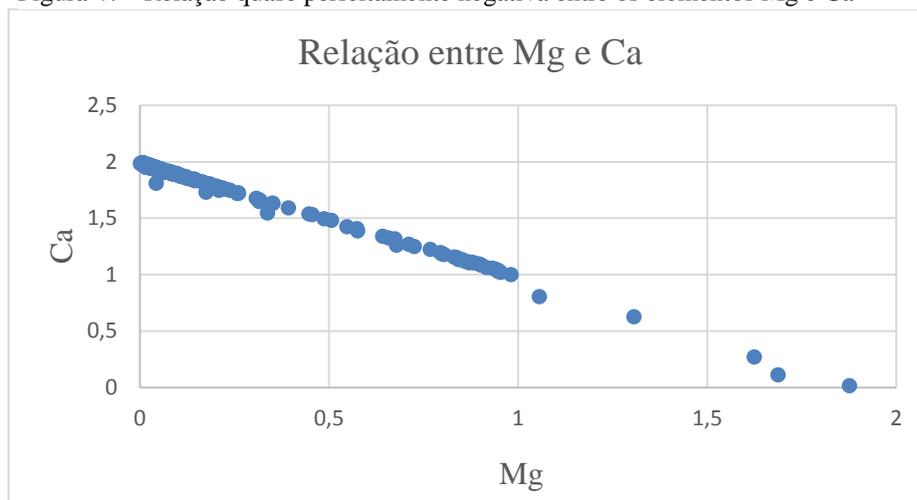
Também foi realizada uma análise de correlação entre os elementos químicos analisados. A correlação tem por objetivo medir o grau de relacionamento entre as variáveis. O resultado da análise de correlação varia entre -1 e 1 sendo que quando o resultado é -1 dizemos que existe uma relação linear perfeita e negativa e quando o resultado é 1 dizemos que existe uma relação linear perfeita e positiva entre os elementos químicos. Resultados próximos a zero indicam que não existe relação entre as variáveis. O resultado da análise de correlação (Tabela 8) mostrou a existência de uma relação quase perfeitamente negativa entre os elementos Ca-Mg (Figura 47). Sobre aos outros elementos químicos, não foi observada correlação.

Tabela 8 - Correlação entre os elementos químicos Ca e Mg

Elementos	Correlação
Ca - Mg	-0,99

Fonte: A autora, 2019.

Figura 47 - Relação quase perfeitamente negativa entre os elementos Mg e Ca



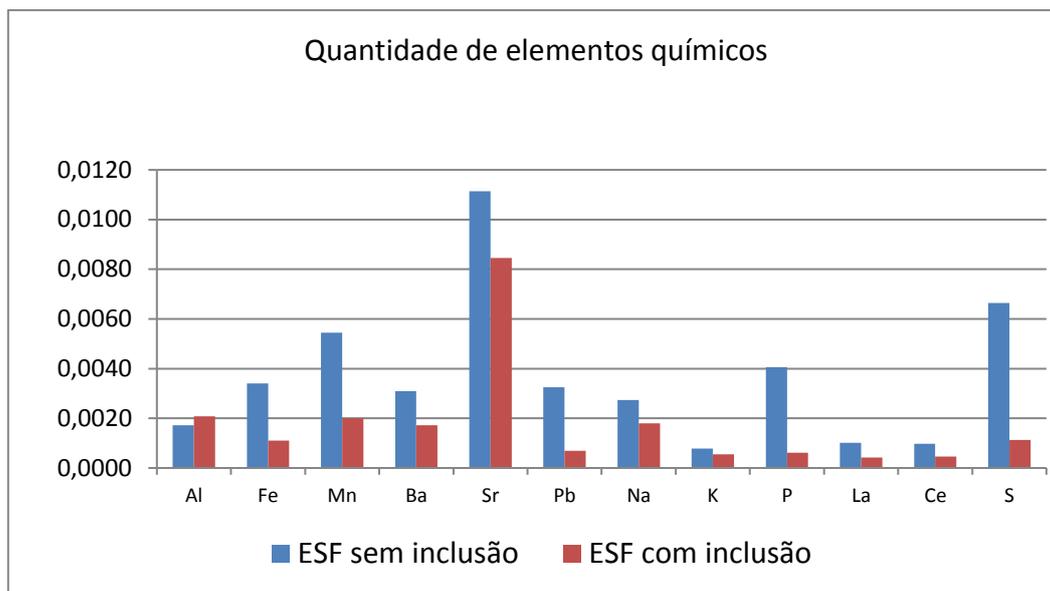
Fonte: A autora, 2019.

Analisando e comparando a quantidade média de elementos químicos, verificou-se que, com exceção do Al, os esferulitos sem inclusões possuem uma quantidade média de elementos traço maior que os esferulitos com inclusão (Figura 48), destacando-se os elementos Fe, Mn, Pb, P e S. Já os esferulitos com inclusões possuem maior percentual de magnésio em relação aos sem inclusões (Figura 49). As inclusões observadas nos esferulitos analisados foram principalmente intraclastos de argilomineral magnesiano e grãos terrígenos (mica, quartzo e feldspato).

Interpreta-se que a maior concentração dos elementos traços, exceto Al e o Mg (elementos menores) estariam relacionados com a maior concentração da química da água, que originou os esferulitos sem inclusões. Por outro lado, a água que formou os esferulitos com inclusões, se formaria em uma água menos concentrada destes elementos, Al e Mg.

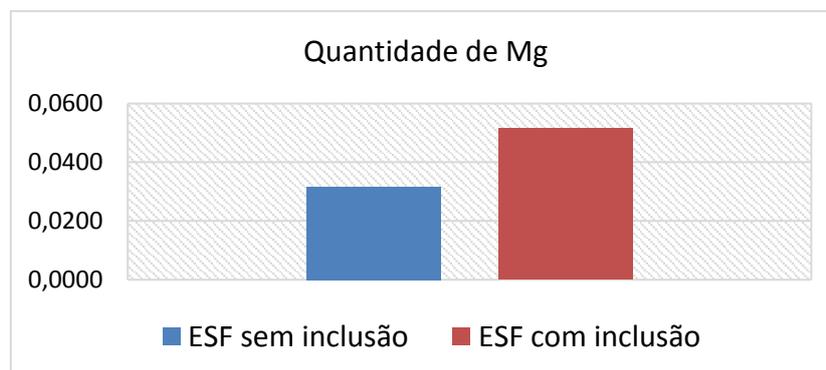
Deixa-se em aberto duas possibilidades de interpretação para o enriquecimento de Al e Mg nos esferulitos com inclusão. Na primeira, o aumento na proporção de Al e Mg seria causada pela possível composição das inclusões por algum mineral rico em Al e Mg (mica, argila magnesiana, ilita, entre outros). Na segunda interpretação, a chegada de água, carregada de grãos detríticos, alteraria a composição da água do lago, enriquecendo em Al e Mg e empobrecendo nos outros componentes. Nesse caso, os elementos seriam incorporados nos cristais de calcita dos esferulitos.

Figura 48 - Comparação entre a abundância média dos elementos químicos traços nos cristais de calcita dos esferulitos, com inclusão e sem inclusão



Fonte: A autora, 2019.

Figura 49 - Abundância de média de Mg nos cristais de calcita dos esferulitos sem inclusão e com inclusão



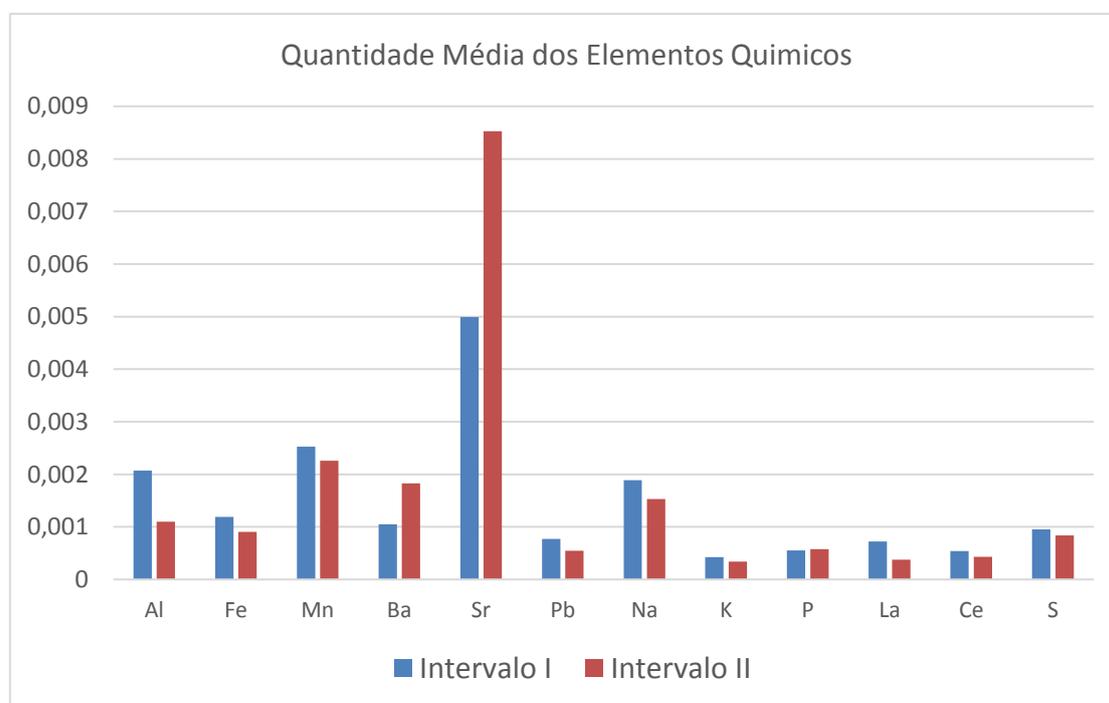
Fonte: A autora, 2019.

Quando comparado a abundância média de elementos químicos contidos nos intervalos estratigráficos I e II, verificou-se que a quantidade média de Sr é bem superior no Intervalo II em comparação com o Intervalo I (Figura 50). Já os demais elementos traços se mostraram com quantidades médias um pouco menores no Intervalo II (Al, Mn e Na) e por vezes, as quantidades médias foram bem próximas nos dois Intervalos (Fe, Pb, K, P, Ce e S). Uma hipótese seria que para o topo da Formação Barra Velha (Intervalo I) a água do lago estaria mais concentrada, mais evaporítica, em relação ao Intervalo II. Porém no Intervalo II, os esferulitos estariam mais enriquecidos em Sr e Ba, em comparação ao Intervalo I. Segundo Pietzsch *et al.* (2018) a fonte do Sr estaria associada a lixiviação do embasamento félsico, entretanto a medida que o lago evolui progressivamente para um lago mais raso e mais

abrangente, estas interações com as rochas félsicas, foram atenuadas. Este mesmo comportamento estaria se refletindo na quantidade de Sr encontrada nos esferulitos do Intervalo I e do Intervalo II. A quantidade de Ba poderia estar relacionada a uma fonte hidrotermal que seria mais ativa no Intervalo II que no Intervalo I.

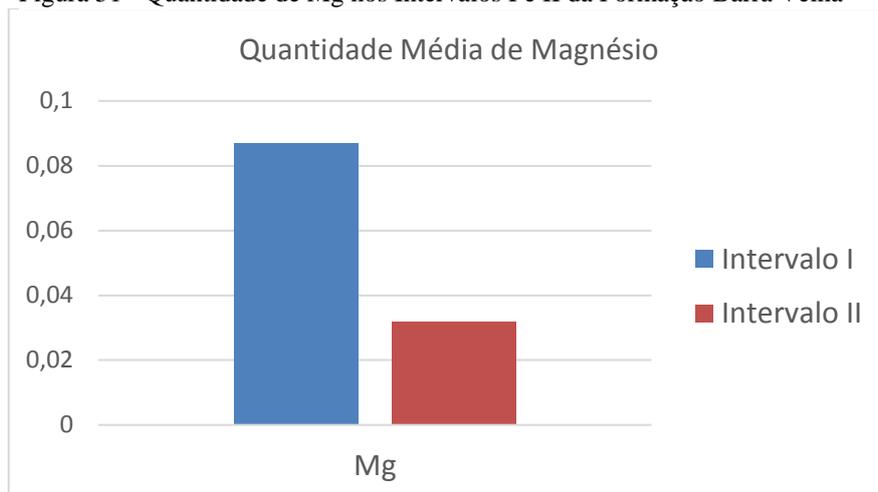
A quantidade de magnésio (Mg) nos esferulitos mostrou significativa variação, entre os dois intervalos estratigráficos de maior expressão da Formação Barra Velha. No Intervalo I a quantidade de elemento químico Mg é bem superior à do Intervalo II, provavelmente devido a progressiva concentração deste elemento em um ambiente cada vez mais evaporítico em direção ao topo da Formação Barra Velha (Figura 51).

Figura 50 - Quantidade média dos elementos químicos dividido por intervalos estratigráficos I e II



Fonte: A autora, 2019.

Figura 51 - Quantidade de Mg nos Intervalos I e II da Formação Barra Velha



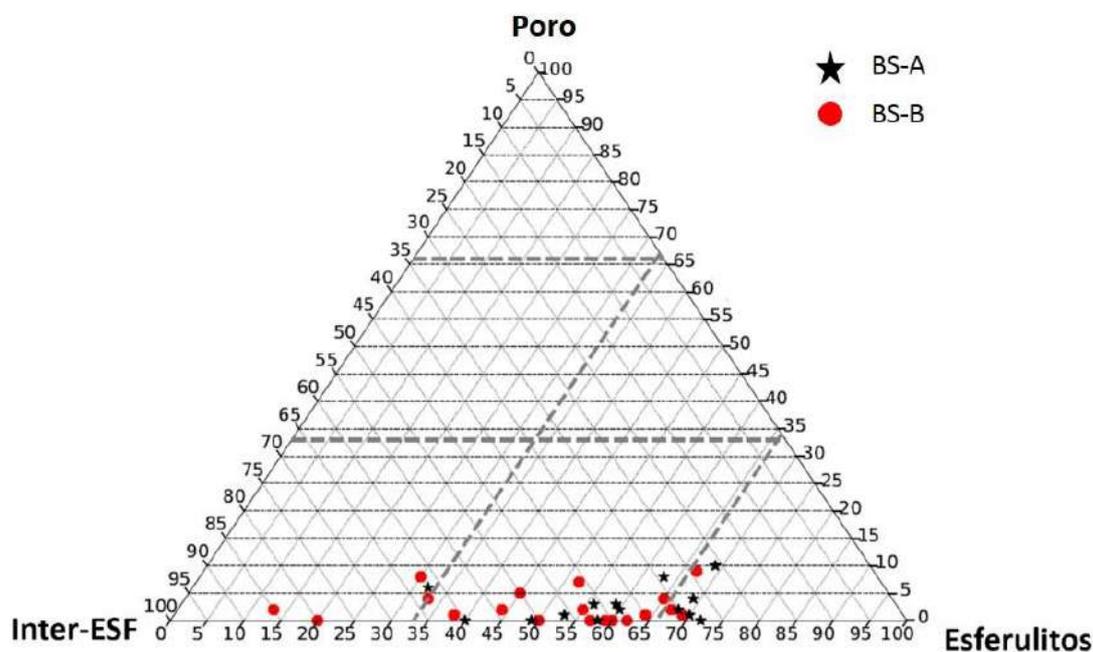
Fonte: A autora, 2019.

8 SISTEMA POROSO E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO

Nos esferulitos da Formação Barra Velha ocorrem três tipos principais de porosidade, aqui denominadas: interesferulitos, intercrystalina e intraesferulito. Por vezes ocorre porosidade dos tipos móldica, vugular e em fratura.

Foram realizadas análises 2D de imagem em trinta e três lâminas petrográficas (14 lâminas do poço BS-A e 19 lâminas do poço BS-B), com o intuito de se entender melhor as relações entre quantidade de esferulitos, material interesferulito e porosidade visível (macroporosidade). O gráfico ternário contendo esses resultados (Figura 52) mostra que a quantidade de esferulitos nas amostras variam entre 15 até 75%, mas predominam os valores entre 55 e 72%. A porosidade visível máxima não ultrapassa 10 % e, em geral, as amostras apresentam valores de porosidade visível menor que 3%. Os interesferulitos são compostos de argila magnésiana preservada, dolomita e quartzo (predominância). Não foi observada relação entre a quantidade de esferulitos e a porosidade visível.

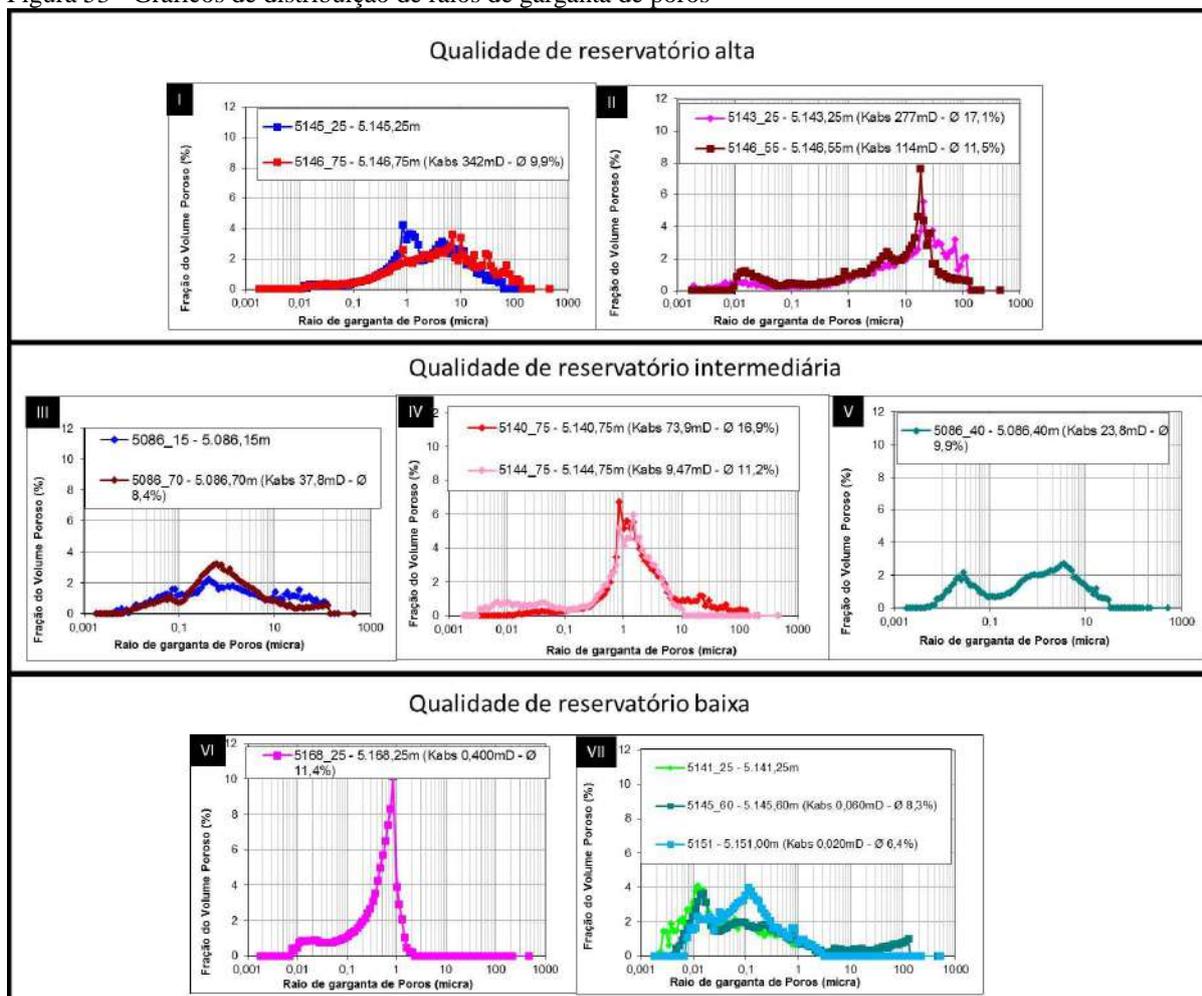
Figura 52 - Diagrama ternário com 33 imagens analisadas



Legenda: Pontos vermelhos correspondem às amostras do poço BS-B e as estrelas em preto correspondem às amostras do poço BS-A. Inter-ESF= Material interesferulitos (argilomineral, dolomita e/ou sílica).
Fonte: A autora, 2019.

Foram também realizadas análises de distribuição dos tamanhos das gargantas de poro através do método de pressão capilar por injeção de mercúrio em 16 amostras de esferulítico, com o objetivo de se obter a distribuição dos raios equivalentes das gargantas de poro. Assim foi possível separar as amostras em sete classes distintas, de acordo com a distribuição das gargantas de poro (Figura 53). Essas classes puderam ser reunidas em três grupos que representam qualidade de reservatório (alta, intermediária e baixa) de acordo com o tipo de porosidade e permeabilidade (Figura 54).

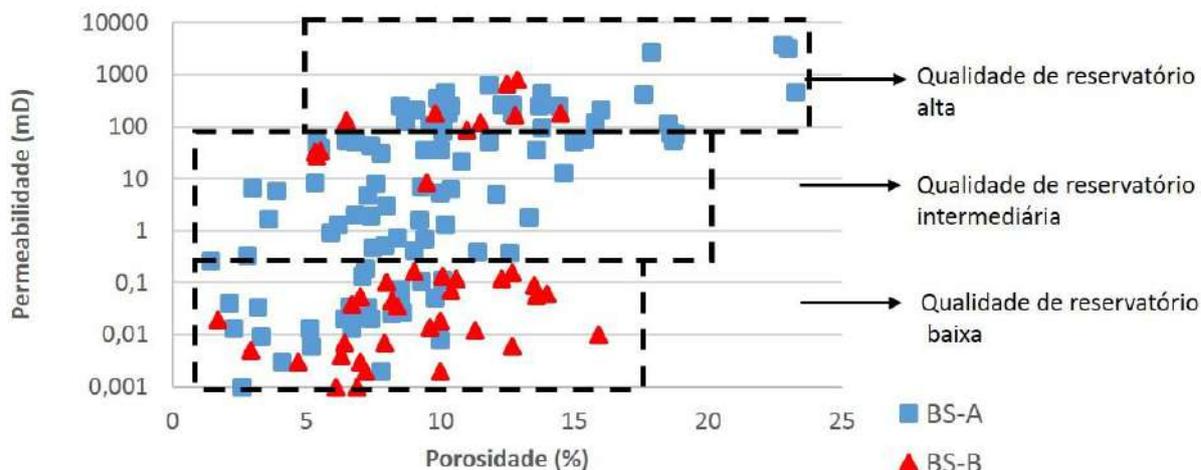
Figura 53 - Gráficos de distribuição de raios de garganta de poros



Legenda: Gráficos de distribuição de raios de gargantas de poro obtidos através de análise de pressão capilar por injeção de mercúrio. Foi possível separar as amostras em 7 classes distintas, de acordo com a distribuição de gargantas de poro. Essas classes puderam ser reunidas em três grupos de acordo com a qualidade relativa de reservatório (alta, intermediária e baixa).

Fonte: A autora, 2019.

Figura 54 - Gráfico de Porosidade X Permeabilidade referentes as amostras dos dois poços estudados



Legenda: Qualidade de reservatório alta varia entre 100 a 1000 mD. Qualidade de reservatório intermediária varia de 0,5 até 100 mD. Qualidade de reservatório baixa equivale a <0,5 mD.

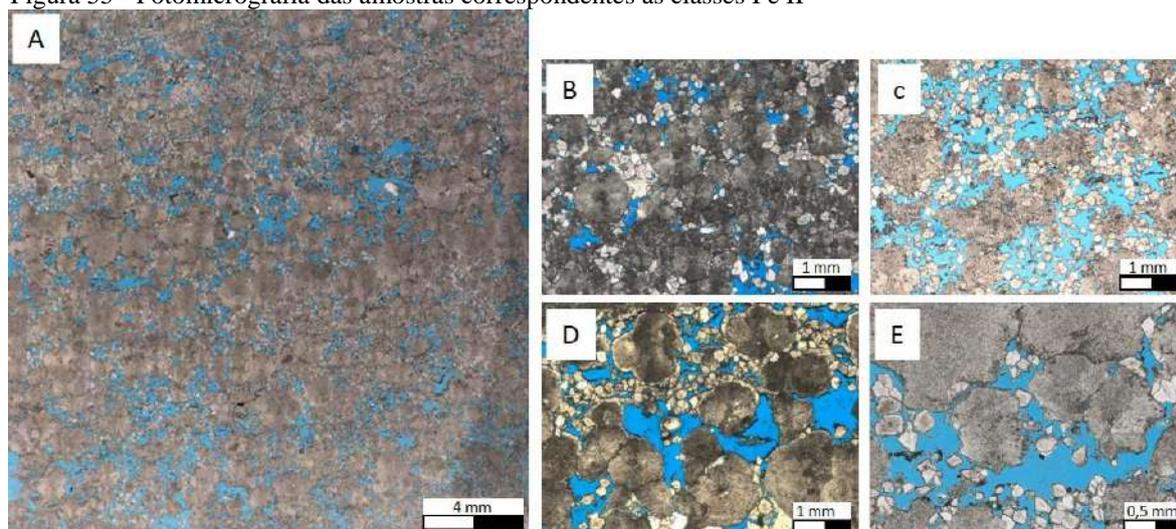
Fonte: A autora, 2019.

As classes I e II pertencem ao grupo de qualidade de reservatório alta, apresentando predomínio de raios de gargantas de poro com valores entre 1 e 50 μ m, chegando a 100 μ m. Os valores de permeabilidade destas amostras variam entre 100 e 1000 mD (por vezes com valores acima de 1000 mD) e a porosidade entre 8 e 23%. O tipo de porosidade predominante é interesferulito (Figura 55).

As classes III, IV e V pertencem ao grupo de qualidade de reservatório intermediária, apresentando predomínio de raios de gargantas de poro entre 0,1 e 10 μ m. Os valores de permeabilidade destas amostras variam de 0,5 a 100 mD e a porosidade entre 3 a 14%. O tipo de porosidade predominante é intercrystalina (Figura 56).

As classes VI e VII pertencem ao grupo de qualidade de reservatório baixo, apresentando raios de gargantas de poros entre 0,01 e 1 μ m. Os valores de permeabilidade destas amostras são < 0,5 mD e porosidade entre 2 e 14%. O tipo de porosidade predominante é intraesferulito (Figura 57).

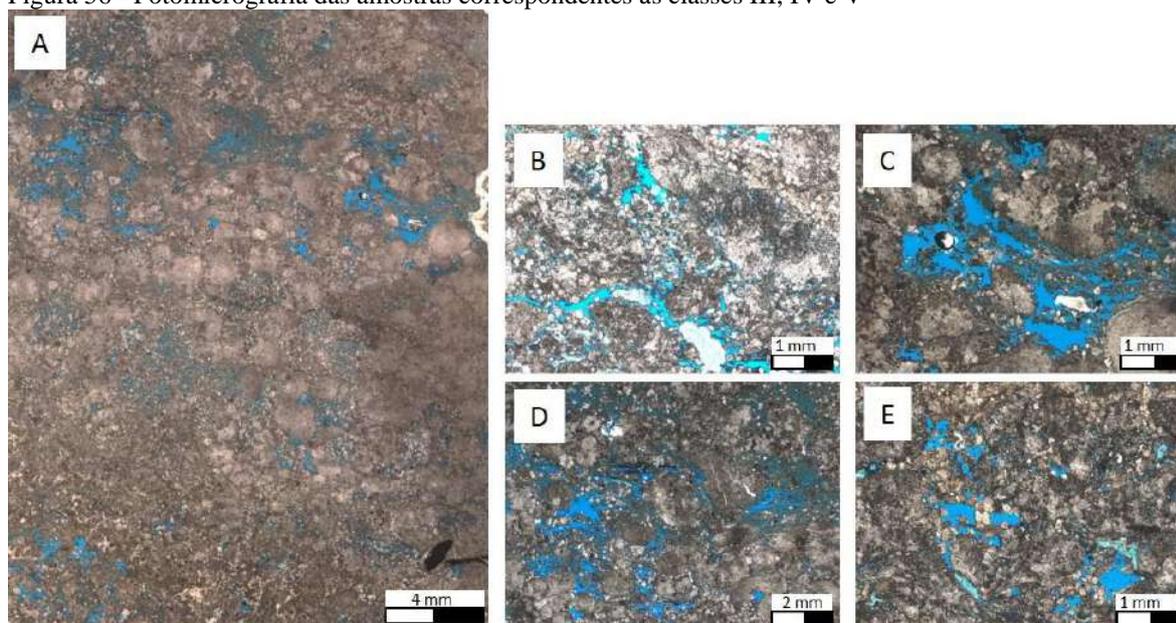
Figura 55 - Fotomicrografia das amostras correspondentes às classes I e II



Legenda: A) Visão geral da lâmina de amostra pertencente ao grupo de qualidade de reservatório alta; B, C, D e E) Fotos de detalhe, ilustrando porosidade dos tipos interesferulito (predominante) e intercristalina (entre cristais de dolomita). Porosidade em azul.

Fonte: A autora, 2019.

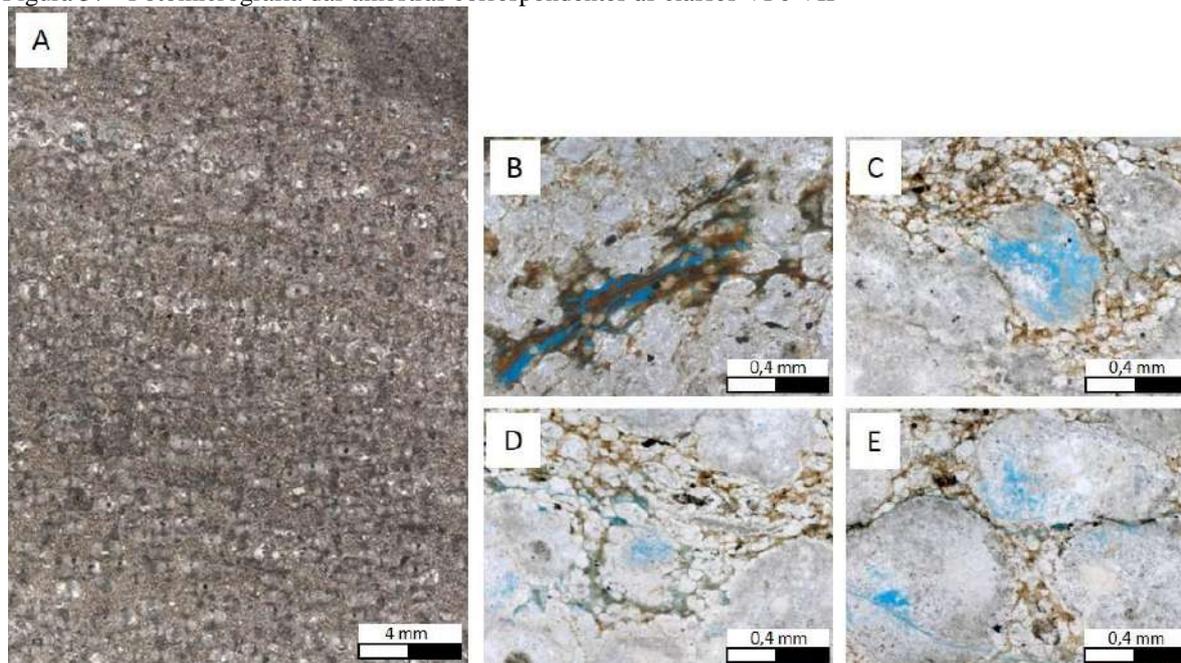
Figura 56 - Fotomicrografia das amostras correspondentes às classes III, IV e V



Legenda: A) Visão geral da lâmina de amostra pertencentes ao grupo de qualidade de reservatório intermediário; B, C, D e E) Fotos de detalhe, ilustrando porosidades dos tipos intercristalina (predominante) e interesferulito. Porosidade em azul.

Fonte: A autora, 2019.

Figura 57 - Fotomicrografia das amostras correspondentes às classes VI e VII



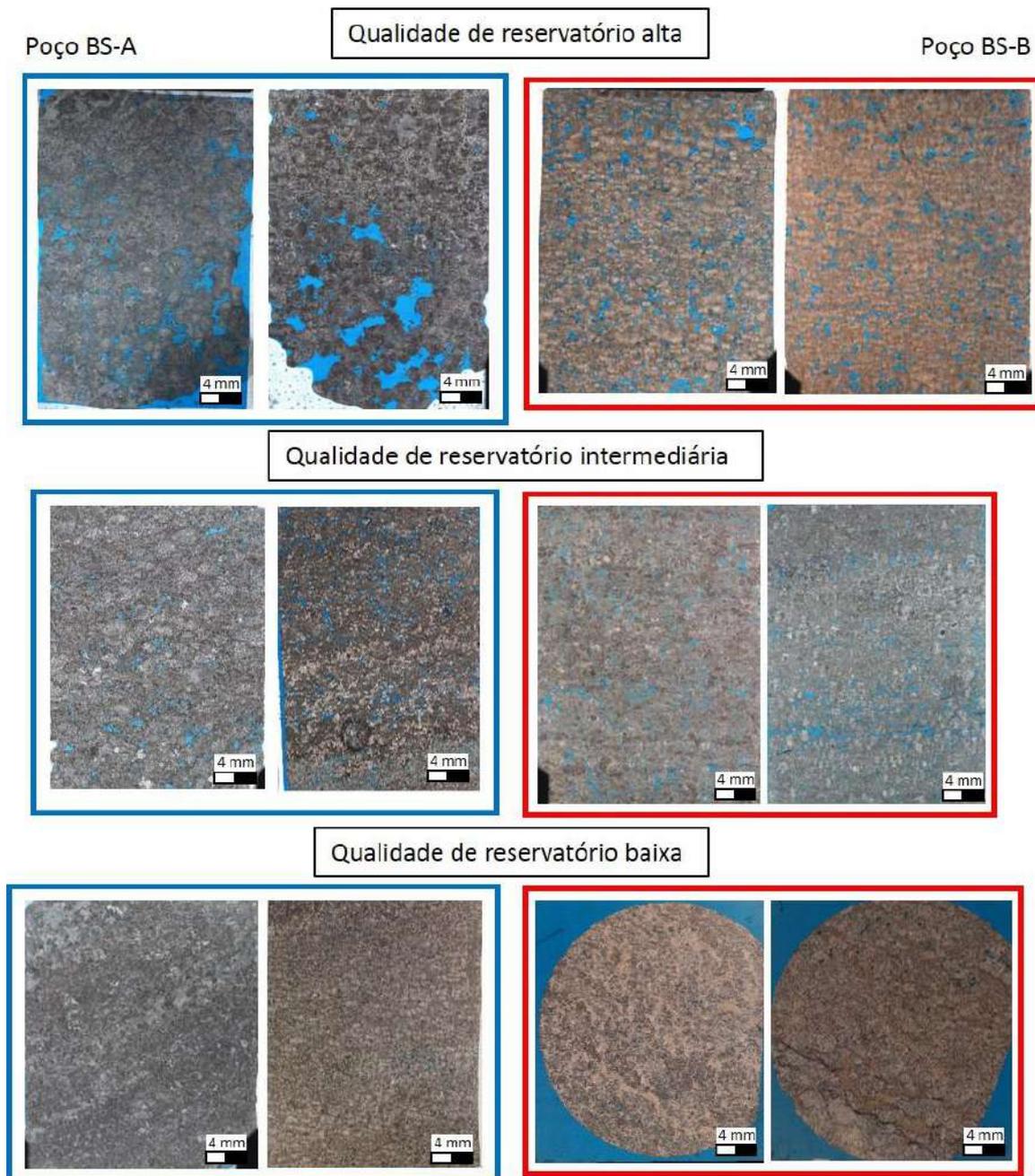
Legenda: A) Visão geral da lâmina de amostra pertencentes ao grupo de qualidade de reservatório baixa; B, C, D e E) Fotos de detalhe, ilustrando porosidades dos tipos intraesferulito (predominante), interlamelar e intercristalina. Porosidade em azul.

Fonte: A autora, 2019.

Para o poço BS-A notamos a ausência do filossilicato magnésiano, com uma transição de esferulito que vai desde intensamente dolomitizado ou silicificado até muito dissolvido. A sílica e dolomita estão principalmente no espaço interesferulito. As porosidades predominantes são interesferulito e vugular. Já para o poço BS-B, ocorre a presença de argilomineral no espaço interesferulito, prejudicando assim a porosidade. Esse grupo é classificado como qualidade de reservatório baixa. Tanto a qualidade de reservatório intermediária quanto alta, possuem a mesma porosidade principal, do tipo interesferulito.

A escassez do grupo de qualidade de reservatório intermediária (poço BS-B), pode ser atribuído a pouca amostragem no poço, uma vez que a espessura testemunhada do poço BS-B é cerca de 75% menor que a espessura testemunhada do poço BS-A (Figura 58).

Figura 58 - Exemplos de fotomicrografias referentes aos três grupos de qualidade de reservatório (baixa, intermediária e alta)



Legenda: Qualidade de reservatório alta: porosidade dos tipos interferferulito e vugular.

Qualidade de reservatório intermediária: porosidade do tipo interferferulito.

Qualidade de reservatório do tipo baixa: ausência de porosidade.

Fonte: A autora, 2019.

9 MODELO DEPOSICIONAL PARA OS ESFERULITOS DA FORMAÇÃO BARRA VELHA

Com base nas características da fácies esferulito e demais fácies sedimentares descritas, na transição entre elas e no padrão de empilhamento, propõe-se aqui um modelo deposicional para as principais fácies carbonáticas dos poços estudados (BS-A e BS-B) na Formação Barra Velha.

O poço BS-B localiza-se em contexto de baixo estrutural relativo, comparado com o poço BS-A, indicando que na época da deposição da Formação Barra Velha a lâmina d'água era relativamente mais profunda na área do poço BS-B. Isto corrobora o fato da Formação Barra Velha ser mais espessa na área do poço BS-B, e deste modo apresentar maior quantidade de fácies retrabalhadas (devido ao maior espaço de acomodação) e de esferulitos que no poço BS-A que, por sua vez, apresenta maior quantidade de depósitos de calcário arbustiforme (em geral associados à lâmina d'água mais rasa, com mais alta energia). A presença significativa de uma maior espessura de fácies ricas em argilominerais magnesianos nos esferulitos, do poço BS-B, também sugere um contexto de lâmina d'água relativamente mais profunda. No poço BS-A não foi identificada a presença do filossilicato magnesiano, porém interpreta-se que esta esteve presente, porém não foi preservado. A ação de ondas ou as variações físico-químicas da água, contribuiriam para a desestabilização do argilomineral, restando apenas hipóteses. Foi observada uma sucessão vertical de fácies, passando gradualmente da base para o topo de laminitos para esferulitos e destes para calcário arbustiforme, em contato abrupto no topo com laminito. Este laminito pertence à base do próximo ciclo sedimentar, poço BS-B. A passagem de laminitos para esferulitos e em sequência para calcário arbustiforme, sempre no sentido da base para o topo do depósito, também ocorre no poço BS-A, porém sem a passagem gradual de uma fácies para a outra (Figura 59). Esta diferença na transição de fácies ocorre provavelmente devido a mudanças mais rápidas e abruptas das condições de saturação dos íons de Ca^{2+} no poço BS-A em relação ao poço BS-B, em função da condição de menor lâmina d'água relativa no contexto do alto deposicional.

analisados variam de decimétricos até métricos (chegando até 3 m de espessura). Ciclotemas semelhantes também foram observados nas áreas do Pré-Sal em diferentes poços estudados (FARIAS, 2018; ARTAGÃO, 2018; WRIGHT; BARNETT, 2014, 2015). Esses ciclotemas têm fornecido uma visão de como a química do lago em um ambiente de alta alcalinidade pôde controlar o desenvolvimento das fácies.

Wright e Barnett (2014) interpretam os ciclotemas que variam entre 0.75 até 5 m. A base do clicotema é representada pela fácies composta por carbonato detrítico laminado que contém fragmentos de esferulito e *shrubs* como “matriz” de um *packstone* e *wackstone*. Nessa fácies ocorre presença de ostracodes e fragmentos de peixe, além da feição de silicificação. A interpretação desta fácies é de acumulação de sedimentos em um ambiente protegido, provavelmente abaixo da base de ação de ondas. É sugerido, pelos autores, que seja uma fácies de inundação, com valores de alcalinidade e salinidade reduzidas. Os autores não deixam claro se a fácies de inundação seria por causa de um aprofundamento ou de um afogamento.

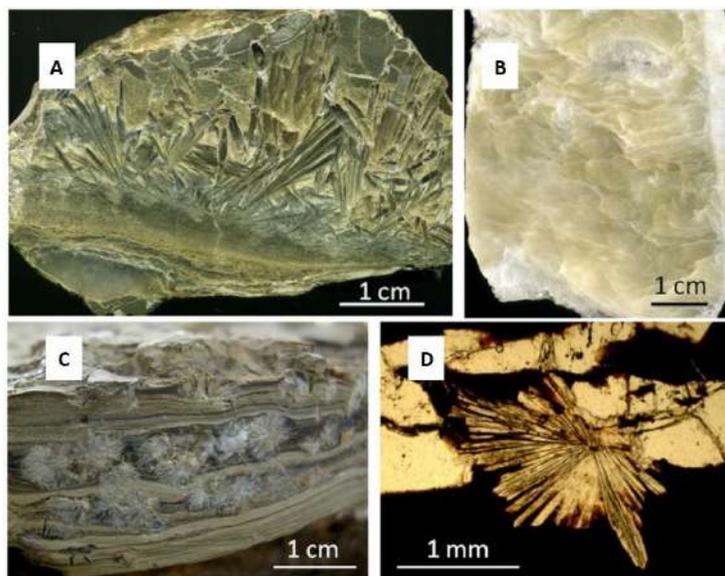
A fácies composta por esferulitos e pela presença de estevensita tem espessura média de 0.7 m (WRIGHT; BARNETT 2014). Contudo, exemplos com espessuras maiores que 3 metros, têm sido descritos. Interpreta-se que o filossilicato magnesiano tenha se precipitado em condições restritas, com valores de $\text{pH} > 9$, e os esferulitos tenham se formado e crescido dentro deste. Os autores acrescentam ainda que onde havia a precipitação da argila magnesiana, o substrato era instável para a precipitação e o crescimento do *shrub*.

A fácies que consiste predominantemente em *shrubs in situ* possui camada com espessura que varia entre 0,6 m podendo chegar até > 5 m. Interpreta-se que ocorreu uma rápida formação do *shrub* a partir de fluidos com provável baixa razão Mg/Ca. Os autores ainda destacam alguma influência microbiana (WRIGHT; BARNETT, 2014).

Farias (2018), ressalta que os depósitos carbonáticos podem ter se depositado como evaporitos primários no paleolago Barra Velha, uma vez que o autor compara petrograficamente crostas evaporíticas de carbonato de sódio (trona) que ocorrem em *playa lake* (Lago Natron) com as crostas calcíticas (*shrubs*) que ocorrem no Pré-sal. O autor considera que pode ser um interessante análogo para a formação dos nossos *shrubs* no pré-sal brasileiro. Os carbonatos de sódio (trona) formam crostas evaporíticas em lagos fechados localizados em clima árido circundados por rochas vulcânicas, uma vez que as salmouras alcalinas foram geradas pela lixiviação química dessas rochas. O Lago Natron apresenta certas similaridades com as rochas evaporíticas cálcio-carbonáticas no que se refere às fácies (FARIAS, 2018), uma vez que apresenta ciclotemas caracterizados pela alternância entre crescimento de cristais a partir do substrato do lago, crescimento de cristais intersticiais por rebaixamento do lençol

freático salino e aumento da salinidade, e fácies laminíticas que são associadas ao período de inundação do lago. Além disso, tem-se associado ao Lago Natron (Figura 60) a presença de matéria orgânica (devido a extensa comunidade de cianobactéria presente) e argila (devido à alta reatividade dos solutos no lago, presença abundante de sílica que ocorre em grandes concentrações no corpo lacustre).

Figura 60 - Exemplo de esferulitos de searlesita que ocorrem dentro de camada pré-existente

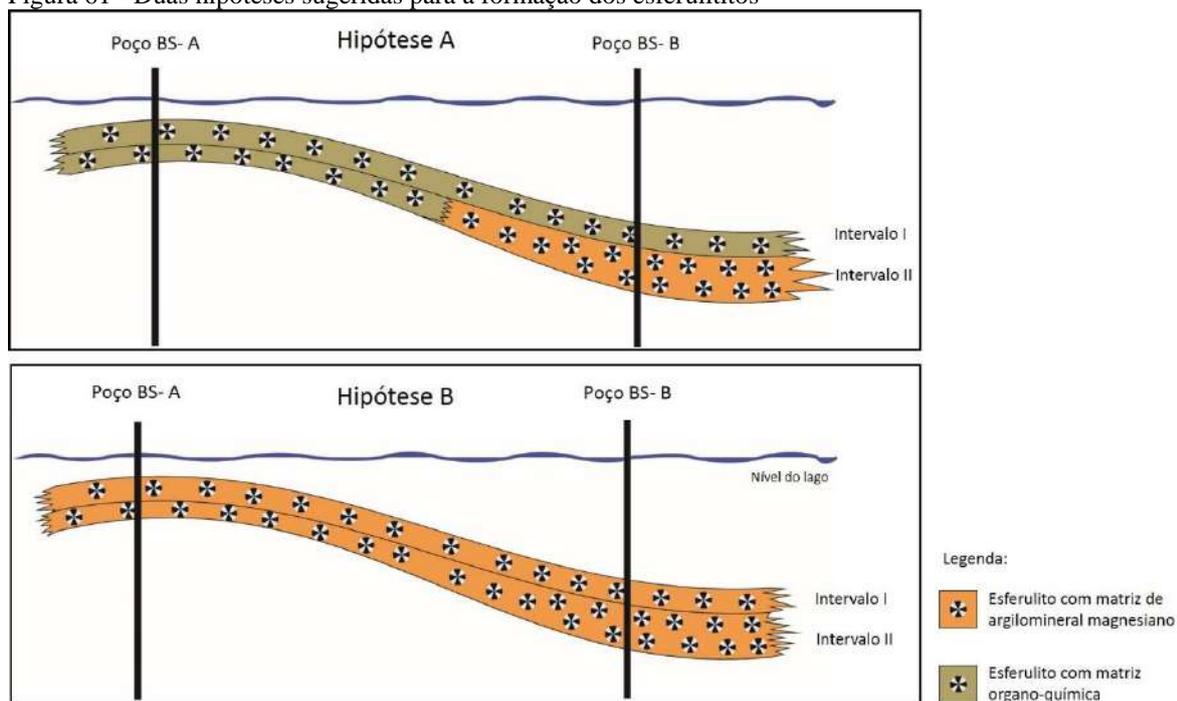


Legenda: A) Trona do tipo *grass*; B) Trona maciça; C) Esferulito de searlesita em camada de mudstone; D) Esferulito de searlesita substituindo finas camadas de pirssonita.

Fonte: GARCÍA-VEIGAS *et al.*, 2013.

Dois cenários são sugeridos para a formação dos esferulitos da Formação Barra Velha na área estudada (Figura 61). Na primeira hipótese, os esferulitos se formam predominantemente em um substrato organo-químico (substrato composto principalmente por EPS bacteriano, o qual consiste principalmente de polímeros de carboidratos, que podem ou não ter outros tipos de polímeros associado, como os peptídeos (DUPRAZ *et al.*, 2009), o qual seria rapidamente degradado, gerando esferulitos porosos. Apenas no baixo estrutural (poço BS-B), em condições específicas, se formaria o argilomineral magnésiano, cuja presença resulta em esferulitos não porosos (Figura 62). Na segunda hipótese, tanto no alto (poço BS-A) como no baixo estrutural (poço BS-B), os esferulitos se formam em substrato composto predominantemente por filossilicato magnésiano, porém apenas no baixo estrutural houve as condições ideais para a preservação dessa argila resultando em esferulitos não porosos, enquanto no alto estrutural a argila teria sido totalmente dissolvida e/ou substituída, resultando em esferulitos porosos (Figura 63).

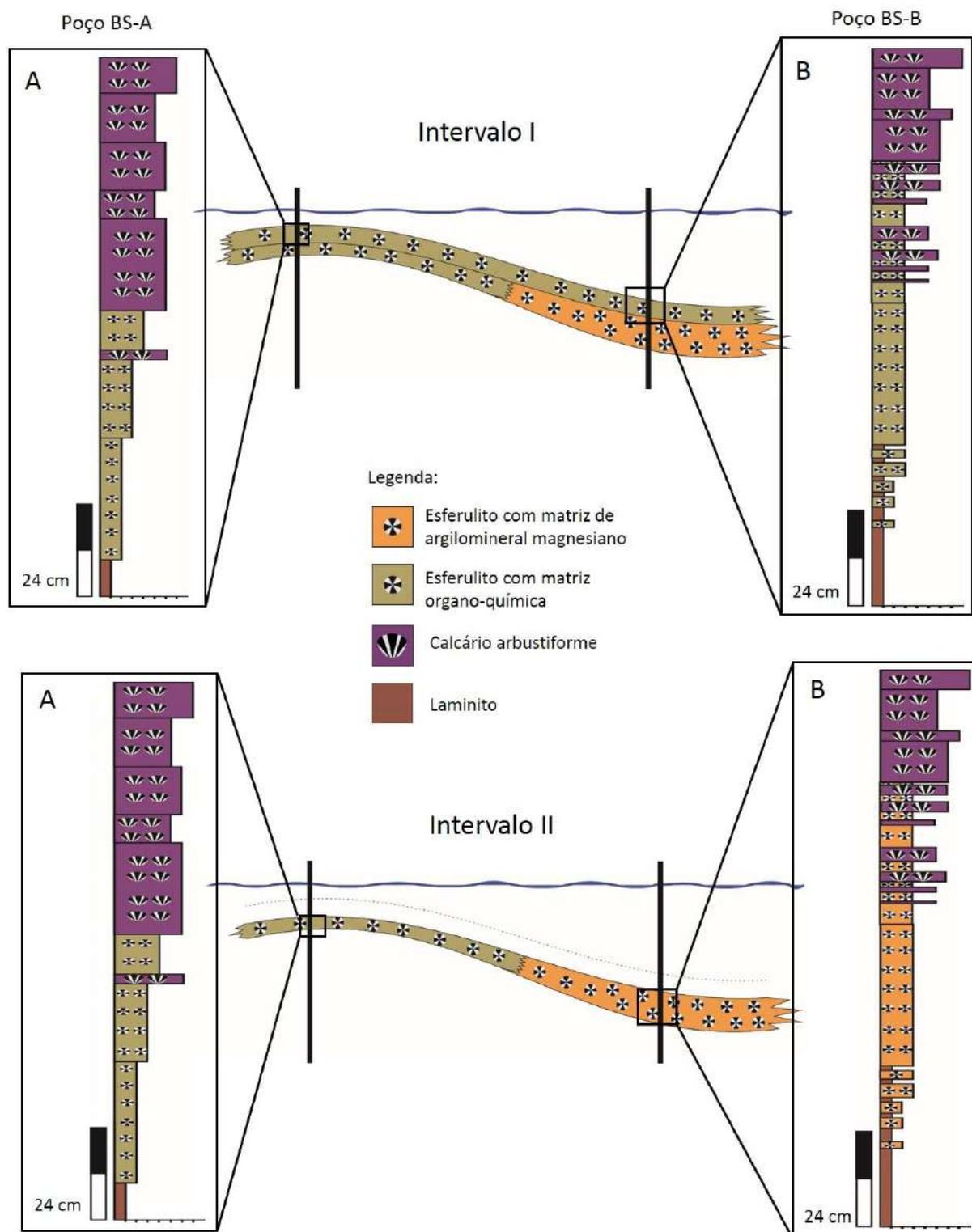
Figura 61 - Duas hipóteses sugeridas para a formação dos esferulitos



Legenda: Hipótese A) A presença do filossilicato magnésiano só ocorreu no Intervalo II do poço BS-B, já no Intervalo II do poço BS-A e em todo o Intervalo I os esferulitos nucleiam em um substrato predominantemente orgânico-químico; Hipótese B) A presença do filossilicato magnésiano ocorreu em todo o Intervalo II e I em ambos os poços estudados.

Fonte: A autora, 2019.

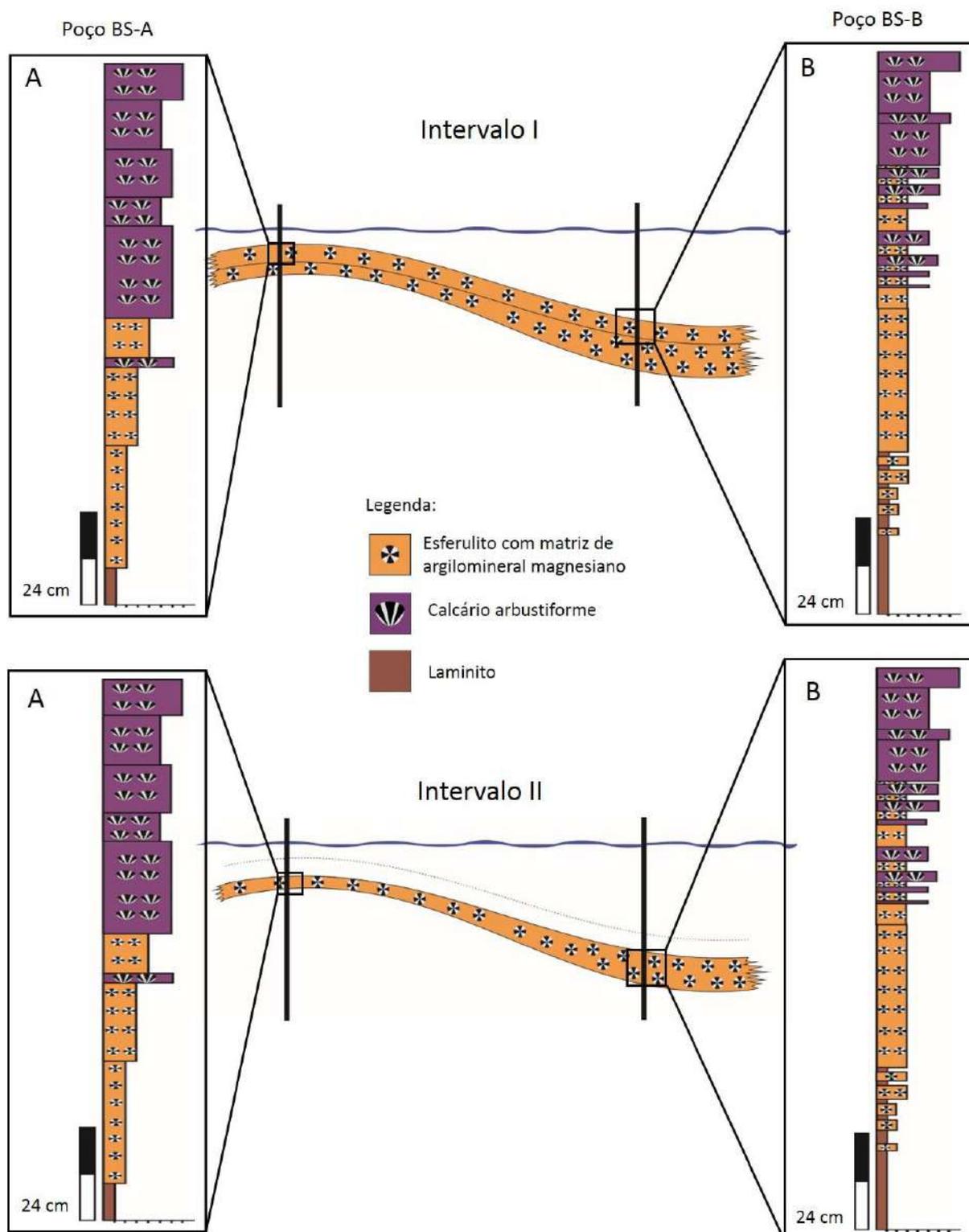
Figura 62 - Desenho ilustrativo representando a Hipótese A nos Intervalos I e II com os ciclos ideais dos dois poços estudados



Legenda: O Intervalo II é representado pelo ciclo ideal do poço BS-A, no qual os esferulitos ocorrem dentro do substrato organo-químico. Já no poço BS-B, no mesmo intervalo, os esferulitos ocorrem dentro do substrato de filossilicato magnésiano. Já para o Intervalo I, os esferulitos do poço BS-A e do poço BS-B ocorrem dentro do substrato organo-químico.

Fonte: A autora, 2019.

Figura 63 - Desenho ilustrativo representando a Hipótese B dos Intervalos I e II com os ciclos ideais dos dois poços estudados



Legenda: Os esferulitos ocorrem dentro do substrato de filossilicato magnésiano tanto para o Intervalo I quanto para o Intervalo II nos dois poços estudados.

Fonte: A autora, 2019.

10 DISCUSSÕES

A gênese dos esferulitos (agregados de calcita que possuem extinção fibroradial) tem sido amplamente discutida no mundo científico, uma vez que o grande enigma é entender o papel desempenhado pelas comunidades microbianas. As principais questões levantadas até o momento são: os esferulitos são produto de uma indução microbiana? Ou seriam formados simplesmente pela precipitação química? A combinação desses dois processos pode levar à precipitação dos esferulitos? O que condiciona a forma esférica dos agregados de calcita? Apenas as condições físicas e químicas do meio são as responsáveis? Ou a atividade microbiana também desempenha um papel fundamental para este fato? Qual a composição original dos esferulitos, aragonítica ou calcítica? Os esferulitos se formam sempre dentro de uma “matriz” pré-existente ou podem também se precipitar acima da interface sedimento-água?

A presença de esferulitos em ambiente como *hot spots*, *springs*, travertinos, esteiras microbianas, solos, lagos hipersalinos e ambientes marinhos têm sido amplamente divulgada em artigos recentes, e as discussões giram em torno do entendimento da sua origem (MEISTER *et al.*, 2011b; PUEYO *et al.*, 2011; OKUMURA *et al.*, 2012; ROGERSON *et al.*, 2017a). Esse fato se deve à abundante presença da fácies esferulítico conforme TERRA *et al.*, (2010) no contexto do Pré-sal (idade Aptiana) uma vez que as rochas carbonáticas são consideradas os principais alvos exploratórios de petróleo *offshore* do Brasil.

Além das observações em ambientes recentes, muitos pesquisadores recorrem a experimentos laboratoriais no intuito de simular as mesmas condições do ambiente para precipitar esferulitos. Diversos autores (BRAISSANT *et al.*, 2003; CHEKROUN *et al.*, 2004; PUEYO *et al.*, 2011; RIVADENEYRA *et al.*, 2004; SARTORATO, 2018) acreditam que os ácidos orgânicos, matéria microbiana, mucilagens, EPS ou biofilmes presentes no substrato são os principais responsáveis por induzir a precipitação dos esferulitos. O argumento usado é de que o processo fisiológico microbiano pode alterar o equilíbrio de precipitação do carbonato. Ou seja, o processo metabólico aumentaria o pH, e a força iônica no microambiente de entorno da bactéria possibilitaria a precipitação do carbonato de cálcio. Alguns acreditam ainda que, em sistemas hipersalinos essas atividades microbianas são menos propensas para estimular uma calcificação substancial. Nesse caso, a degradação da bactéria seria fundamental para aumentar significativamente a supersaturação do ambiente e propiciar a precipitação do carbonato de cálcio (ROGERSON *et al.*, 2017b).

Mas como provar que a indução microbial foi responsável pela precipitação do carbonato de cálcio?

Nos núcleos de esferulitos analisados, Sartorato (2018) observou que não havia evidências de corpos de bactérias, biofilmes e/ou EPS incrustado por calcita, porém notou que a cavidade possuía cerca de 30 μm de diâmetro. Embasada no trabalho de Chafetz *et al.* (2017), a autora pode interpretar que provavelmente nesse sítio havia agregados orgânicos que foram degradados, uma vez que seriam muito frágeis. A autora ainda considera que o início da precipitação dos esferulitos se deu por indução microbial, atuando como catalizador para o começo da precipitação do carbonato de cálcio. Rompida a barreira cinética inicial, a precipitação continuaria abioticamente, da mesma forma que Chafetz *et al.* (2017) elucidaram.

Segundo as observações feitas nesse estudo não foi possível afirmar que os esferulitos são formados devido a um processo microbiano. Localmente foram identificados “corpos” que lembravam filamentos microbianos, porém interpreta-se que esses filamentos foram apenas englobados pelos esferulitos e ou preservados, não indicando nenhuma relação de gênese.

Uma comparação importante que Kirkham e Tucker (2018) enfatizam é o fato dos esferulitos descritos como de origem microbial possuírem diâmetro muito inferiores aos observados na seção do Pré-sal. Esta afirmação também pôde ser observada nos esferulitos dos poços analisados (BS-A e BS-B). Os esferulitos aqui descritos possuem tamanhos de $\sim 2,5x$ ($<0,25$ mm) até $\sim 20x$ (>2 mm) maiores que os maiores esferulitos microbiais caracterizados na literatura (0,1mm). Comparativamente, de acordo com o tamanho dos esferulitos, pôde-se chegar a conclusão que os esferulitos do Pré-sal não possuem a mesma gênese dos esferulitos microbiais.

Para os que defendem a importância dos microrganismos na precipitação dos esferulitos, a forma esférica também é um argumento muito utilizado. Porém, alguns pesquisadores têm desmistificado essa falsa relação. Meister *et al.* (2011a) argumentam que na natureza ocorrem vários cristais esféricos e que o formato arredondado pode ser simplesmente uma feição devido a inibição cinética, ao invés de indução biológica para o crescimento do cristal. Shtukenberg *et al.* (2012), em uma revisão sob a ótica química, reforçam a ideia de que o hábito mais comum de um cristal não é o cúbico nem o octaedro, nem o paralelepípedo de baixa assimetria. O hábito mais comum é o esférico. Ele ainda ressalta que quase todas as substâncias cristalinas podem, sob certas condições, crescerem com uma forma esférica, incluindo elementos, ligas metálicas, sais simples, minerais, moléculas orgânicas, proteínas e precipitados biopatológicos. Os mesmos ainda chamam a atenção que cristais esféricos têm sido encontrados no espaço.

Já outros autores (FARIAS, 2018; HERLINGER JR.; ZAMBONATO; DE ROS, 2017; MEISTER *et al.*, 2011A; TUTOLO; TOSCA, 2018; WRIGHT; RODRIGUEZ, 2018; WRIGHT E BARNETT, 2015) defendem que os esferulitos seriam de origem predominantemente química, apresentam fortes argumentos para tal afirmação.

Herlinger Jr., Zambonato e De Ros (2017) estudaram sistematicamente os depósitos carbonáticos do Cretáceo inferior, localizados no norte da Bacia de Campos, *offshore* do Brasil. O intuito foi desvendar os principais controles sobre a origem e evolução do sistema poroso das rochas carbonáticas estudadas. As principais litologias reconhecidas na seção rifte foram *grainstone* e *rudstone* compostos por bivalves, arenitos ooidais constituídos por argilomineral singenético magnésiano (principalmente estevensita) e dolomitos. Já na seção *sag* foram encontrados depósitos de argilomineral magnésiano com calcita esferulítica, crostas calcíticas fasciculares, intraclastos de *rudstone* e *grainstone*, além de dolomitos. Segundo os autores, os depósitos de filossilicato magnésiano estudados são substituídos por calcita esferulítica, dolomita e sílica que normalmente mostram uma porosidade baixa. Já a porosidade secundária seria gerada pela dissolução do argilomineral devido a sua instabilidade química. Por esse motivo, muitas fábricas originais são de difícil identificação. O esferulito é um constituinte diagenético que substitui depósitos de argila estensivítica e depósitos sílticos híbridos, deslocando e deformando os sedimentos inconsolidados (HERLINGER JR.; ZAMBONATO; DE ROS, 2017). Os autores ainda acrescentam que os esferulitos que ocorrem na Bacia de Campos possuem tamanhos que variam entre 0,15 até 2,5 mm de diâmetro, com núcleo que podem ser compostos por pelóides argilosos, ostracodes, intraclastos e até nódulos de calcita microcristalina. Muitos esferulitos teriam sido recristalizados, resultando em mudanças da forma do cristal e do tamanho, e outros foram encontrados com a estrutura fibrosa mais próxima da original.

Farias (2018), ao estudar os carbonatos acamadados na Formação Barra Velha, Bacia de Santos, observou que os esferulitos se desenvolviam dentro do material singenética (filossilicato magnésiano) tanto por deslocamento quanto por substituição do protólito, indicando condições diagenéticas precoces sem que apresentassem estruturas com características orgânicas (como filamentos, por exemplo). O autor sugere que a natureza predominante dos esferulitos é evaporítica (abiótica), uma vez que os “micronódulos esferulíticos” são favorecidos pela alta saturação de carbonato de cálcio e pelo crescimento por difusão em um sedimento de baixa cristalinidade e permeabilidade (argilas magnesianas). Apesar de não descartar a possibilidade de alguma influência do processo de organomineralização.

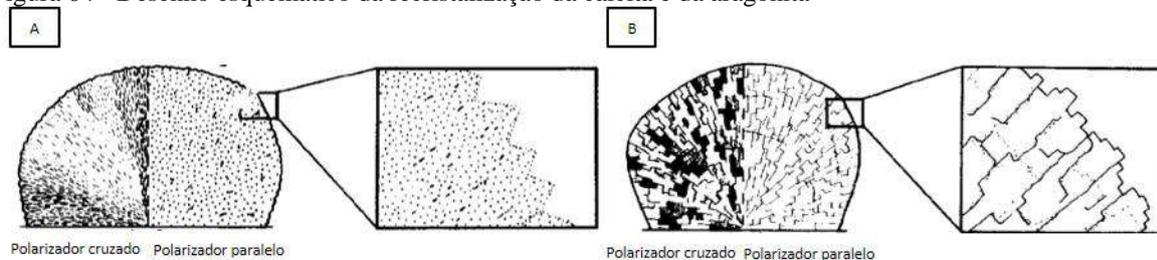
Meister *et al.*, (2011a), desmistificam o fato de os agregados de calcita serem esféricos simplesmente pela influência microbial. No artigo, os autores tiveram sucesso nos experimentos onde precipitaram cristais de carbonato em meios bióticos x abióticos para tentar entender o que controlava a forma esférica ou romboédrica dos cristais de calcita. Os experimentos mostraram que a precipitação de cristais de calcitas esféricos, podem ser devido ao efeito cinético causado pelo inibidor Mg^{2+} presente na água, ao invés da interação de atividades microbiais. Estas observações foram elaboradas com o propósito de se ter um modelo alternativo para explicar a presença de carbonatos esféricos em ambiente marinho e hipersalino, muito comuns e observados na natureza (ooides, peloides, psóides entre outros). Nas análises de microsonda feitas nos esferulitos do poço BS-B, foi detectada a presença do elemento menor Mg^{2+} nos agregados de calcita dos esferulitos. Ou seja, se Meister *et al.*, (2011a) estiverem certos em seus experimentos, o mesmo efeito cinético causado pelo inibidor de Mg^{2+} pode também estar influenciando a forma esférica dos esferulitos do Pré-sal. Os autores não fizeram nenhuma análise de microsonda eletrônica, portanto não foi possível comparar valores.

Tutolo e Tosca (2018) fizeram experimentos mais voltados para a sedimentação de carbonato de cálcio e silicato magnesiano em um lago alcalino, a fim de simular as mesmas condições de precipitação entre os esferulitos e as argilas magnesianas que ocorrem no Pré-sal. Os autores então observaram que os esferulitos e as argilas magnesianas foram provavelmente depositadas em uma água com elevado pH (~10-10.5) com uma concentração de sílica e cátions alcalinos, tipicamente de uma rocha intermediária a félsica. Nesse mesmo experimento foi sugerido que, para o lago alcalino, a precipitação de $CaCO_3$ na forma esférica necessitaria de modestas concentrações de Ca^{++} (o equivalente a 0,5-1 mmol/Kg). Os estudos indicaram que não foi necessária uma concentração elevada de ácidos orgânicos, mediação biológica, nem uma “matriz” de gel para o $CaCO_3$ atingir a morfologia esférica, e sim, o controle crucial seria o pH elevado e as concentrações de SiO_2 presentes.

Nos depósitos carbonáticos do lago da Escócia, East Kirkton limestone, ocorrem calcitas esferulíticas assim como nos carbonatos do Pré-sal, nesse caso não há evidências que o precursor teria sido a aragonita nem que ocorreu o neomorfismo da fábrica de calcita substituindo seletivamente a aragonita (ROGERSON *et al.*, 2017a). Ross (1991) relata duas características importantes para se interpretar que ocorreu a formação originalmente da calcita e não da aragonita. A primeira diz respeito aos tipos de terminações dos cristais de calcita. Segundo o autor o neomorfismo da aragonita produz uma fábrica prismática escalonada, com terminações quadradas, enquanto que o neomorfismo da calcita produz uma fábrica com os eixos

dos cristais paralelos e alongados (Figura 64). A segunda evidência são as microinclusões de dolomita, que indicariam a formação original da calcita. Sendo assim interpreta-se que os esferulitos da Formação Barra Velha teriam se precipitado como calcita originalmente e não como aragonita.

Figura 64 - Desenho esquemático da recristalização da calcita e da aragonita



Legenda: A) Desenho ilustrativo do neomorfismo da calcita. B) Desenho ilustrativo do neomorfismo da aragonita. Fonte: Modificado de ROSS, 1991.

Onde os esferulitos se formam, abaixo da superfície sedimento-água ou acima da superfície sedimento-água? Muitos pesquisadores argumentam que os esferulitos seriam precipitados em qualquer tipo de sedimento, filossilicato magnesiano, fácies laminíticas ou ainda orgânicas (HERLINGER JR.; ZAMBONATO; DE ROS, 2017; FARIAS, 2018), desde que esteja saturado de uma salmoura rica em carbonato de cálcio.

Outros acreditam que possam ocorrer esferulitos que se precipitem acima do substrato sedimento-água. Para essa hipótese, algumas evidências são elucidadas. A ausência de inclusões sedimentares dentro do esferulito é um argumento utilizado para essa hipótese, segundo Rogerson *et al.* (2017b). Para os poços estudados nesse trabalho, é completamente descartada a hipótese dos esferulitos se formarem acima do sedimento-água. Os esferulitos aqui descritos possuem quantidades significativas de inclusões como, grãos terrígenos e intraclasto de filossilicato magnesiano. Além disso, comumente possuem textura do arcabouço classificado como frouxo ou aberto, ou seja, indicando que houve um material pretérito no qual o esferulito se formou dentro.

Duas hipóteses foram aqui levantadas para a formação dos esferulitos da Formação Barra Velha, na área de estudo. A primeira hipótese assume que os esferulitos se formaram dentro de um substrato predominantemente organo-químico. Esse substrato teria sofrido degradação gerando esferulitos porosos. No entanto a ausência de texturas típicas de depósito gerado por atividades de comunidades microbianas como aqueles caracterizados na literatura (BURNE; MOORE, 1987; DEMICO; HARDIE, 1985; MONTY, 1976) não corrobora com a hipótese da formação dos esferulitos em um substrato predominantemente organo-químico.

Outros dois pontos que não favorece esta hipótese é, a espessura dos depósitos de esferulitos e o tamanho dos esferulitos. A espessura dos depósitos de esferulitos segundo Bahniuk *et al.* (2015) e Okumura *et al.* (2012) são da ordem de milímetros a poucos centímetro enquanto que os depósitos de esferulitos observados nos poços BS-A e BS-B, chegam a ter até 1 metro de espessura sem intercalações com outras fácies. E por último, o tamanho dos esferulitos descritos como de origem microbial (CHEKROUN *et al.*, 2004; RIVADENEYRA *et al.*, 2006) são em torno de 2,5x até 20x menores que os tamanhos dos esferulitos descritos neste trabalho (~0,25 a ~2mm).

Na segunda hipótese, os esferulitos tanto do alto estrutural (BS-A) quanto do baixo estrutural (BS-B) se formam em substrato composto predominantemente por filossilicato magnésiano, porém apenas no baixo estrutural houve as condições ideais para a preservação do argilomineral, resultando em esferulitos não porosos, enquanto no alto estrutural, o argilomineral teria sido totalmente dissolvida e/ou substituída, resultando em esferulitos porosos. Esta hipótese é considerada mais plausível, uma vez que nos dois poços estudados os esferulitos são muito semelhantes (forma externa, tamanho e tipo de extinção), além da ocorrência de “dolomita lamelar”. A presença da “dolomita lamelar” pode ser um forte indício que houve o argilomineral, porém em algum momento foi dissolvido e/ou substituído.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os esferulitos da Formação Barra Velha (FBV) na área estudada apresentam variações de tamanho, forma, tipo de extinção e presença ou não de inclusões de grãos (grãos detríticos, intraclastos de argilominerais, pelóides e fósseis). No poço do alta estrutural (BS-A) os esferulitos tendem a ter tamanhos maiores em comparação aqueles do baixo estrutural (BS-B), sendo que os de tamanho muito grande foram observados somente no poço BS-A. Em ambos os poços existe a tendência de aumento dos tamanhos dos esferulitos em direção ao topo da FBV. Quanto à forma, esferulitos do tipo composto ou coalescido ocorrem em maior quantidade no poço BS-A, possivelmente devido a uma maior taxa de precipitação de carbonato no alto estrutural. No poço BS-B é mais comum a presença de inclusões de grãos nos esferulitos, possivelmente devido a maior contribuição de grãos detríticos e intraclastos de argilominerais no baixo estrutural. Com relação ao tipo de extinção, não houve diferenças significativas entre os poços e nem tendências ao longo da FBV.

Análises químicas nos esferulitos mostraram aumento no teor de Mg em direção ao topo da FBV, provavelmente devido a progressiva concentração deste elemento em um ambiente cada vez mais evaporítico. Também foi observado que esferulitos com maior quantidade de inclusões de grãos apresentaram um discreto aumento no teor de Al e Mg. Duas possibilidades de interpretação para o aumento destes elementos seriam: (1) relação direta com a composição das inclusões de grãos nos esferulitos, como por exemplo minerais ricos em Al e Mg (mica, argilomineral magnesiano, ilita, entre outros), os quais teriam causado contaminação nas análises; (2) a chegada de grãos detríticos alteraria a composição da água do lago, enriquecendo-a em Al e Mg, os quais seriam incorporados nos cristais de calcita dos esferulitos.

A fácies esferulítico apresentam variações da textura do arcabouço (de frouxo a muito fechado) e dos minerais interesferulitos, os quais comumente são argilominerais magnesianos singenéticos, dolomitas (romboédrica e lamelar) e sílica (quartzo e calcedônia). Dolomita e sílica ocorrem nos esferulitos de ambos os poços, porém argilomineral magnesiano ocorre somente no poço BS-B. Interpreta-se aqui que no baixo estrutural o argilomineral foi preservado enquanto que no alto teria sido totalmente dissolvido e/ou substituído por outras fases minerais.

Com relação a sucessão vertical de fácies, foram observados ciclos bem definidos, em geral com laminitos na base, passando para esferulitos e em seguida calcário arbustiforme em direção ao topo. No poço BS-A as variações de fácies ocorrem de forma abrupta, enquanto que

no poço BS-B a transição de fácies é gradativa. Interpreta-se que como o poço do baixo apresenta maior lâmina d'água, oscilações do nível do lago teriam afetado de forma menos intensa as condições locais que determinam as fácies, e conseqüentemente a transição entre elas se dá de forma mais gradativa.

A seqüência paragenética dos esferulitos da FBV foi determinada, sendo o argilomineral magnésiano a primeira fácies a se formar, seguida dos esferulitos calcíticos. Dolomita, sílica, dawsonita e outras fases minerais ocorreram durante a eodiagênese. A dissolução do argilomineral magnésiano que ocorre entre os esferulitos durante a eodiagênese seria responsável pela geração de porosidade secundária do tipo interesferulito.

Os esferulitos em geral apresentam porosidade, a qual é bastante variável. Baseado no tipo de poro predominante e em suas características petrofísicas, as quais incluem porosidade, permeabilidade e distribuição de gargantas de poro, estes foram subdivididos em três grupos com relação à sua qualidade como rocha reservatório (alta, intermediária e baixa). O poço BS-B possui maior porcentagem de esferulitos de qualidade reservatório baixa devido a presença de argilomineral magnésiano.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO (Brasil). **2a rodada de partilha da produção: sumário executivo das áreas em oferta.** [S. l.]: ANP, 2017.

ALVES, D. B. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisa da Petrobras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 2, p. 157-176, 1987.

ARTAGÃO, V. M. **Análise estratigráfica de alta resolução aplicada aos depósitos da Formação Barra Velha , Bacia de Santos:** identificação , correlação e mecanismos de controle de ciclos sedimentares. 2018. Dissertação (Mestrado em Análises de Bacias e Faixas Móveis) - Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia Victor de Mello Artagão, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

BAHNIUK, A. M. *et al.* Development of microbial carbonates in the Lower Cretaceous Codo Formation (northeast Brazil): implications for interpretation of microbialite facies associations and paleoenvironmental conditions. **Sedimentology** 62, 155-181, 2015.

BARKER, C. E. *et al.* (ed.). **Luminescence microscopy and spectroscopy:** qualitative and quantitative applications. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 1991. p. 193. (SEPM Short Course, 25).

BAUER, S. M. *et al.* The Barcelona Orthorexia Scale (BOS): development process using the Delphi method. **Eating and Weight Disorders**, [s. l.], v. 11, n. 11, p. 1698-1720, 2018.

BOGGS JR, S.; KRINSLEY, D. **Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks.** Cambridge: Cambridge University Press, 2006.

BOHACS, K. M. *et al.* Lake-Basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. lake basins through space and time. *In:* GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H.; KELTS, K. R. **Lake basins through space and time.** Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 3-34. (AAPG Studies in Geology, 46).

BORGHI, L. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. **Boletim do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, n. 53, p. 1-26, 2000.

BRAISSANT, O. *et al.* Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 73, n. 3, p. 485-490, 2003.

BRINDLEY, G. W.; BROWN, G. **Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification.** London: Mineralogical Society, 1980. (Mineralogical Society Monograph, 5).

BRUNE, S. *et al.* Rifted margin architecture and crustal rheology: Reviewing Iberia-Newfoundland, Central South Atlantic, and South China Sea. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 79, p. 257-281, 2017.

BURNE, R. V.; MOORE, L. S. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. **Palaios**, Tulsa, v. 2, n. 3, p. 241-254, 1987.

BUTCHER, B. A. R.; BOTHA, P. Automated mineralogy derives key characteristics directly from reservoir rock. **The American Oil & Gas Reporter**, Kansas, jan. 2010.

CHABOUREAU, A. C. *et al.* Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: paleotopographic and geodynamic implications. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 604, p. 191-223, 2013.

CHAFETZ, H. *et al.* Origins of carbonate spherulites: implications for Brazilian Aptian pre-salt reservoir. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 365, p. 21-33, 2017.

CHEKROUN, B. K. *et al.* Precipitation and growth morphology of calcium carbonate induced by *Myxococcus xanthus*: Implications for recognition of bacterial carbonates. **Journal of Sedimentary Research**, v. 74, n. 6, p. 868-876, 2004.

DEMICO, R. V.; HARDIE, L. A. Sedimentary structures and early diagenetic feature of shallow marine carbonate deposits. Atlas Series 1. SEPM (265), 1994.

DUPRAZ, C. *et al.* Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 96, n. 3, p. 141-162, 2009.

FALCÃO, L. C. **Estudo faciológico de um intervalo Aptiano do poço SB-1 (Bacia de Santos) e sua comparação com travertinos Quaternários de San Juan, Argentina.** 2015. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2015.

FARIAS, F. A. **Petrogênese de carbonatos acamadados da formação Barra Velha, aptiano da Bacia de Santos.** Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2018.

FOLK, R. L. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. *In*: PRAY, L. C.; MURRAY, R. C. **Dolomitization and Limestone Diagenesis.** Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 1965. p. 14-48. (SEPM Special Publication, 13).

FOURNIER, F. *et al.* The equivalent pore aspect ratio as a tool for pore type prediction in carbonate reservoirs. **AAPG Bulletin.** 2018. In press. hal-01739812.

GARCIA, S. F. M. **Restauração estrutural da halotectônica na porção central da bacia de Santos e implicações para os sistemas petrolíferos.** 2012. Escola de minas departamento geologia. Fundação Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2012.

GARCÍA-VEIGAS, F. J. *et al.* A genetic model for Na-carbonate mineral precipitation in the Miocene Beypazari trona deposit, Ankara province, Turkey. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 294, p. 315-327, 2013.

HERLINGER JR., R.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. Influence of Diagenesis On the Quality of Lower Cretaceous Pre-salt Lacustrine Carbonate Reservoirs from Northern Campos Basin, Offshore Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 87, p. 1285-1313, 2017.

KIRKHAM, A.; TUCKER, M. E. Thrombolites, spherulites and fibrous crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): context, fabrics and origins. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 374, p. 69-84, 2018.

KUKLA, P. A.; STROZYK, F.; MOHRIAK, W. U. South Atlantic salt basins - Witnesses of complex passive margin evolution. **Gondwana Research**, Osaka, v. 53, p. 41-57, 2016.

MALEEV, M. N. Diagnostic features of spherulites formed by splitting of a single-crystal nucleus. Growth mechanism of chalcedony. *Mineralogy and Petrology*, Wien, v. 18, n. 1, p. 1-16, 1972.

MEISTER, P. *et al.* Calcium and magnesium-limited dolomite precipitation at Deep Springs Lake, California. **Sedimentology**, Oxford, v. 58, n. 7, p. 1810-1830, 2011b.

MEISTER, P. *et al.* Magnesium Inhibition Controls Spherical Carbonate Precipitation in Ultrabasic Springwater (Cedars, California) and Culture Experiments. *In*: REITNER, J.; QUÉRIC, N. V.; ARP, G. **Advances in Stromatolite Geobiology**. Amsterdam: Springer, 2011a. p. 101-121.

MEUNIER, A. Why are clay minerals small? **Clay Minerals**, London, v. 41, n. 2, p. 551-566, 2006.

MILANI, E. J. *et al.* Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205, 2007.

MOHRIAK, W.; NEMČOK, M.; ENCISO, G. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. **Geological Society Special Publication**, London, v. 294, n. 1, p. 365-398, 2008.

MONTY, C. L. V. The origin and development of cryptalgal fabrics. *In*: WALTER, M. R. **Stromatolites**. Amsterdam: Elsevier, 1976. p. 193-249. (Developments in Sedimentology, 20).

MOREIRA, J. L. P. *et al.* Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D. Corrigendum to "A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean". **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 103, n. 3-4, p. 197-198, 2010.

OKUMURA, T. *et al.* Textural transition in an aragonite travertine formed under various flow conditions at Pancuran Pitu, Central Java, Indonesia. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 265-266, p. 195-209, 2012.

PIETZSCH, R. *et al.* Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 507, p. 60-80, 2018.

PLATT, N. H.; WRIGHT, V. P. Lacustrine Carbonates: Facies Models, Facies Distributions and Hydrocarbon Aspects. *In*: ANADÓN, P.; CABRERA, L.; KELTS, K. **Lacustrine Facies Analysis**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1991. p. 57-74.

POZO, M.; CALVO, J. P. Madrid Basin (Spain): a natural lab for the formation and evolution of magnesian clay minerals. *In*: POZO, M.; GALÁN, E. (ed.). **Magnesian Clays: characterization, origin & applications**. [S. l.: s. n.], 2015. p. 229-282. (AIPEA Educational Series, 2).

PUEYO, J. J. *et al.* Carbonate and organic matter sedimentation and isotopic signatures in Lake Chungará, Chilean Altiplano, during the last 12.3kyr. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 307, n. 1, p. 339-355, 2011.

RIVADENEYRA, M. A. *et al.* Biomineralization of carbonates by *Halobacillus trueperi* in solid and liquid media with different salinities. **FEMS Microbiology Ecology**, Amsterdam, v. 48, n. 1, p. 39-46, 2004.

RIVADENEYRA, M. A. *et al.* Precipitation of minerals by 22 species of moderately halophilic bacteria in artificial marine salts media: Influence of salt concentration. **Folia Microbiologica**, Praha, v. 51, n. 5, p. 445-453, 2006.

ROGERSON, M. *et al.* Are spherulitic lacustrine carbonates an expression of large-scale mineral carbonation? A case study from the East Kirkton Limestone, Scotland. **Gondwana Research**, Osaka, v. 48, p. 101-109, 2017a.

ROSS, D. J. Botryoidal high-magnesium calcite marine cements from the upper cretaceous of the mediterranean region. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 61, n. 3, p. 349-353, 1991.

RUMBELSPERGER, A. M. B. **Coupling organic and inorganic methods to study growth and diagenesis of modern microbial carbonates**. 2013. Tese (Doutorado em Geomicrobiologia) - Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Zürich, 2013.

SABATO CERALDI, T.; GREEN, D. Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. **Geological Society Special Publication**, London, v. 438, 2016.

SALLER, A. *et al.* Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 100, n. 7, p. 1135-1164, 2016.

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

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. A. **Color guide to the petrography of carbonate rocks**. Tulsa: AAPG Memoir, 2003. p. 474. (AAPG Memoir, 77).

SCHULZE, D. G. Clay minerals. Daniel Hillei. **Encyclopedia of soil in the environment**. West Lafayette, IN, USA, 2005. p. 246-254, 2005.

SELF, C. A. The internal organization of speleothems: notranja zgradba sige. **Acta Carsologica**, Postojna, v. 33, n. 1, p. 245-255, 2004.

SHTUKENBERG, A. G. *et al.* Spherulites. **Chemical Reviews**, Washington, DC, v. 112, n. 3, p. 1805-1838, 2012.

SOUZA, I. A. *et al.* Caracterização das falhas de transferência na porção norte da Bacia de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 109-132, 2008.

SUNAGAWA, I. 1 – Growth Histories of Mineral Crystals as Seen from Their Morphological Features. *In*: BYRAPPA, K ; OHACHI, T. **Crystal growth technology**. Norwich: William Andrew, 2003. p. 1-23.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 77, p. 567-596, 2016.

TERRA, G. J. S. *et al.* Classificações clássicas de rochas carbonáticas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9-29, 2010.

THIRY, M. *et al.* **Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes**. Paris: Ecole des Mines de Paris, 2013. HAL Id : hal-00872214.

TOSCA, N. J.; WRIGHT, V. P. **The formation and diagenesis of mg-clay minerals in lacustrine carbonate reservoirs**. [S. l.: s. n.], 2014.

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

VERRECCHIA, E. P. *et al.* Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO₃ precipitation as a major contributor to crust formation – Reply. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 66, n. 5, p. 1040-1044, 1996.

WARREN, J. K. **Evaporites**. A Geological Compendium. Second Edition. Springer, pp.1822

WORDEN, R. H.; BURLEY, S. D. Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. *In*: BURLEY, S. D. ; WORDEN, R. H. **Sandstone diagenesis: recent and ancient**. Gent: International Association of Sedimentologists, 2003.

WRIGHT, P.; RODRIGUEZ, K. Reinterpreting the South Atlantic Pre-Salt “Microbialite” reservoirs: petrographic, isotopic and seismic evidence for a shallow evaporitic lake depositional model. **First Break**, Oxford, v. 36, n. 5, p. 71-77, 2018a.

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

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. **Cyclicality and carbonate-silicate gel interactions in cretaceous alkaline lakes.** [S. l.: s. n.], 2014.

ANEXO – Tabela de elementos analisados

		Mg (wt%)	Ca (wt%)	Si (ppm)	Ti (ppm)	Al (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Pb (ppm)	Na (ppm)	K (ppm)	P (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	S (ppm)	F (ppm)	Cl (ppm)
E S F E R U L I T O	Média	1	53	5.009	943	324	283	774	1.270	4.022	588	414	131	388	593	681	316	2.570	259
	Mediana	0	53	950	830	110	220	670	900	4.040	500	330	90	340	480	580	270	2.090	190
	Desvio Padrão	1	4	48.637	692	1.471	282	602	1.221	1.463	440	389	220	315	467	486	279	919	270
	Máximo	13	55	939.500	4.190	22.560	3.950	4.830	9.450	11.210	2.830	6.160	2.620	3.980	2.630	2.560	3.440	3.630	3.180
	Mínimo	0	0	10	20	10	10	10	20	60	10	10	10	10	10	10	10	1.990	10
	N° de Amostras	1.193	1.193	1.152	609	484	622	938	860	1.187	573	1.043	637	928	558	765	809	3	1.001
	N° análises abaixo LD	0	0	41	584	709	571	255	333	6	620	150	556	265	635	428	384	1.190	192