

O IMPACTO DE PROCESSOS DIAGENÉTICOS SOBRE A QUALIDADE DE
RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ (ALBIANO), EM
UMA ÁREA DO SUL DA BACIA DE CAMPOS

Leonardo Morejano Halfen

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Programa de Pós-graduação em Engenharia
Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio
de Janeiro, como parte dos requisitos
necessários à obtenção do título de Mestre em
Engenharia Civil

Orientadores: José Luis Drummond Alves
Luiz Fernando De Ros

Rio de Janeiro
Março de 2024

O IMPACTO DE PROCESSOS DIAGENÉTICOS SOBRE A QUALIDADE DE
RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ (ALBIANO), EM
UMA ÁREA DO SUL DA BACIA DE CAMPOS

Leonardo Morejano Halfen

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Orientadores: José Luis Drummond Alves

Luiz Fernando De Ros

Aprovada por: Prof. José Luis Drummond Alves

Prof. Luiz Fernando De Ros

Prof. Luiz Landau

Prof. Claiton Scherer

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2024

Halfen, Leonardo Morejano

O Impacto De Processos Diagenéticos Sobre a Qualidade De Reservatórios Carbonáticos Da Formação Quissamã (Albiano), Em Uma Área Do Sul Da Bacia De Campos/ Leonardo Morejano Halfen – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2024.

XIII, 74 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: José Luis Drummond Alves

Luiz Fernando De Ros.

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2024.

Referências Bibliográficas: p. 68-74.

1. Petrografia, 2. Carbonatos, 3. kwd3. I. Alves, José Luis Drummond *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

“O essencial é saber ver. Saber ver sem estar a pensar. Saber ver quando se vê, sem pensar quando se vê nem ver quando se pensa”.
(Fernando Pessoa)

“Carbonates are born, not made”
(Noel James)

AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente a minha esposa Mariana Sales Assad, por todo amor, carinho, dedicação e companheirismo durante estes últimos anos. Aos meus pais por sempre me fazerem acreditar na educação como um meio de mudança de vida e terem contribuído para todo o meu desenvolvimento educacional e profissional, e por todo suporte ao longo dos anos. Aos meus orientadores José Luiz Drummond Alves e ao meu professor e grande amigo Luiz Fernando De Ros. A Solintec pelo apoio e material fornecido para este estudo, especialmente ao apoio concedido na elaboração desta tese de mestrado. Aos meus amigos, especialmente ao geólogo Garibaldi Armelenti pelas idéias, ajudas e discussões ao longo dos anos e especialmente na elaboração desta tese e todos aqueles amigos e colegas que me ajudaram direta ou indiretamente na elaboração desta tese de mestrado.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

O IMPACTO DE PROCESSOS DIAGENÉTICOS SOBRE A QUALIDADE DE
RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ (ALBIANO), EM
UMA ÁREA DO SUL DA BACIA DE CAMPOS

Leonardo Morejano Halfen

Março/2024

Orientadores: José Luis Drummond Alves

Luiz Fernando De Ros

Programa: Engenharia Civil

Há várias décadas, os reservatórios carbonáticos albianos da Formação Quissamã são um importante alvo para a exploração e produção de petróleo na Bacia de Campos, com grandes campos de petróleo como: Garoupa, Pampo, Espadarte e Linguado. Todavia, a variedade de fácies deposicionais e a influência da diagênese na redução da porosidade e permeabilidade cria grandes desafios para a exploração e produção destes reservatórios. O objetivo deste estudo foi identificar os principais fatores deposicionais e diagenéticos que controlam a porosidade e permeabilidade dos carbonatos albianos no poço 3-OGX-61-RJS, localizado na área de Tubarão Martelo, sul da Bacia de Campos, através de um estudo integrando petrografia, sedimentologia, petrofísica convencional, e análise de perfis petrofísicos. As rochas carbonáticas analisadas incluem calcarenitos oolíticos, oncolíticos, e peloidais, calcirruditos oncolíticos e peloidais e arenitos híbridos, depositados em uma rampa carbonática rasa. Nove petrofácies de reservatórios foram definidas com base nos principais aspectos texturais e composicionais primários e diagenéticos de impacto sobre a porosidade. Os principais processos diagenéticos observados foram a cimentação por calcita, a substituição por dolomita blocosa e pirita, a precipitação de caulinita, a compactação mecânica e química, incluindo estilolitização, e a dissolução eodiagenética e mesodiagenética. A textura e composição primária tiveram relativamente pouco impacto na qualidade dos reservatórios. A cimentação precoce parcial por franjas de calcita e crescimentos sintaxiais ajudou a preservar a porosidade primária dos calcarenitos oolíticos e oncolíticos dos efeitos da compactação. Onde a cimentação eodiagenética foi muito intensa, a porosidade interpartícula foi completamente obliterada. Arenitos peloidais com pouca ou nenhuma cimentação precoce tiveram sua porosidade e permeabilidade extremamente reduzida pelos efeitos da compactação. Estes processos fundamentais atuaram diretamente no controle da porosidade e permeabilidade das rochas estudadas.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

THE IMPACT OF DIAGENETIC PROCESSES ON THE QUALITY OF CARBONATE
RESERVOIRS IN THE QUISSAMÃ FORMATION (ALBIAN), CAMPOS BASIN

Leonardo Morejano Halfen

March/2024

Advisors: José Luis Drummond Alves

Luiz Fernando De Ros

Department: Civil Engineering

Albian carbonate reservoirs of the Quissamã Formation have been an important target for oil exploration and production in the Campos Basin for several decades. Large oil fields include: Garoupa, Pampo, Espadarte and Linguado. The variety of depositional facies and the influence of diagenesis in reducing porosity and permeability create great challenges for the exploration and production of these reservoirs. The objective of this study is to identify the main depositional and diagenetic factors that control the porosity and permeability of Albian carbonates in well 3-OGX-61-RJS, located in the Tubarão Azul area, southern Campos Basin, through a study that integrates petrography, sedimentology, conventional petrophysics, and analysis of petrophysical profiles. Observed lithofacies include oolitic, oncolitic and peloidal calcarenites, oncolithic and peloidal calcirudites, and hybrid arenites, deposited in a shallow carbonate ramp. Nine reservoir petrofacies were defined based on the main primary and diagenetic textural and compositional aspects of impact on porosity. The main observed diagenetic processes were cementation by calcite, replacement by blocky dolomite and pyrite, kaolinite precipitation, mechanical and chemical compaction, including stylolitization, and eodiagenetic and mesodiagenetic dissolution. Texture and primary composition had relatively little impact on reservoir quality. Early partial cementation by calcite rims and syntaxial growths helped preserve the primary porosity of oolitic and oncolitic calcarenites from the effects of compaction. Interparticle porosity was completely obliterated where eodiagenetic cementation was very intense. Peloid sandstones with little or no early cementation show porosity and permeability extremely reduced by the effects of compaction. These fundamental processes acted directly to control the porosity and permeability of the studied rocks.

SUMÁRIO

Capítulo 1 Introdução	1
1.1 Organização do Texto	1
Capítulo 2 Localização e Contexto Geológico	3
2.1 Área de Estudo	3
2.2 Características Gerais da Bacia de Campos	4
2.2.1 Evolução Tectônica e Litoestratigráfica da Bacia de Campos.....	4
2.2.2 Supersequência Rifte	4
2.2.3 Supersequência Pós-Rifte	5
2.2.4 Supersequência Drifte	6
2.2.5 Formação Quissamã	8
Capítulo 3 Materiais e Métodos	10
3.1 Levantamento Bibliográfico	10
3.2 Petrografia Quantitativa.....	10
3.3 Análise de Testemunhos.....	10
3.4 Fotomicrografias e Imagens Digitais	11
3.5 Perfilagem Geofísica e Modelamento Mineralógico.....	12
3.6 Petrofísica Básica	12
Capítulo 4 Rochas Carbonáticas: Conceitos Gerais, Diagênese e Porosidade	14
4.1 Conceitos Gerais Sobre Rochas Carbonáticas	14
4.2 Principais Constituintes das Rochas Carbonáticas.....	15
4.3 Classificação de Rochas Carbonáticas	17
4.4 Diagênese de Rochas Carbonáticas	18
4.5 Produtos e Processos da Diagênese	19
4.5.1 Cimentação	19
4.5.2 Dissolução.....	20
4.5.3 Compactação	21
4.5.4 Substituição.....	22
4.5.5 Micritização	23

4.5.6 Recristalização e Neomorfismo	24
4.6 Eodiagênese Carbonática	25
4.6.1 Ambiente Marinho Freático	26
4.6.2 Ambiente Meteórico Vadoso.....	27
4.6.3 Ambiente Meteórico Freático.....	28
4.6.4 Ambiente de Mistura	30
4.6.5 Ambiente Marinho Vadoso	30
4.7 Mesodiagênese Carbonática	31
4.8 Porosidade em Rochas Carbonáticas.....	34
Capítulo 5 Resultados	37
5.1 Petrografia da Formação Quissamã	37
5.2 Fácies Depositionais da Formação Quissamã	44
5.3 Petrofácies de Reservatório.....	48
5.3.1 Petrofácies de Reservatório da Formação Quissamã	48
Capítulo 6 Discussão.....	52
6.1 Ambiente Depositional da Formação Quissamã.....	52
6.2 Evolução Diagenética da Formação Quissamã.....	54
6.3 Controles diagenéticos da porosidade nas rochas carbonáticas da Formação Quissamã e análogos	57
6.4 Petrofácies e Qualidade de Reservatório da Formação Quissamã	60
6.5 Perfis Petrofísicos da Formação Quissamã	62
6.6 Conclusões.....	66
Referências Bibliográficas	68

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Mapa de localização da Bacia de Campos e do poço estudado.....	3
Figura 2.2 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos (intervalo estudado marcado em vermelho).....	7
Figura 2.3 – (A) Seção Geológica extraída exibindo as unidades estratigráficas, poço e mapa de localização da linha sísmica e o poço estudado. (B) Detalhe da linha sísmica, com a projeção do poço estudado 3-OGX-61-RJS, mostrando o intervalo de estudo e os horizontes sísmicos O intervalo de estudo está compreendido entre o horizonte basal magenta (Topo Lagoa Feia) e o horizonte superior azul claro (Topo Macaé)	9
Figura 3.1 – Scanner de lâminas de alta resolução Zeiss Axio Scan Z1	11
Figura 4.1 – Classificação de rochas carbonáticas de Dunham (1962) e Embry e Klován (1971)	17
Figura 4.2 – Classificação de rochas carbonáticas de Grabau (1904), Brankamp e Powers (1958)	18
Figura 4.3 – Diagrama mostrando efeitos da compactação mecânica	21
Figura 4.4 – Diagrama mostrando efeitos da compactação química	22
Figura 4.5 – Diagrama mostrando o processo de micritização	24
Figura 4.6 – Ambientes diagenéticos propostos por Longman (1980) e a relação entre as zonas diagenéticas	25
Figura 4.7 – Morfologia dos principais cimentos carbonáticos marinhos	27
Figura 4.8 – Diagrama mostrando a morfologia dos principais cimentos carbonáticos meteóricos freáticos e vadosos.....	31
Figura 4.9 – Principais texturas dos cimentos precipitados na mesodiagênese	33
Figura 4.10 – Principais texturas dos cimentos precipitados na mesodiagênese	34
Figura 4.11 – Tipos de porosidade seletiva em relação à fábrica.....	35
Figura 4.12 – Tipos de porosidade seletivos e não seletivos em relação à fábrica	35
Figura 4.13 – Classificação petrológica/petrofísica da porosidade em rochas carbonática de Lucia (1983, 1995)	36
Figura 5.1 – Principais tipos litológicos e constituintes primários característicos das rochas carbonáticas da formação Quissamã: A) Calcarenito oolítico com porosidade primária preservada. Polarizadores descruzados (//P). B) Calcarenito oolítico com oolitos policompostos. //P. C) Calcarenito oncolítico composto por oncolitos, pelóides e bioclastos. //P. D) Calcirrudito oncolítico composto por oncolitos e pelóides. Polarizadores cruzados (XP). E) Calcirrudito composto por oncolitos e pelóides com	

intensa compactação e estilolitos. //P, F) Arenito híbrido composto por grãos de quartzo, feldspatos e bioclastos de bivalves. XP	39
Figura 5.2 – Constituintes diagenéticos característicos das rochas carbonáticas da formação Quissamã: A) Franjas de calcita cobrindo as partículas em calcarenito oolítico. //P. B) Crescimentos syntaxiais de calcita em torno de bioclastos de equinóides, //P. C) Calcarenito oncolítico cimentado por calcita em mosaico nos poros intrapartícula e interpartícula. //P. D) Calcarenito oncolítico cimentado por calcita em mosaico drusiforme. //P. E) Cristais de dolomita blocosa em poro intrapartícula em oolito. //P F) Dolomita blocosa preenchendo poro interpartícula. XP.....	41
Figura 5.3 – Aspectos da porosidade das amostras analisadas: A) Porosidade interpartícula primária. //P. B) Porosidade intrapartícula em oolitos e oncolitos. XP C) Porosidade vugular; //P. D) Porosidade intragranular e móldica em arenito híbrido. //P. E) Microporosidade em oolitos. //P. F) Porosidade de fratura (setas pretas) e intrapartícula. //P.....	43
Figura 5.4 – Seção litológica colunar do testemunho analisado no poço 3-OGX-61-RJS	45
Figura 5.5 – Principais fácies analisadas no poço 3-OGX-61-RJS: A) Calcarenito peloidal (CAP) com estilolitos. B) Calcarenito oncolítico (CAO). C) Arenito híbrido (ArH) saturado com óleo. D) Calcarenito oolítico (CAOO), E) Calcirrudito oncolítico (CRO). F) Calcirrudito peloidal (CRP)	47
Figura 5.6 – Características petrográficas nas principais petrofácies de reservatório da Formação Quissamã: A) CAOPO: petrofácies de reservatório de boa qualidade, com porosidade interpartícula primária preservada. //P B) CAONPO, petrofácies de reservatório de boa qualidade, com porosidade interpartícula primária preservada. //P C) ARHB: petrofácies de reservatório de qualidade média devido à dissolução de bioclastos e feldspatos. //P D) CAOOCI: petrofácies de reservatório de má qualidade, com porosidade reduzida pela cimentação por calcita. //P. E) CAPECO: não-reservatório, devido a intensa compactação. //P. F) CRONCO: petrofácies de reservatório de má qualidade, devido a intensa compactação. //P.....	51
Figura 6.1 – Modelo deposicional inferido para a plataforma carbonática Albiana da Bacia de Campos	54
Figura 6.2 – Sequência diagenética esquemática das amostras analisadas da Formação Quissamã. A espessura das barras representa a intensidade de cada processo.....	55
Figura 6.3 – Gráficos de permeabilidade versus porosidade petrofísica e porosidade petrográfica para as petrofácies definidas.....	61

Figura 6.4 – Gráficos do volume de cimentos carbonáticos x porosidade petrográfica e permeabilidade nas amostras analisadas, mostrando a redução da macroporosidade e da permeabilidade pela cimentação.....	62
Figura 6.5 – Assinaturas de perfis e análises petrofísicas da seção do Albiano inferior no poço 3-OGX-61-RJS. 1- Raios gama (linha verde) e Cáliper (linha marrom tracejada). 2- Profundidade	65
medida. 3- Intervalo testemunhado. 4- Resistividade Profunda (linha vermelha tracejada), Resistividade Média (linha azul contínua) e Resistividade rasa (linha preta pontilhada). 5- Registros sônicos das ondas Compressional (linha preta) e Cisalhante (linha rosa). 6- Densidade (linha vermelha) e Nêutrons (linha azul tracejada). 7- Fator fotoelétrico (linha rosa pontilhada) e Correção da densidade (linha preta tracejada). 8- Porosidade total (linha preta contínua) e Porosidade petrofísica (pontos vermelhos). 9- Porosidade efetiva (linha azul contínua) e Porosidade petrográfica (pontos pretos). 10 a 15- Perfis mineralógicos calculados e dados petrográficos. Perfil de Calcita (azul), , Sílica (amarelo) e Argila (verde). Teores petrográficos de calcita (pontos azuis claros), dolomita (pontos azuis escuros) e silicatos (pontos laranja), argila (pontos rosa). 16- Densidade da matriz calculada (linha preta) e Densidade de grãos medida em laboratório (pontos vermelhos)	65
Figura 6.6 – Gráfico de porosidade petrofísica x permeabilidade das amostras estudadas	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Principais constituintes primários da Formação Quissamã analisados nas amostras do poço 3-OGX-61-RJS	38
Tabela 2 – Principais constituintes diagenéticos da Formação Quissamã analisados nas amostras do poço 3-OGX-61-RJS	42
Tabela 3 – Principais tipos de poros observados nas amostras do poço 3-OGX-61-RJS	44
Tabela 4 – Tabela de fácies da seção estudada no poço 3-OGX-61-RJS.....	46
Tabela 5 – Valores médios da Macroporosidade, Microporosidade, Permeabilidade e a classificação da Qualidade de Reservatório para as petrofácies reconhecidas nas amostras estudadas	62

Capítulo 1

Introdução

A Bacia de Campos, localizada na margem leste brasileira, é uma das bacias mais produtivas do Brasil, atualmente responsável por aproximadamente 30% da produção de óleo e aproximadamente 20% da produção de gás natural de acordo com dados da Agência Nacional do Petróleo (ANP). Muitas rochas-reservatório são conhecidas e exploradas na Bacia de Campos, em diferentes níveis estratigráficos, em diversos plays exploratórios. Entre estes reservatórios, destacam-se os calcarenitos da fase drifte da Formação Quissamã do Grupo Macaé (Albiano), que são objetos exploratórios de grandes campos como Pampo, Badejo e Linguado (ANP, 2023). Estes reservatórios carbonáticos marinhos de água rasa contêm importantes acumulações de petróleo no centro da Bacia de Campos, e são de grande interesse tanto para a indústria quanto para pesquisas científicas. Estas rochas possuem uma evolução diagenética com diferentes níveis de intensidade que geraram intensos processos de cimentação, compactação e dissolução que impactaram a permeabilidade e porosidade destes importantes reservatórios.

O principal objetivo deste trabalho é desenvolver um estudo integrado envolvendo caracterização petrográfica quantitativa de lâminas delgadas, descrição detalhada de testemunhos, fotomicrografias digitais em alta resolução, dados petrofísicos de porosidade e permeabilidade e análise de perfis petrofísicos, visando ampliar a compreensão dos fatores paleoambientais deposicionais e diagenéticos controladores da qualidade de reservatório dessas rochas. A compreensão destes processos, produtos e padrões deverá contribuir para reduzir os riscos de exploração e otimizar a produção dos reservatórios Quissamã, assim como de outras unidades carbonáticas análogas.

1.1 Organização do Texto

A presente dissertação é estruturada em seis capítulos em que serão abordados os seguintes tópicos:

Capítulo 1 – Apresenta uma introdução geral e os principais objetivos a serem realizados nesta dissertação.

Capítulo 2 – Apresenta a localização da área de estudo e uma revisão bibliográfica da Geologia Regional da área de estudo.

Capítulo 3 – Apresenta a metodologia utilizada neste estudo de maneira detalhada.

Capítulo 4 – Apresenta uma revisão conceitual de Diagênese de rochas carbonáticas marinhas.

Capítulo 5 – Apresenta os resultados do estudo realizado nesta dissertação de mestrado.

Capítulo 6 – Apresenta a discussão e as conclusões deste estudo.

Capítulo 2

Localização e Contexto Geológico

2.1 Área de Estudo

A Bacia de Campos localiza-se na margem leste brasileira (Figura 2.1). Seus limites são delimitados por dois altos estruturais, um ao norte denominado Alto de Vitória (que a separa da Bacia do Espírito Santo) e outro ao sul, chamado Alto de Cabo Frio (que constitui o seu limite com a Bacia de Santos). Possui uma área aproximada de 115.000 km², dos quais 95% são offshore, sob lâmina d'água de até 3400 m (WINTER; et. al, 2007). O poço exploratório 3-OGX-61-RJS, analisado neste estudo, foi perfurado na parte sul da Bacia de Campos, entre os campos de Tubarão Azul, Peregrino e Maromba, como é mostrado na Figura 2.1

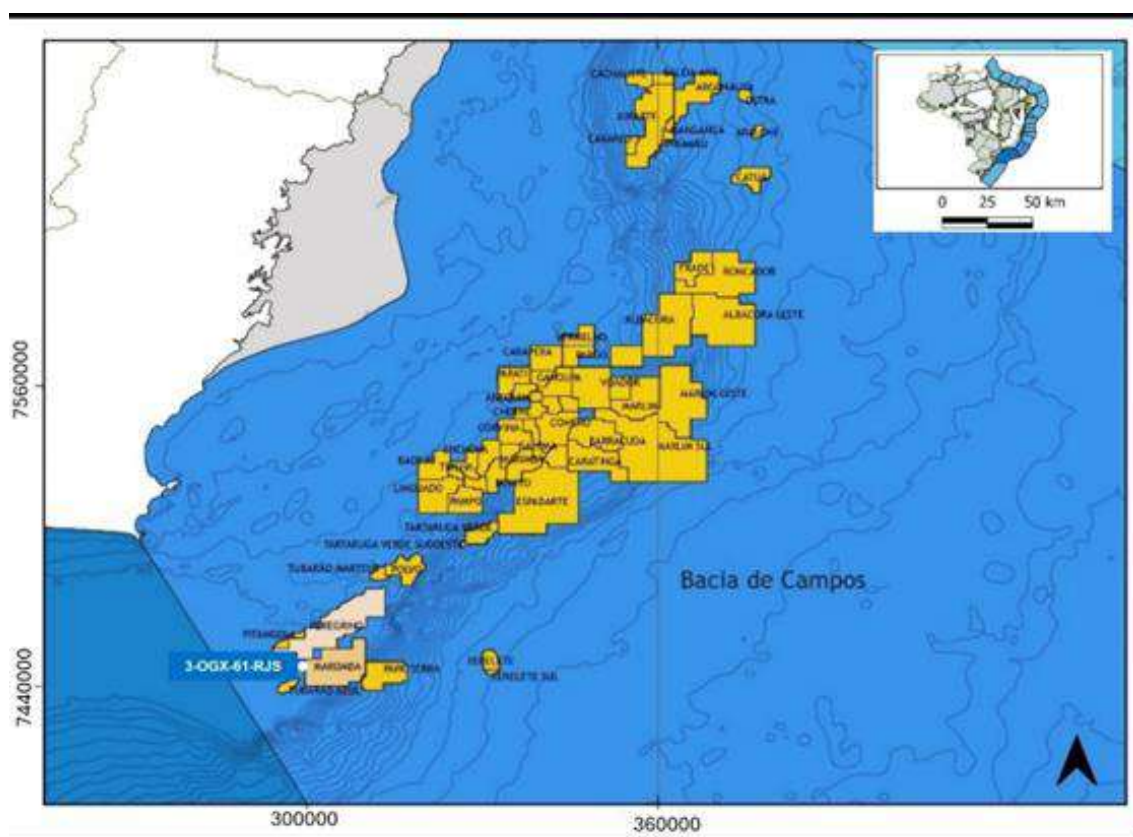


Figura 2.1 - Mapa de localização da Bacia de Campos e do poço estudado. Fonte o próprio autor:

2.2 Características Gerais da Bacia de Campos

A origem e evolução da Bacia de Campos estão ligadas ao rompimento do supercontinente Gondwana pelo rifteamento que separou a África da América do Sul no Cretáceo Inferior (ABRAHÃO; WARME, 1990;). Na região, este processo iniciou-se há cerca de 140 M.a. (Eocretáceo). Sua história evolutiva, como em outras bacias marginais do Brasil, apresentou os estágios rifte, drifte e margem passiva, sendo a Bacia de Campos classificada como uma bacia típica de margem divergente (CHANG; et. al, 1990).

A carta estratigráfica mais recente da bacia foi proposta por WINTER; et. al, (2007) (Figura 2.2). O preenchimento da Bacia de Campos foi dividido por estes autores em quatro pacotes principais: Formação Cabiúnas, Grupo Lagoa Feia, Grupo Macaé e Grupo Campos. O embasamento da bacia é composto por gnaisses pré-cambrianos, da Província Ribeira, de idade Proterozóica (CAINELLI; MOHRIAK, 1999; WINTER; et. al, 2007).

2.2.1 Evolução Tectônica e Litoestratigráfica da Bacia de Campos

As características das unidades litoestratigráficas da Bacia de Campos refletem os estágios da sua evolução tectono-sedimentar (ASMUS; GUAZELI, 1981; CHANG; et. al, 1990; DIAS et. al, 1990; GUARDADO et al., 2000). O preenchimento da Bacia de Campos foi dividido em três supersequências tectono-estratigráficas: rifte, pós-rifte e drifte (WINTER; et. al, 2007), que serão detalhadas a seguir.

2.2.2 Supersequência Rifte

O início do rifteamento é marcado por intenso vulcanismo que originou a Formação Cabiúnas, com extrusão de lavas basálticas e intrusão de diabásios. A Supersequência Rifte foi depositada sobre rochas cristalinas do embasamento da bacia, compostas por gnaisses de idade pré-cambriana da Província Proterozóica Ribeira (MIZUSAKI; et. al, 1998). Os basaltos da Formação Cabiúnas encontram-se fraturados em algumas regiões da bacia, constituindo reservatórios (WINTER; et. al, 2007). Um grande sistema de grabens e horsts foi produzido com a continuação do rifteamento, com falhas SW-NE coincidentes com os lineamentos do embasamento. Ao longo dessas

estruturas iniciou-se uma sedimentação lacustre, que corresponde ao Grupo Lagoa Feia. De acordo com Winter (2007), o Grupo Lagoa Feia ocorre discordantemente sobre a Formação Cabiúnas.

No Grupo Lagoa Feia estão incluídas as formações Atafona, constituída por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente alcalino, caracterizado pela precipitação de argilominerais magnesianos, e a Formação Coqueiro, constituída por depósitos bioclásticos compostos predominantemente por bivalves e outros carbonatos lacustres, intercalados com folhelhos, lateralmente associadas aos sedimentos continentais da Formação Itabapoana, compreendendo conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados, depositados na borda da bacia e dos blocos falhados.

2.2.3 Supersequência Pós-Rifte

A supersequência pós-rifte foi depositada sobre a discordância regional pré-Alagoas em fase de quietude tectônica, sendo formada por parte da Formação Itabapoana e pelas Formações Gargaú, Macabu e Retiro. A Formação Gargaú é composta por calcilitos, margas e arenitos que foram depositados em ambiente costeiro. A Formação Macabu é composta por agregados calcíticos fasciculares e esferulíticos, comumente substituindo argilominerais magnesianos depositados no Aptiano médio e inferior (HERLINGER, et. al, 2017; LIMA; DE ROS, 2019). Estes depósitos foram depositados em ambientes lacustres alcalinos de clima árido, e constituem grandes reservatórios de hidrocarbonetos na Bacia (WRIGHT; BARNETT, 2015; LIMA; DE ROS, 2019).

A Formação Retiro é composta por sedimentos evaporíticos como halita, anidrita, silvinita e carnalita, depositados em um ambiente lagunar sob clima árido, em fase de quietude tectônica representada por falhas extensionais de sobrecarga (tectonismo adiastrófico) (WINTER; et. al, 2007; DIAS et. al, 1990). Este processo está relacionado à formação de grandes diápiros de sal e de muralhas um pouco abaixo da região de quebra da plataforma, no sopé do talude e bacia profunda, afetando principalmente os sedimentos da Fase Pós-Rifte e Drifte (Figura 2.2). A halocinese associada à inclinação da bacia para leste gerou falhas de crescimento que foram ativadas durante o Albiano e persistiram até o Holoceno, e foram decisivas no controle das fácies sedimentares e na formação das trapas para grandes acumulações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos (WINTER; et. al, 2007).

2.2.4 Supersequência Drifte

A Supersequência Drifte corresponde aos grupos Macaé e Campos, depositados em um estágio já associado a tectonismo adiastrófico e regime de subsidência térmica (WINTER; et. al, 2007). O Grupo Macaé estende-se do Albiano ao Cenomaniano e compreende as formações Goitacás, Quissamã com seu Membro Búzios, Outeiro, Imbetiba e Namorado. O Grupo Campos, compreende o intervalo Turoniano ao Recente, e é representado pelas formações Ubatuba, Carapebus, Emborê, Barreiras, e seus membros Tamoios, Geribá, Grussaí, Siri e São Tomé (WINTER; et. al, 2007).

A Formação Quissamã é predominantemente formada por sedimentos depositados em uma rampa carbonática proximal com bancos de alta energia em águas rasas, composta por calcarenitos, calcirruditos oolíticos, oncolíticos, bioclásticos e peloidais. A Formação Outeiro é formada por calcilutitos com biota planctônica, folhelhos e margas (WINTER; et. al, 2007), depositados em ambientes de sedimentação mais profundos e distais (GUARDADO; et. al, 1989; WINTER; et. al, 2007). Já a Formação Imbetiba é formada por lutitos, margas e calcilutitos caracterizando um afogamento da plataforma e o final da sedimentação carbonática. Os depósitos turbidíticos da Formação Namorado são compostos por arenitos acumulados em baixos gerados e controlados pela tectônica salífera durante o Albiano e ocorrem intercalados com os depósitos das Formações Outeiros e Imbetiba. Durante o período Albiano o sal depositado no Aptiano movimentou-se devido ao basculamento progressivo da bacia para leste, à subsidência térmica e à sobrecarga de sedimentos (DIAS et. al, 1990). A Formação Goitacás é constituída por depósitos clásticos proximais de conglomerados e arenitos depositados em leques aluviais e deltaicos.

A Megasequência Marinha Regressiva é composta pela predominância de sucessivas sequências flúvio-deltaicas, com ocorrência de leques deltaicos, plataformas siliciclásticas e turbiditos em águas mais profundas. Esta sedimentação caracteriza-se pelo conjunto de sedimentos predominantemente clásticos progradantes pertencentes ao Grupo Campos. A Formação Emborê é a formação mais proximal, caracterizada por arenitos, calcarenitos e calcirruditos plataformais, e é composta pelo Membro São Tomé, caracterizado por arenitos deltaicos, e pelo Membro Grussaí, com carbonatos bioclásticos predominantemente de algas vermelhas. As formações Ubatuba e Carapebus são compostas por folhelhos, e por arenitos depositados por fluxos turbidíticos. Esses turbiditos estão entre os principais reservatórios da Bacia, configurando grandes campos de petróleo (GUARDADO; et. al, 1989).

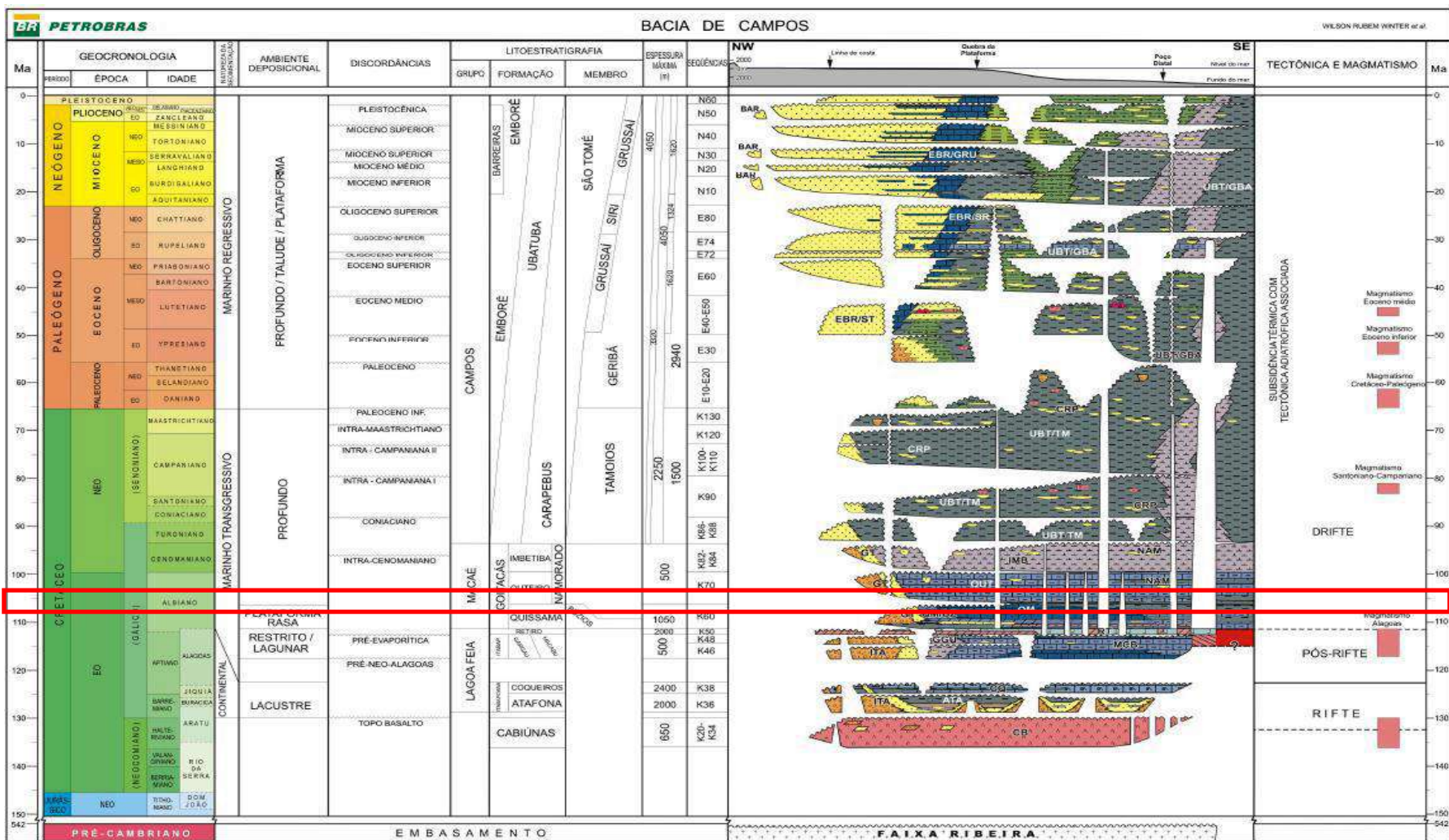


Figura 2.2 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos (intervalo estudado marcado em vermelho). Fonte: WINTER (2007)

2.2.5 Formação Quissamã

A Formação Quissamã, é constituída por rochas carbonáticas com espessura média de 800 m, e distribui-se ao longo de uma faixa com direção NE (SPADINI, et. al, 1988). O limite inferior desta unidade é o contato abrupto com os evaporitos da Formação Retiro. O seu limite superior corresponde a uma superfície de inundação máxima, denominada Marco Glauconítico nas porções proximais da bacia, e Marco Beta regionalmente (WINTER; et. al, 2007; SPADINI, et. al, 1988).

A porção basal da Formação Quissamã é caracterizada por fácies de planície de maré, com intervalos dolomitizados (Membro Búzios). Os carbonatos do Membro Búzios foram depositados diretamente sobre os evaporitos da Formação Retiro (RANGEL et. al, 1994) e afetados por diagênese precoce que causou sua dolomitização. Essas rochas apresentam um sistema poroso complexo com *vugs*, fraturas e brechas que costumam causar perda de circulação na perfuração de poços (WINTER; et. al, 2007). A deposição destes carbonatos ocorreu num ambiente marinho restrito de águas muito rasas, que progressivamente evoluíram para um sistema um pouco mais aberto, em uma configuração do tipo rampa. As fácies predominantes nesse sistema compreendem calcilutitos peloidais, depositados em planícies de maré, calcarenitos peloidais com bioclastos, associados a ambientes lagunares, e escassos calcarenitos e calcirruditos oolíticos/oncolíticos que geraram os cinturões arenosos mais robustos das sucessões mais jovens (SPADINI, et. al, 1988). Em relação conteúdo paleontológico, esta sucessão é caracterizada por organismos como gastrópodes, algas vermelhas, foraminíferos bentônicos, e calciesferas (DIAS-BRITO, 1999).

O sistema carbonático evoluiu durante o processo transgressivo com isto ocorreu aumento do espaço de acomodação e a formação de bancos oolíticos/ oncolíticos (*shoals*). Os altos estruturais gerados pela halocinese influenciaram os processos deposicionais (SPADINI, et. al, 1988; DIAS et al., 1990; Figura 2.3). As fácies de alta energia, relacionadas a barras ativas, e as de moderada energia, associadas a barras estabilizadas e regiões interbarras, correspondem respectivamente a calcarenitos oolíticos/oncolíticos/peloidais e a calcirruditos oncolíticos peloidais e bioclásticos, enquanto as fácies de baixa energia compreendem calcilutitos peloidais com bioclastos.

Os sedimentos da Formação Quissamã foram depositados em sistemas marinhos hipersalinos de circulação restrita segundo Dias-Brito e Azevedo (1986), com altas taxas de evaporação, como corroborado por dados isotópicos de carbono e oxigênio (ROBAINA et al., 1993).

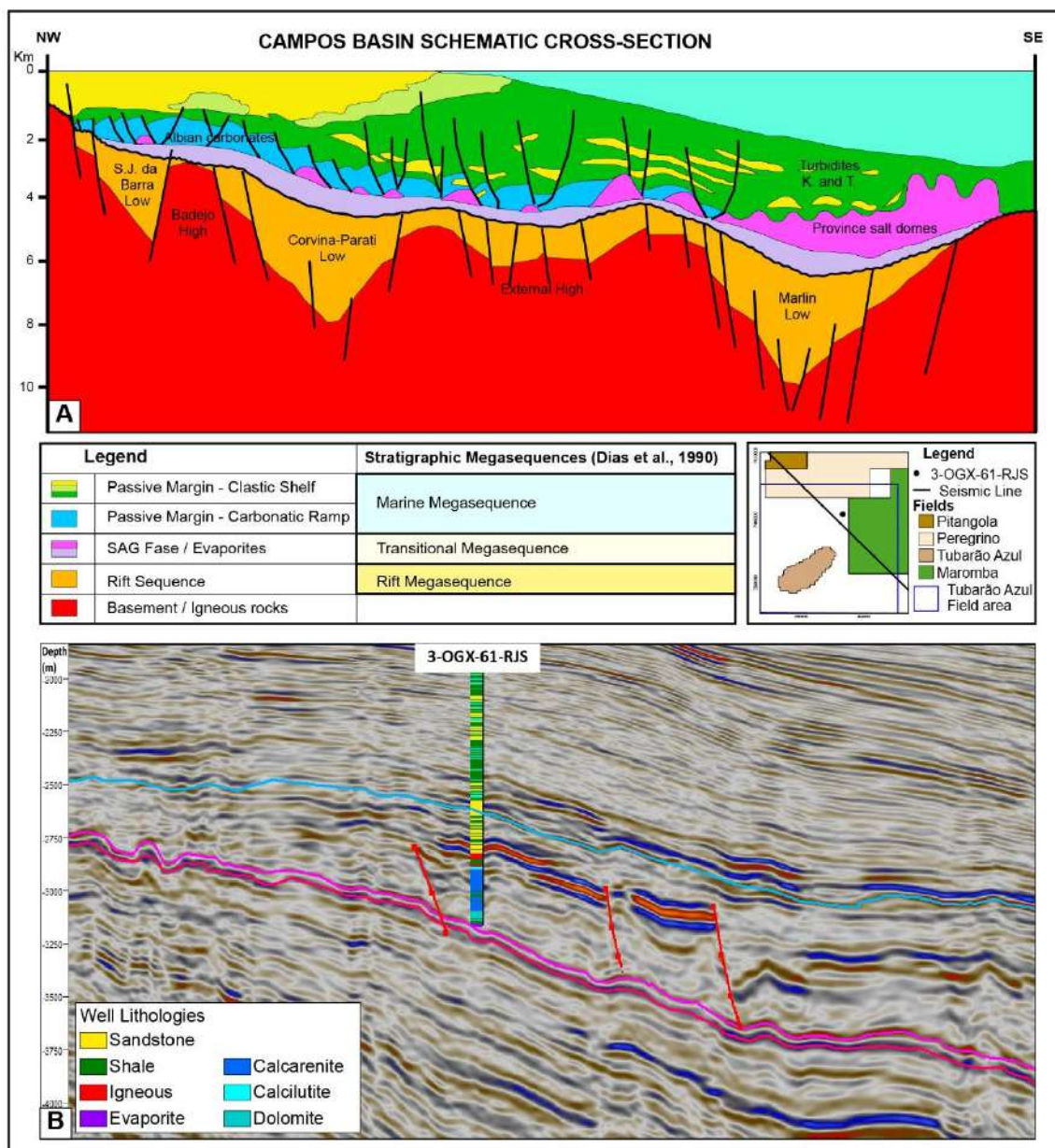


Figura 2.3 – (A) Seção Geológica extraída exibindo as unidades estratigráficas, poço e mapa de localização da linha sísmica e o poço estudado. (B) Detalhe da linha sísmica, com a projeção do poço estudado 3-OGX-61-RJS, mostrando o intervalo de estudo e os horizontes sísmicos. O intervalo de estudo está compreendido entre o horizonte basal magenta (Topo Lagoa Feia) e o horizonte superior azul claro (Topo Macaé). Fonte: Modificado de ARMELENTI et al., 2021.

Capítulo 3

Materiais e Métodos

3.1 Levantamento Bibliográfico

Foi realizado uma compilação da literatura referente à evolução estratigráfica da Bacia de Campos, focada na sedimentação e diagênese da Formação Quissamã. Ademais, foi feita uma revisão da literatura sobre a porosidade e diagênese em rochas carbonáticas marinhas rasas, sobre os perfis geofísicos e sobre a petrofísica básica, importantes para a interpretação dos resultados obtidos neste trabalho.

3.2 Petrografia Quantitativa

Foram descritas 50 lâminas delgadas preparadas de plugues dos testemunhos da Formação Quissamã do poço 3-OGX-61-RJS. Todas as lâminas foram impregnadas com resina epóxi azul para identificar os diferentes tipos de poros presentes nas amostras. As lâminas foram tingidas com solução de alizarina vermelha e ferrocianeto de potássio (DICKINSON, 1965; TUCKER, 1988), para distinção das espécies de carbonatos. A quantificação petrográfica foi realizada através da contagem de 300 pontos por lâmina ao longo de transectas perpendiculares à estrutura deposicional. Os aspectos de estrutura, fábrica e textura das amostras, sua composição primária, tipos e relações paragenéticas dos constituintes diagenéticos, e tipos de poros, foram registrados utilizando o software Petroledge® (DE ROS, et. al, 2007). As amostras foram classificadas utilizando a nomenclatura criada por Grabau (1904) e modificada por Brankamp e Powers (1958). Petrofácies de reservatório foram definidas utilizando o conceito proposto por De Ros e Goldberg (2007), visando uma avaliação dos parâmetros primários e diagenéticos que controlam e impactam a porosidade e a permeabilidade das amostras estudadas.

3.3 Análise de Testemunhos

Foram descritos 36,11 metros de testemunhos de sondagem do poço exploratório 3-OGX-61-RJS, em escala 1:50. A descrição dos aspectos texturais e a interpretação faciológica dos testemunhos teve o suporte da caracterização petrográficas

das lâminas analisadas. No total 6 fácies foram identificadas na descrição detalhada do testemunho.

3.4 Fotomicrografias e Imagens Digitais

Foram adquiridas fotos digitais das principais feições texturais, composicionais primárias e diagenéticas e da porosidade das lâminas analisadas em um microscópio petrográfico Zeiss Axio Imager A2 com uma câmera Axio. Além disso, as lâminas foram escaneadas e digitalizadas no equipamento Zeiss Axio Scan Z1 (Figura 3.1) na empresa Solintec. Esse equipamento permitiu digitalizar as lâminas estudadas em alta resolução com o software Zen Blue 3.1, obtendo-se um robusto banco de dados fotomicrográfico das amostras analisadas



Figura 3.1 –Scanner de lâminas de alta resolução Zeiss Axio Scan Z1. Fonte: o próprio autor

3.5 Perfilagem Geofísica e Modelamento Mineralógico

Perfis elétricos de raios gama, resistividade, densidade e sônico do poço 3-OGX-61- RJS foram integrados às descrições dos testemunhos e carregados no software Techlog e calibrados pelos dados das lâminas petrográficas para gerar um log mineralógico. O perfil de raios gama (GR) mede a radioatividade total emitida devido à presença de isótopos instáveis em alguns minerais e fluidos, principalmente em rochas ricas em argilominerais, como os folhelhos. Este perfil é muito utilizado na identificação litológica, distinguindo principalmente materiais argilosos de não argilosos. O perfil de resistividade (ILD) reflete a capacidade que as rochas ou fluidos em dificultar a passagem de corrente elétrica. Esse parâmetro decresce com o aumento da porosidade saturada de água em cada intervalo medido em ohms por metro (ASQUITH; GIBSON, 1982). No perfil de densidade são registradas as densidades médias das rochas em g/cm³ ou Kg/cm³, incluindo a matriz sólida e o fluido dos poros. O perfil de densidade é utilizado para estimar a porosidade, identificar litologias e as zonas de gás, normalmente combinado com o perfil neutrônico (ASQUITH; GIBSON, 1982). O perfil sônico (DT) mede a diferença nos tempos de trânsito das ondas acústicas nas rochas, muito utilizado para estimativa da porosidade, do grau de compactação ou das constantes elásticas das rochas, correlação poço a poço, detecção de fraturas e apoio à sísmica para elaboração de sismogramas. O modelo de perfil mineralógico utilizado neste trabalho foi calculado para o percentual de calcita, dolomita, sílica e argila, com base nos perfis de raios gama, densidade, nêutrons, resistividade e sônico) e nas análises de petrofísica básica, calibrados pelas informações da quantificação petrográfica.

3.6 Petrofísica Básica

Dados de petrofísica básica (porosidade e permeabilidade) do poço estudado foram fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). A porosidade e a permeabilidade são as principais propriedades petrofísicas para o estudo de reservatórios de petróleo. A porosidade é definida como a percentagem de volume não sólido, em relação ao volume total, e está relacionada com a capacidade da rocha em armazenar fluidos. A porosidade é chamada absoluta quando corresponde percentagem total de vazios, e efetiva quando corresponde ao volume de poros conectados entre si (LUCIA, 2007). A permeabilidade é a capacidade do meio poroso em conduzir fluidos, podendo ser absoluta (fluido em uma única fase) ou relativa (com dois ou mais fluidos). Os dados das análises de permeabilidade e porosidade petrofísica foram integrados

com os de petrografia óptica para a determinação das petrofácies de reservatório caracterizadas neste estudo. Os valores de microporosidade dos diferentes tipos litológicos foram calculados pela subtração da macroporosidade petrográfica da porosidade petrofísica total.

Capítulo 4

Rochas Carbonáticas: Conceitos Gerais, Diagênese e Porosidade

4.1 Conceitos Gerais Sobre Rochas Carbonáticas

As rochas carbonáticas são rochas sedimentares constituídas por mais de 50% de minerais carbonáticos (TUCKER; WRIGHT, 1990), sendo os principais minerais a calcita (CaCO_3 ; sistema cristalino trigonal) a dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; sistema cristalino trigonal) e a aragonita (CaCO_3 ; sistema cristalino ortorrômbico). A aragonita e a calcita são os minerais que compõem, em grande parte os sedimentos carbonáticos modernos (TUCKER; WRIGHT, 1990). De acordo com o conteúdo de magnésio, a calcita é subdividida em: calcita pobre em magnésio (menos de 4 mol% MgCO_3) e calcita rica em magnésio (mais de 4 mol% MgCO_3). As rochas carbonáticas são depositadas em um sistema biológico e químico balanceado e muito delicado (JAMES; JONES, 2016). As rochas carbonáticas são formadas por processos biológicos ou químicos dentro da própria bacia de deposição.

Enquanto as rochas siliciclásticas são formadas pela erosão, transporte e deposição de materiais alóctones, nas rochas carbonáticas os grãos são gerados e depositados no mesmo lugar ou apenas sofrendo transporte local. Entre os principais condicionantes da deposição de sedimentos carbonáticos destacam-se: a luz, a temperatura, a profundidade da lâmina da água, os nutrientes, salinidade e oxigenação da massa da água (TUCKER; WRIGHT, 1990; JAMES; KENDALL 1992). A maior parte dos sedimentos carbonáticos resulta de processos químicos e principalmente de processos bioquímicos, que ocorrem em ambientes marinhos rasos em águas claras e quentes. Mais de 90% dos sedimentos carbonáticos modernos são de origem biológica e formados em ambientes marinhos (WILSON, 1975; TUCKER; WRIGHT, 1990; MOORE; WADE, 2013)

A aragonita e a calcita magnesiana, principais minerais formadores de sedimentos carbonáticos marinhos, como são extremamente suscetíveis às modificações diagenéticas, comumente sofrendo neomorfismo para calcita de baixo teor de magnésio, dolomitização ou dissolução já na sua diagênese inicial. A água do mar é saturada em carbonato de cálcio, o que permite que muitos sedimentos depositados em águas rasas possam ser cimentados logo após a sua deposição. A percolação de águas

meteóricas, os processos atuantes durante o soterramento e durante a exposição podem promover profundas alterações diagenéticas, como dissolução, recristalização, cimentação e substituição, alterando a fábrica e a composição das rochas carbonáticas. As rochas carbonáticas podem apresentar constituintes acessórios, como quartzo, argilominerais, pirita, hematita, glauconita e fosfatos.

Outra diferença entre as rochas carbonáticas e siliciclásticas deve-se à presença de organismos bioconstrutores, como os corais, capazes de gerar arcabouços complexos com alto potencial de crescimento, capazes de resistir à ação de ondas e correntes e acompanhar as variações do nível do mar (JAMES; KENDALL, 1992; JAMES; JONES, 2016). As rochas carbonáticas possuem texturas e estruturas muito complexas e muitas vezes relacionadas a atuação direta ou indireta de organismos. Entre as principais estruturas das rochas carbonáticas destacam-se a estratificação (podendo ser paralela, cruzada, tangencial), a bioacumulação, nódulos e concreções, laminação (normalmente diagenética gerada por alternância de níveis cimentados e não cimentados, mas que pode ser primária por variação da granulometria), e as construções orgânicas.

4.2 Principais Constituintes das Rochas Carbonáticas

Os principais constituintes de rochas carbonáticas são as partículas aloquímicas, a matriz e os cimentos (TUCKER; WRIGHT, 1990).

As **partículas aloquímicas** são geradas no próprio ambiente de deposição (TUCKER; WRIGHT, 1990; JAMES; JONES, 2016), incluindo:

a) Oolitos (ou oóides) são grãos esféricos a subesféricos com cerca de 0,2 a 0,5 mm de diâmetro caracterizados por estrutura interna formada por envelopes concêntricos contínuos ao redor de um núcleo. Envelopes finos podem recobrir superficialmente os grãos ou agregar dois ou mais oolitos, gerando oolitos policompostos. O tamanho dos oolitos reflete uma combinação de condições ambientais, como a taxa de crescimento da plataforma carbonática, agitação das águas e abrasão (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003; FLUGEL, 2004). Alguns oolitos, particularmente os formados em ambientes hipersalinos mostram estrutura radial, além da concêntrica.

b) Oncolitos (ou oncóides) são grãos arredondados, formados por acreção microbial concêntrica de envelopes irregulares. Sua origem está relacionada à acreção de carbonato por cianobactérias, comumente envolvendo o trapeamento de partículas

sedimentares pelas cianobactérias (TUCKER; WRIGHT, 1990; FLUGEL, 2004). Os oncolitos possuem tamanhos variados, podendo ser menores que 1 mm ou alcançar até 10 cm de diâmetro em sedimentos recentes como os bancos das Bahamas (WILSON, 1975; JAMES; JONES, 2016). Podem formar aglomerados em torno de dois ou mais núcleos.

c) Pelóides são grãos aloquímicos de origem variada de tamanho areia, comumente maior de que 0,5 mm, que apresentam forma subesférica, fábrica microcristalina e estrutura interna homogênea. Sua origem está relacionada a grãos aloquímicos como oóides, oncolitos e bioclastos que sofreram intensa micritização, ou ao retrabalhamento de constituintes micríticos. (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003; Figura 4.1).

d) Pisólitos são partículas concêntricas maiores do que 2 mm, regulares ou irregulares, que podem corresponder a concreções formadas em caliches, ou a oóides ('pérolas') gerados em cavernas (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003).

e) Pellets são partículas de origem fecal, com estrutura interna homogênea e forma oval ou esferoide, com diâmetro de 0,1 a 0,5 mm. (TUCKER; WRIGHT, 1990; SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003).

f) Intraclastos são fragmentos de sedimentos carbonáticos penecontemporâneos, comumente pouco consolidados, que foram erodidos e redepositados, geralmente dentro da mesma sequência deposicional (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003).

g) Bioclastos são fragmentos e esqueletos inteiros de organismos carbonáticos, que são identificados por sua forma externa, tamanho, textura interna e mineralogia original (TUCKER & WRIGHT, 1990; JAMES; JONES, 2016).

A matriz das rochas carbonáticas é essencialmente constituída pela micrita, ou lama carbonática. A micrita corresponde a cristais muito finos (<0,04 mm) de aragonita produzidos principalmente pela desintegração de esqueletos de algas verdes e corais, e pela precipitação direta por bactérias. (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003). A granulometria das rochas carbonáticas não depende do ambiente deposicional, já que grandes organismos podem viver em ambientes tranquilos de baixa energia. Portanto, a energia do ambiente é indicada pela presença ou ausência de micrita.

A cimentação das rochas carbonáticas ocorre devido ao influxo de fluidos supersaturados na fase mineral precipitada nos poros da rocha. Os cimentos carbonáticos mais comumente precipitados são a aragonita, a calcita magnesiana, a calcita com baixo teor de magnésio e a dolomita. As texturas, formas e tipos de cimento

precipitados nas rochas carbonáticas serão detalhados na parte desta revisão correspondente à diagênese.

4.3 Classificação de Rochas Carbonáticas

As classificações mais utilizadas para rochas carbonáticas marinhas são a de Dunham (1962), posteriormente modificada por Embry e Klovan (1971), e a de Grabau (1904), posteriormente modificada por Brankamp e Powers (1958). Dunham (1962) apresentou uma classificação baseada na textura deposicional a partir da granulometria dos aloquímicos, presença e teor de matriz micrítica (sustentação da fábrica pelos aloquímicos ou pela matriz). Posteriormente Embry e Klovan (1971) ampliaram essa classificação, e incorporam novos termos para calcários bioconstruídos (Figura 4.1).

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)			Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição			
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)		>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido			
Suportado por matriz		Sem matriz, grão-suportado					Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm	
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Crystalline	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
									

Figura 4.1 – Classificação de rochas carbonáticas de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971).
Fonte: Terra et.al., 2010.

A classificação de Grabau (1904) posteriormente modificada por Brankamp e Powers (1958) é composta por três elementos: granulometria dos aloquímicos, relação granulométricas entre matriz e cimento, e tipos de aloquímicos, além de acrescentar variações relativas aos constituintes acessórios e processos diagenéticos principais (Figura 4.2).

Granulometria	Matriz / Cimento	Aloquímicos	Variações
Calcirrudito: mais de 10% de partículas > 2mm	Micritico, Espático, Espático / Micritico ou Micritico / Espático	Bioclástico, Oolítico, Oncolítico, Peloidal, Pelletoidal, Intraclástico	Parcialmente dolomitizados, silicificados, recristalizados, fosfatizados, com glauconita, anidrita, pirita, grãos de quartzo, feldspatos, micas, rochas diversas, etc...
Calcarenito: menos de 10% de partículas > 2mm, predominantemente tamanho areia	Micritico, Espático, Espático / Micritico ou Micritico / Espático	Bioclástico, Oolítico, Oncolítico, Peloidal, Pelletoidal, Intraclástico	
Calcissiltito: menos de 10% de aloquímicos tamanho areia, predominantemente tamanho silte		Com: bioclastos, oolitos, oncolitos, pelóides, pellets, intraclastos	
Calcilutito: menos de 10% de aloquímicos, predominantemente lama carbonática		Com: bioclastos, oolitos, oncolitos, pelóides, pellets, intraclastos	
Biolitito	Recifais, Bioconstruídos		
Bioacumulado	Organismos depositados <i>in situ</i>		
Espatito / Microespatito	Texturas deposicionais irreconhecíveis	Constituintes deposicionais irreconhecíveis	Totalmente Recristalizados
Doloespatito / Microdoloespatito	Texturas deposicionais irreconhecíveis	Constituintes deposicionais irreconhecíveis	Totalmente Dolomitizados

Figura 4.2 – Classificação de rochas carbonáticas de Grabau (1904), Brankamp e Powers (1958). Fonte: Terra et.al., 2010

4.4 Diagênese de Rochas Carbonáticas

A **diagênese** envolve todos os processos que afetam os sedimentos após a sua deposição (fenômenos físicos, químicos e biológicos), prosseguindo com o soterramento, e até o metamorfismo ou a erosão das rochas sedimentares geradas. A diagênese pode reduzir a porosidade e a permeabilidade, ou pode aumentá-las. Em geral, porém, a tendência é de perda progressiva de porosidade e permeabilidade com aumento do tempo e da profundidade de soterramento, e essa mudança costuma ser bastante substancial (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003). Compreender os processos e produtos da diagênese carbonática é essencial para a exploração e a produção de reservatórios de hidrocarbonetos em rochas carbonáticas (LONGMAN, 1980). Os processos e produtos gerados durante a diagênese ocorrem principalmente pela influência de fluidos que reagem com os sedimentos. A origem destes fluidos pode ser muito diversificada, podendo ser de origem marinha, meteórica, evaporítica, magmática e metamórfica. A diagênese ocorre em pressões e temperaturas mais baixas do que as envolvidas nos processos metamórficos, caracteristicamente a temperaturas menores que 200° C (WORDEN; BURLEY, 2003).

Estudando a porosidade de rochas carbonáticas, Choquette e Pray (1970) propuseram três estágios diagenéticos (eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese). A eodiagênese engloba processos que ocorrem logo após a deposição dos sedimentos, em pequena profundidade e com grande influência do ambiente deposicional, envolvendo baixas pressões e baixas temperaturas e reações com os fluidos deposicionais. Os constituintes primários muito reativos das rochas carbonáticas

comumente promovem uma intensa eodiagênese. A mesodiagênese ocorre após o soterramento efetivo, ou seja, o efetivo isolamento das influências superficiais, com pressões e temperaturas crescentes, representando um aumento da compactação e da modificação da porosidade. A telodiagênese ocorre por reexposição de rochas previamente soterradas envolvendo erosão (formação de discordâncias) por soerguimento tectônico ou queda eustática, ou por infiltração profunda de fluidos meteóricos através de falhas.

4.5 Produtos e Processos da Diagênese

A diagênese engloba uma série de produtos e processos químicos e físicos nas rochas carbonáticas. Os principais são: cimentação, dissolução, compactação, substituição, micritização, recristalização e neomorfismo.

4.5.1 Cimentação

A cimentação ocorre quando os fluidos localizados nos poros estão supersaturados em relação ao constituinte cimentante, e não há fatores que possam inibir sua precipitação. O termo cimentação refere-se à precipitação de novos minerais nos espaços porosos da rocha (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003). Os principais cimentos das rochas carbonáticas são a aragonita, calcita magnesianas, calcita não-magnesianas, dolomita e gipsita.

A composição dos fluidos nos poros tem relação direta com a mineralogia e a textura dos cimentos que podem normalmente ter origem marinha ou meteórica (MOORE; WADE, 2013; JAMES; JONES, 2016). A morfologia dos cristais de aragonita e calcita é bastante variável.

Em ambientes marinhos, a fonte de carbonato de cálcio (CaCO_3) é a água do mar. Em ambientes meteóricos e de soterramento crescente, a principal fonte de CaCO_3 é a dissolução de sedimentos carbonáticos (TUCKER; WRIGHT, 1990). A cimentação marinha é geralmente controlada pela taxa de movimento da água através do sistema poroso do sedimento e, portanto, é dramaticamente afetada pelas condições no local de deposição, como níveis de energia, porosidade e permeabilidade do sedimento, e taxa de sedimentação (MOORE; WADE, 2013). No ambiente marinho são gerados cimentos de calcita magnesianas e aragonita com hábitos fibrosos e microcristalinos.

O ambiente diagenético meteórico é caracterizado pela presença de águas relativamente diluídas que podem exibir uma ampla gama de estados de saturação de

minerais carbonáticos, desde fortemente subsaturado até supersaturado. As águas meteóricas que se movem através da zona vadosa são fortemente sub saturadas em relação à maioria das espécies de carbonato (MOORE; WADE, 2013). Em ambientes meteóricos freáticos, os poros dos sedimentos estão completamente preenchidos por água gerando uma distribuição na forma de franjas prismáticas contínuas cobrindo as partículas ou como mosaicos e cristais blocosos. Já no ambiente meteórico vadoso, a precipitação do cimento ocorre nos poros estão parcialmente preenchidos por água e por ar, gerando cimentos na forma de agregados pendulares e meniscos.

O ambiente de subsuperfície é caracterizado por fluidos de poros que podem ser uma mistura de águas meteóricas e marinhas modificadas (FOLK, 1973) ou uma salmoura quimicamente complexa resultante da interação rocha-água de longo prazo sob temperaturas e pressões elevadas. Devido a esta extensa interação rocha-água, esses fluidos estão normalmente saturados em relação às espécies carbonáticas estáveis de calcita não-magnesianas e dolomita (CHOQUETTE; JAMES, 1987). No entanto, sob as condições de pressão e temperatura crescentes, a dissolução por pressão (compactação química) é um importante processo de destruição de porosidade, que muitas vezes é acelerada pela precipitação de cimento em espaços porosos adjacentes (MOORE; WADE, 2013). No ambiente de soterramento profundo são gerados cimentos de calcita poiquilótípica, blocosa ou drusiforme, e dolomita em sela, devido ao aumento da temperatura, pressão, mistura de fluidos e a compactação química (MOORE; WADE, 2013; JAMES; JONES, 2016).

4.5.2 Dissolução

A dissolução ocorre quando os sedimentos carbonáticos e cimentos são afetados por fluidos subsaturados. Este processo apresenta grande importância para a geração de porosidade secundária. A dissolução é atribuída a fluidos meteóricos, ou a águas com alta concentração de CO_2 , fornecidas por descarboxilação térmica de matéria orgânica ou reações de pirólise hidratada entre o carbono orgânico e oxigênio da água para produzir CO_2 ou ácidos orgânicos (TUCKER; WRIGHT, 1990). A dissolução geralmente ocorre em resposta a uma mudança significativa na química dos fluidos dos poros (mudanças na salinidade, temperatura ou pressão parcial de CO_2). Estas mudanças ocorrem comumente durante a eodiagênese, particularmente nos limites de sequência, em conjunto com o desenvolvimento de um sistema de águas meteóricas (MOORE; WADE, 2013). A evolução da dissolução pode gerar poros dos mais diversos tamanhos e geometrias, desde pequenos poros intrapartícula até dolinas, grandes cavernas e câmaras, principalmente em ambientes úmidos e quentes, onde

além de fluidos meteóricos, o CO₂ atmosférico e gerado em solos contribui para a dissolução dos sedimentos carbonáticos.

4.5.3 Compactação

A compactação ocorre durante o soterramento, quando os sedimentos carbonáticos começam a sofrer os efeitos da pressão, podendo resultar em redução significativa da porosidade e permeabilidade, rearranjo das partículas (rotação, quebra de partículas rígidas como o fraturamento de bioclastos, esmagamento de partículas dúcteis). Rochas com textura mais fina rofrem um efeito maior da compactação mecânica (Figura 4.3). Com o aumento da profundidade de soterramento, a compactação química torna-se crescente devido ao aumento das tensões elásticas nos contatos interpartícula, gerando filmes de dissolução irregulares com concentração de produtos insolúveis como hidróxidos de ferro, argilominerais e matéria orgânica, contatos interpartícula suturados e finalmente estilólitos, superfícies suturadas que cortam diversos elementos da rocha (Figura 4.4).

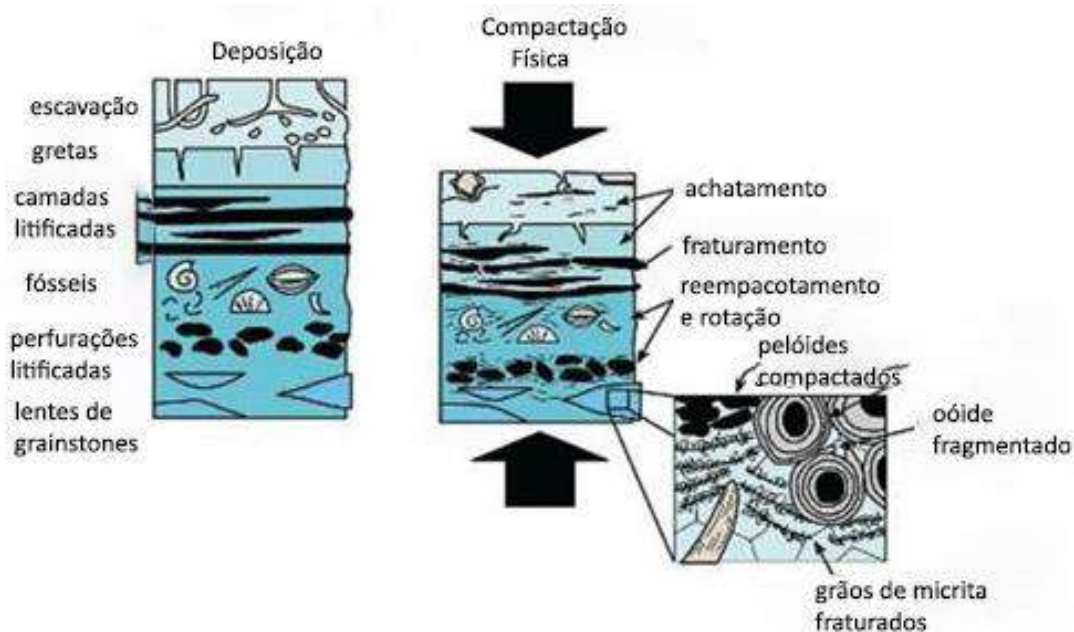


Figura 4.3 – Diagrama mostrando efeitos da compactação mecânica. Fonte: Modificado de JAMES; JONES, 2016.

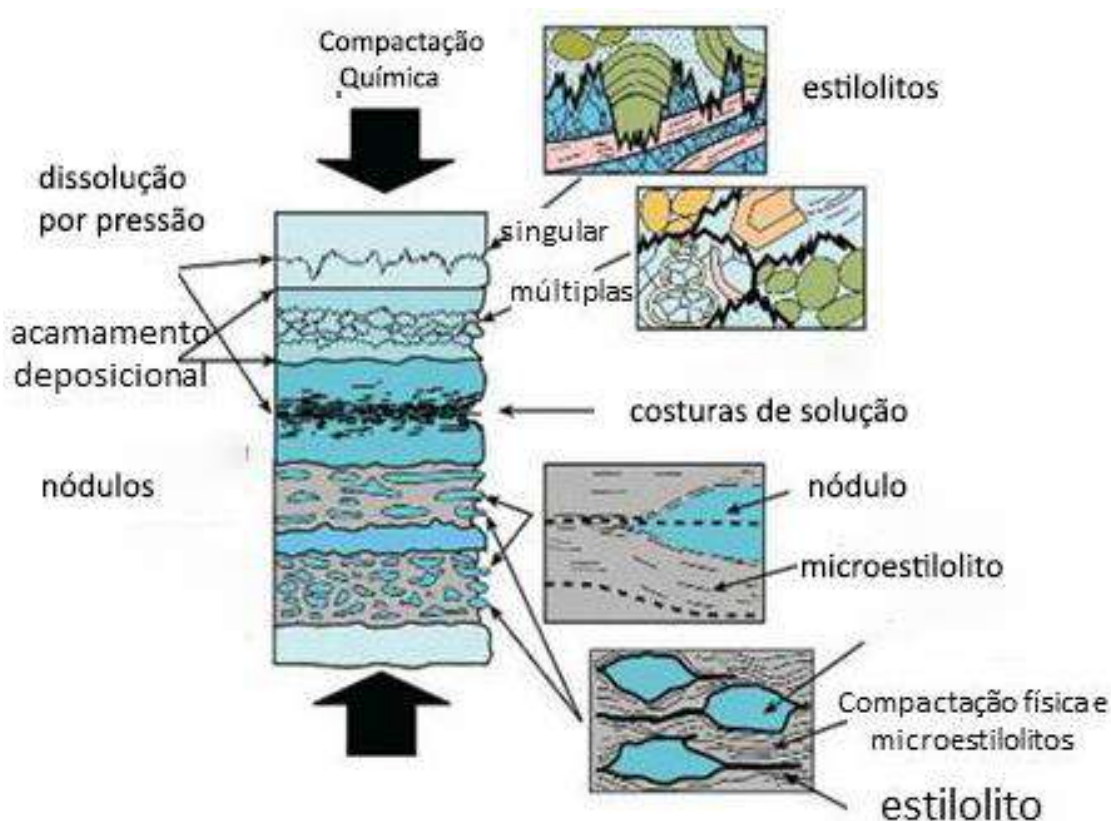


Figura 4.4 – Diagrama mostrando efeitos da compactação química. Fonte: Modificado de JAMES; JONES, 2016.

4.5.4 Substituição

Os processos de substituição dos sedimentos carbonáticos são bastantes comuns. A silicificação ocorre quando os sedimentos carbonáticos são substituídos por sílica. A principal fonte de sílica para a diagênese é a opala biogênica. Portanto, a sílica é especialmente prevalente em sedimentos marinhos profundos e carbonatos de águas rasas de plataformas carbonáticas ricas em nutrientes de zonas ativas de ressurgência. Espículas de esponjas, diatomáceas e radiolários são os contribuintes silicosos biogênicos mais comuns e são diageneticamente instáveis. Outras fontes geralmente menos significativas de sílica em rochas carbonáticas incluem cinzas vulcânicas, grãos siliciclásticos, e fluídos hidrotermais (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003). Sulfatos também podem substituir os sedimentos carbonáticos sendo os mais comuns a gipsita e a anidrita em ambientes mais rasos, e barita em ambientes mais profundos.

A dolomitização é um processo de substituição da calcita ou aragonita por dolomita. Muitos modelos foram propostos para a dolomitização (LAND, 1985; HARDIE, 1987; Tucker, 1990; PURSER; et al., 1994; WARREN, 2000; MACHEL, 2004). Estes modelos englobam três fatores básicos: uma fonte de Mg (geralmente água do mar), uma maneira de mover grandes volumes dessa água através do pacote de sedimentos e uma maneira de reduzir as inibições cinéticas da precipitação de dolomita. Os modelos de refluxo salmouras e de *sabkhas* recorrem à concentração evaporativa da água do mar, com remoção de sulfato por meio de redução bacteriana ou precipitação de sulfato inorgânico. Os modelos de zona de mistura de águas dependem da diluição da água do mar por água meteórica. Os modelos de soterramento utilizam temperaturas elevadas, composições modificadas de água intersticial e, em alguns casos, redução termoquímica de sulfato para reduzir inibições na precipitação de dolomita. A dolomitização organogênica depende da redução bacteriana de sulfato ou metanogênese em sedimentos ricos em matéria orgânica em uma ampla gama de configurações (MAZZULLO, 2000).

4.5.5 Micritização

A micritização é o processo pelo qual os sedimentos carbonáticos principalmente os bioclastos são alterados por algas, bactérias ou fungos. Microperfurações nas superfícies dos grãos são posteriormente preenchidas por sedimentos finos ou cimentos. A micritização pode envolver apenas a margem dos grãos revestindo partículas como oóides, e bioclastos (Figura 4.5). Quando o processo é intenso pode impedir o reconhecimento da textura e a composição interna do grão hospedeiro. Partículas que são totalmente micritizadas podem se transformar em pelóides.

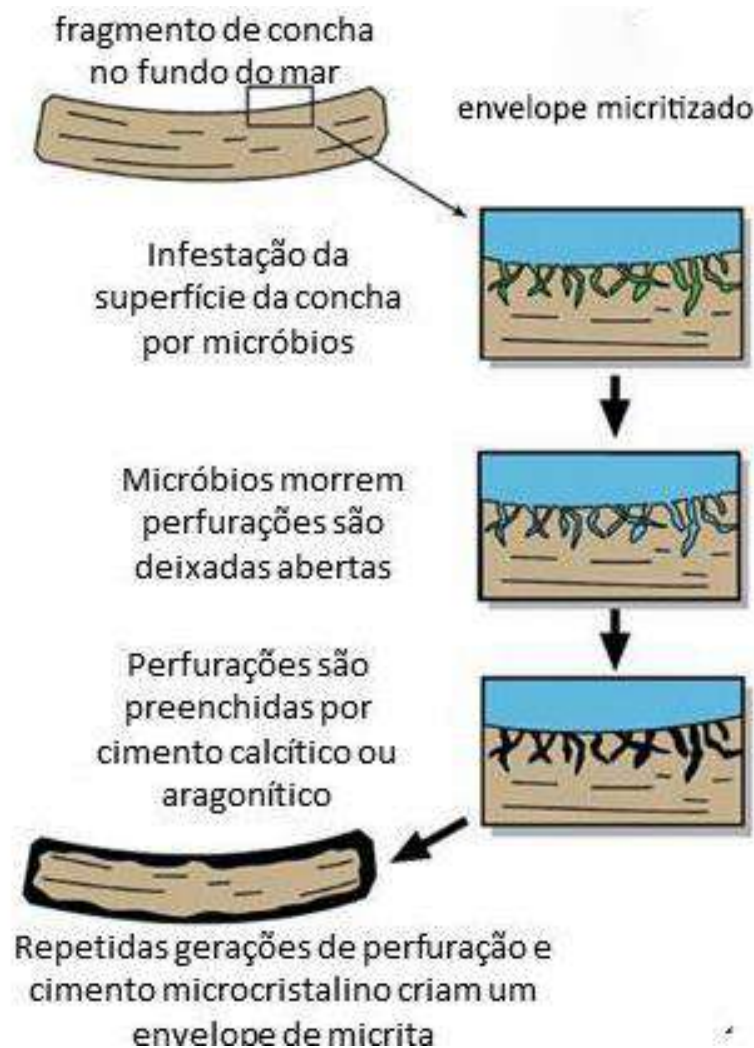


Figura 4.5 – Diagrama mostrando o processo de micritização. Fonte: Modificado de JAMES; JONES, 2016.

4.5.6 Recristalização e Neomorfismo

A recristalização acontece quando há mudanças no tamanho, orientação e forma dos cristais sem alteração da mineralogia. Cristais de dolomita formados na eodiagênese podem sofrer mudanças no seu tamanho durante a mesodiagênese mas com a mesma mineralogia, ou calcita microcristalina pode recristalizar para cristais maiores. O neomorfismo é a substituição de um mineral por outro similar, mas não igual, como na mudança de aragonita ou calcita magnesiana para calcita não magnesiana. A intensa recristalização que ocorre em sedimentos carbonáticos durante o soterramento pode gerar rochas cristalinas (espatitos), cuja textura deposicional original torna-se totalmente impossível de ser reconhecida.

4.6 Eodiagênese Carbonática

De acordo com Moore e Wade (2013), o principal fator responsável pelo desenvolvimento e as modificações nas texturas, estruturas e porosidade das rochas carbonáticas após a sua deposição é a interação água-sedimento. As características químicas dos fluidos presentes nos poros, sua taxa de fluxo através do sistema poroso, e o regime de temperatura e pressão pela qual a rocha ou sedimento carbonático estão submetidos, controlam os processos diagenéticos que modificam a sua porosidade, através da dissolução de fases carbonáticas pré-existentes e precipitação de novos minerais. Folk (1973) sugeriu uma nova divisão para os processos diagenéticos, na qual relacionou a mineralogia e morfologia dos cimentos com o ambiente diagenético em contexto mais amplo, abrangendo os ambientes: 1) meteórico, que inclui a porção mais superficial, o ambiente vadoso e o freático; 2) perimará; 3) inframaré e 4) subsuperfície. Longman (1980) faz um novo detalhamento revisando as condições eodiagenéticas da classificação de Choquette e Pray (1970) aplicadas às rochas carbonáticas de águas rasas, particularmente as de bancos (*shoals*), este autor reconheceu quatro zonas eodiagenéticas (Figura 4.6): 1) Zona marinha freática; 2) Zona meteórica vadosa; 3) Zona meteórica freática e 4) Zona de mistura. Estas zonas foram detalhadas de acordo com a composição química dos fluídos e a sua distribuição nos poros, antes do ambiente de soterramento (mesodiagênese).

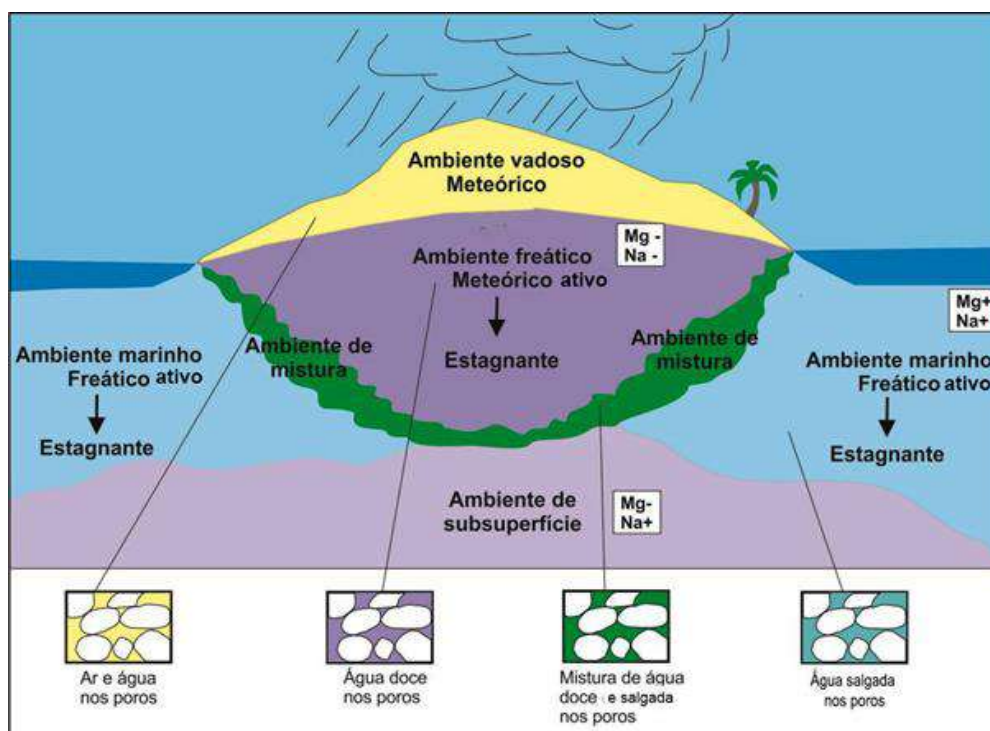


Figura 4.6 – Ambientes diagenéticos propostos por Longman (1980) e a relação entre as zonas diagenéticas. Modificado de Longman (1980)

4.6.1 Ambiente Marinho Freático

No ambiente marinho freático todo o espaço poroso está preenchido com água do mar. O ambiente marinho freático pode ser dividido em duas zonas: (1) zona ativa e (2) zona estagnante. O ambiente marinho freático ativo é caracterizado pela intensa movimentação ativa da água concentrada em íons de Mg^{+} e Ca^{+} circulando livremente dentro dos sedimentos. A água é forçada através dos sedimentos através por ondas, marés e correntes. Os cimentos dominantes precipitados no ambiente marinho freático ativo são a calcita magnesiana e a aragonita. O cimento de calcita magnesiana ocorre na forma de cristais criptocristalinos ou microcristalinos rômnicos. O cimento de aragonita marinha normalmente está presente como cristais fibrosos em uma variedade de texturas. Comumente os cristais nucleiam em grãos e crescem para fora para formar uma franja fibrosa isópaca (LONGMAN, 1980). Também é comum a formação de agulhas de aragonita desorientadas. Nos recifes ocorre comumente a cimentação por aragonita botrioidal. Outros produtos típicos dessa zona também são: limites poligonais entre as franjas, interestratificação entre cimentos e sedimentos, perfurações em cimentos, e grande quantidade de cimento ocorrendo na zona de arrebentação das ondas. A figura 4.7 ilustra as principais texturas de cimento gerados no ambiente marinho.

Na zona freática marinha estagnante ocorre pouca cimentação e não há dissolução de grãos. Os sedimentos estão saturados com água do mar, porém a água do mar se move muito lentamente através dos sedimentos. Neste ambiente é comum a ação de bactérias e aumento do Ph dos fluídos (LONGMAN, 1980). A cimentação neste ambiente é limitada aos espaços intrapartícula, com calcita-Mg ou aragonita precipitadas dentro de bioclastos. A micritização das partículas é um importante processo neste ambiente, gerada por microrganismos que perfuram as partículas, formando microporos. A maioria da micritização ocorre na interface água/sedimento, mas também pode se desenvolver abaixo desta interface (LONGMAN, 1980). Os grãos podem ser parcialmente micritizados, ou totalmente micritizados dando origem a pelóides.

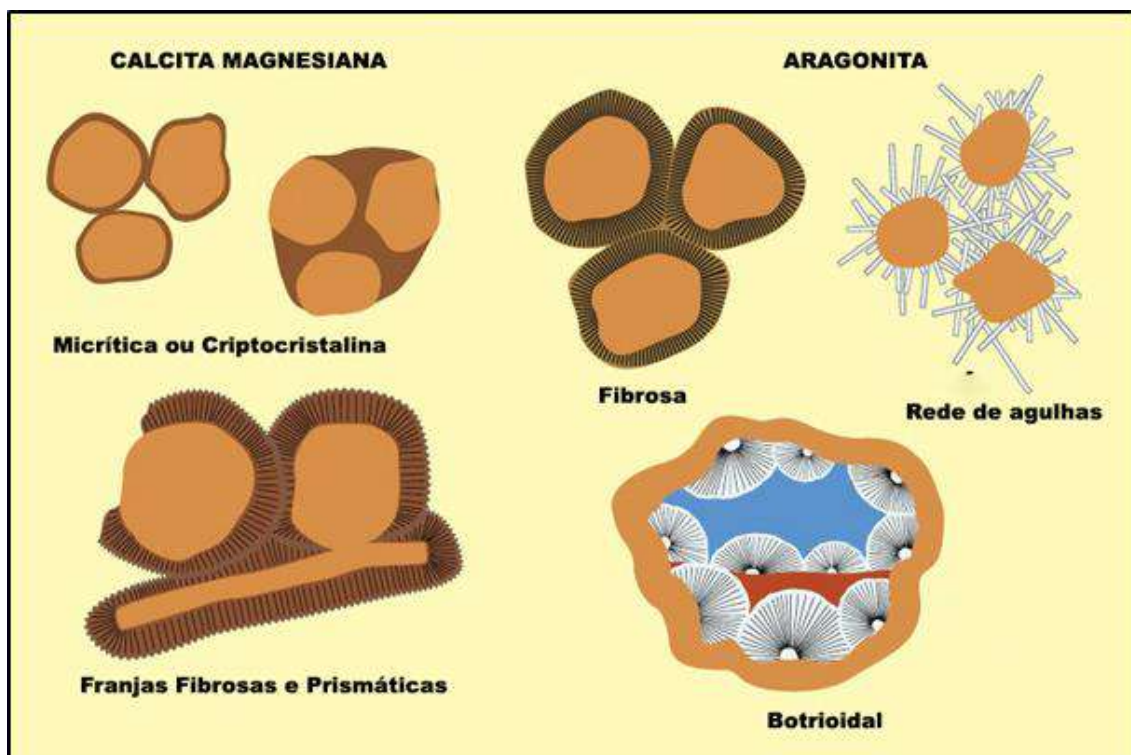


Figura 4.7 – Morfologia dos principais cimentos carbonáticos marinhos. Fonte: Modificado de SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003.

4.6.2 Ambiente Meteórico Vadoso

O ambiente meteórico vadoso está localizado em áreas de exposição subaérea dos materiais carbonáticos, acima da zona de saturação ou lençol freático (LONGMAN, 1980). Tanto o ar quanto a água estão presentes nos poros. A água meteórica é subsaturada em CaCO_3 , em parte devido ao CO_2 atmosférico, mas pode atingir rapidamente o equilíbrio quando começa a penetrar nos sedimentos. Assim, a dissolução é um processo importante na zona vadosa. Contribuindo para a solução está a produção de CO_2 por decomposição microbiana de material orgânico na zona do solo, que está comumente presente no topo da zona vadosa. O ambiente meteórico vadoso pode ser dividido em duas zonas: (1) a zona de solo, ou zona de dissolução, e (2) a zona de precipitação.

(1) Zona de solo: A zona de solo, ou zona de dissolução, está localizada no topo da zona vadosa, mas pode ter dezenas ou centenas de metros dependendo da localização do lençol freático e da rapidez com que a água pode se tornar saturada em relação ao CaCO_3 (LONGMAN, 1980). A taxa de saturação depende da composição da rocha hospedeira, da taxa de movimentação da água, que é controlada pela permeabilidade, da quantidade de água, e da pressão parcial de CO_2 na água. O principal processo diagenético ativo na zona de dissolução é a dissolução do carbonato

de cálcio. A dissolução é o resultado de dois fatores: a subsaturação inicial da água da chuva em relação ao carbonato de cálcio, devida em parte ao CO_2 atmosférico, e o CO_2 produzido na zona do solo que aumenta a pressão parcial de CO_2 na água, aumentando assim a quantidade de carbonato de cálcio que a água pode conter em solução. Em áreas sem zona de solo, a primeira é mais importante, enquanto em áreas com zona de solo bem desenvolvida, esta última é muito mais importante. Grãos aragoníticos são mais suscetíveis à lixiviação, e são removidos preferencialmente em relação aos grãos e cimentos de calcita (LONGMAN, 1980).

(2) Zona de Precipitação: Conforme a água se move através da zona de solo, ela alcança o equilíbrio de saturação em relação ao carbonato de cálcio. Uma vez saturado, a evaporação e o aumento de temperatura diminuem a pressão parcial de CO_2 , causando a precipitação de carbonato de cálcio. A cimentação na zona vadosa é um processo relativamente menor, mas pode ocorrer abaixo da zona de solução nas partes inferiores da zona vadosa. A quantidade de cimentação depende do grau de saturação, taxa de fluxo, que controla a quantidade de água da qual o material está sendo retirado para precipitação, e tempo (LONGMAN, 1980). Os cimentos da zona meteórica vadosa são compostos por calcita de baixo teor de magnésio, comumente na forma microcristalina. A morfologia do cimento na zona vadosa tende a refletir a distribuição da água nos poros, podendo ocorrer em forma de meniscos entre os grãos, ou como formas pendulares na parte inferior dos grãos, também denominados de cimentos microstalactíticos (LONGMAN, 1980; Figura 4.8). Estas formas são geradas pela distribuição de ar e água por forças capilares.

4.6.3 Ambiente Meteórico Freático

O ambiente diagenético meteórico freático é o ambiente meteórico mais importante em relação à modificação da porosidade, devido aos grandes volumes de água disponíveis para dissolução e precipitação. Porosidade móldica e abundantes cimentos de calcita preenchendo poros são comuns na zona freática (MOORE; WADE, 2013). A diagênese na zona freática meteórica é muito complexa, por causa das variabilidades das taxas de migração de fluidos, grau de saturação, composição da rocha hospedeira e química do fluido (LONGMAN, 1980). Idealmente a zona meteórica freática pode ser subdividida em três subzonas, de acordo com as características do estado de saturação em CaCO_3 da água: 1) zona de dissolução; 2) zona ativa e 3) zona estagnada.

(1) Zona de dissolução: Frequentemente, a água meteórica passará pela zona vadosa sem se tornar saturada com CaCO_3 . Isso é particularmente comum onde os caminhos de maior permeabilidade, como fraturas, sumidouros ou cavernas estão presentes. Uma vez abaixo do lençol freático, a água meteórica começará a dissolver carbonato até atingir a saturação. Tanto porosidade vugular quanto porosidade móldica podem ser produzidas, dependendo da mineralogia e tamanho dos cristais dos componentes na rocha. A porosidade do ambiente meteórico vadoso é similar à gerada nesta zona, assim a presença de poros vugulares e móldicos não deve ser usada como um critério para diferenciar essas zonas (LONGMAN, 1980). Todavia, as texturas dos cimentos produzidos em ambos os ambientes diferem significativamente.

(2) Zona ativa: A água que se move através da zona vadosa absorve CO_2 e carbonato de cálcio. Quando ele se move através do lençol freático, sua taxa de fluxo pode diminuir e muitas vezes CO_2 é liberado. Se a água estiver saturada em relação à calcita, pode ocorrer cimentação. A circulação ativa de água ocorre na parte superior da maioria das zonas freáticas, onde nova água meteórica é adicionada. Como a água meteórica na zona ativa está saturada com carbonato de cálcio e pobre em íons de magnésio, o cimento tende a ser calcita não-magnesianas. O cimento é distribuído igualmente em torno de todos os grãos porque todos os poros são saturados de água. Os principais processos nesta zona são: cimentação por calcita em mosaico, franjas prismáticas cobrindo as partículas, substituição de aragonita por calcita não-magnesianas, crescimentos syntaxiais em bioclastos, pouca preservação da porosidade (LONGMAN, 1980)

(3) Zona estagnante: Esta zona localiza-se em zonas mais profundas, abaixo do nível freático, neste local a movimentação da água é muito lenta. As águas meteóricas precipitaram o excesso de carbonato recolhido na zona vadosa e atingiram o equilíbrio com os sedimentos circundantes nas partes mais profundas da zona freática meteórica. Assim, ocorre pouca cimentação adicional. O neomorfismo de aragonita para calcita pode ser um processo importante, mas geralmente ocorre dentro de grãos específicos. Assim, as estruturas dos grãos de aragonita são frequentemente preservadas após o neomorfismo para calcita. A porosidade primária remanescente é geralmente preservada. Se cimentos estão presentes, eles geralmente formam apenas uma pequena borda de calcita equante isópaca (LONGMAN, 1980).

4.6.4 Ambiente de Mistura

A fronteira entre os ambientes freáticos marinhos e freáticos de água doce é marcada por águas salobras formadas pela mistura das águas de ambos. Três fatores explicam a raridade de cimentos produzidos na zona de mistura: (1) a estreiteza e o pequeno volume da zona de mistura em relação as zonas extensas como a meteórica freática e marinha, (2) o estado relativamente estagnado dos fluídos (3) a natureza inconstante da zona enquanto ela migra para frente e para trás em resposta mudanças climáticas e no nível do mar. Entretanto, Runnels (1969) demonstrou que a mistura de águas naturais pode frequentemente resultar em precipitação ou dissolução de carbonatos. Isso, aliado ao espectro de salinidades que podem existir na zona de mistura, significa que vários processos diferentes podem ocorrer. O processo diagenético mais interessante que ocorre na zona de mistura é a dolomitização (LONGMAN, 1980). Outros processos diagenéticos que ocorrem em zonas de mistura incluem cimentação por calcita, neomorfismo menor de aragonita e de calcita magnesianas para calcita não-magnesianas, e dissolução de aragonita. Em águas na extremidade mais marinha do espectro, Moore (1977) encontrou franjas isópacas de cimento de calcita magnesianas formadas pela mistura de águas doces e marinhas.

4.6.5 Ambiente Marinho Vadoso

Dentro de muitas praias marinhas existe uma zona marinha vadosa onde o espaço poroso está preenchido por água salgada e por ar. Devido à rápida degaseificação do CO_2 , a precipitação dos cimentos pode ser rápida (HANOR, 1978). A cimentação por calcita magnesianas e aragonita é comum. As principais texturas dos cimentos desenvolvidas nesta zona são agregados fibrosos ou microcristalinos formando meniscos e formas pendulares.

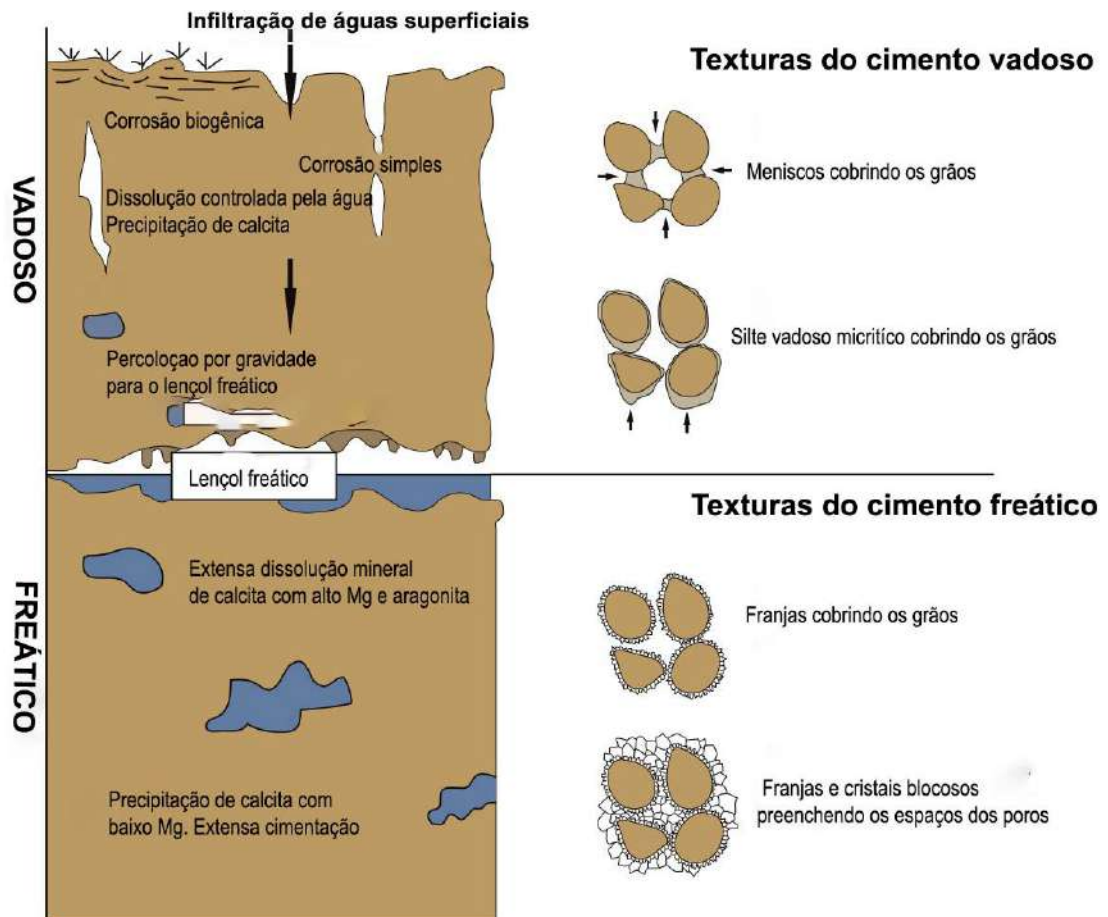


Figura 4.8 – Diagrama mostrando a morfologia dos principais cimentos carbonáticos meteóricos freáticos e vadosos. Fonte: Modificado de DEFLIESE; LOHMANN, 2016.

4.7 Mesodiagênese Carbonática

A mesodiagênese, ou diagênese de subsuperfície, começa quando as sequências sedimentares são soterradas além do alcance dos processos relacionados com o ambiente de superfície, e pode se estender até a zona de metamorfismo de baixo grau em algumas bacias sedimentares (MOORE; WADE, 2013). No ambiente de subsuperfície, os fluidos diagenéticos ficam isolados não sendo possível a livre troca com gases atmosféricos (principalmente oxigênio e gás carbônico). Além disso, a temperatura e a pressão aumentam progressivamente, enquanto a troca de fluidos diagenéticos diminui devido à contínua redução da porosidade (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003; MOORE; WADE, 2013). Os principais produtos e processos gerados neste ambiente diagenético são: a compactação mecânica, a compactação química, a cimentação, a dolomitização, a alteração da matéria orgânica através da produção de CO_2 , ácidos orgânicos e hidrocarbonetos, e a dissolução.

Existem três tipos de pressão que influenciam no soterramento das sequências sedimentares: o primeiro corresponde a pressão hidrostática que é transmitida apenas através da coluna de água, o segundo corresponde a pressão litostática transmitida através do arcabouço das rochas. Por fim a pressão direcional, que é relacionada ao stress tectônico. Durante o soterramento, se a água intersticial é trapeada nos poros enquanto o sedimento está sofrendo compactação, a pressão hidrostática pode aumentar muito, resultando em pressões muito baixas na interface entre os grãos. Isso pode retardar ou até prevenir a compactação física e química (MOORE; WADE, 2013). A compactação física (mecânica) inicia-se logo após a deposição, através da perda d'água dos sedimentos e rearranjo dos grãos. Os efeitos mais marcantes da compactação física em sedimentos mais finos são a significativa perda de porosidade e redução considerável na espessura, desde os primeiros poucos metros até várias dezenas de metros de soterramento. Em sedimentos mais grossos, a compactação mecânica leva ao rearranjo dos grãos e fraturamento de algumas partículas, em especial de alguns bioclastos (bivalves e gastrópodes por exemplo), e à deformação dúctil de grãos microcristalinos (TUCKER; WRIGHT, 1990).

Após o rearranjo dos grãos, prosseguimento do soterramento aumenta a tensão elástica nos contatos interpartícula (MOORE; WADE, 2013). O aumento da tensão leva ao aumento da reatividade química, refletida como um aumento na solubilidade nos contatos entre os grãos e na dissolução ao longo dos contatos interpartícula. Os íons liberados por esse processo se difundem para longe dos locais de dissolução, e tendem a precipitar em superfícies de grãos não deformados (BATHURST, 1991). Este processo é conhecido como compactação química ou dissolução por pressão, e é muito importante na mesodiagênese carbonática. Algumas das principais feições da compactação química são os filmes de dissolução e estilólitos (TUCKER; WRIGHT, 1990). Filmes de dissolução são superfícies irregulares de pequena amplitude, que cortam diversas partículas. Estilólitos são superfícies suturadas de maior amplitude, geradas por compactação química mais intensa, comumente com concentração residual de materiais insolúveis, como argilas e matéria orgânica. A Figura 4.9 mostra efeitos da compactação nas rochas carbonáticas.

Em comparação com a compactação, a cimentação tem contribuição substancialmente menor para a perda de porosidade na mesodiagênese. A principal fonte de CaCO_3 para a cimentação é a dissolução por pressão. No entanto, se a porosidade nos reservatórios é preenchida por expressiva saturação de óleo, a compactação química efetivamente cessa (MOORE; WADE, 2013). Os principais cimentos precipitados no ambiente mesodiagenético são calcita como crescimentos

sobre cimentos anteriores, blocosa, como mosaicos drusiformes e poiquilotópica, e dolomita em sela (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003; Figura 4.10).

Processos de dissolução na mesodiagênese são geralmente atribuídos ao desenvolvimento de águas intersticiais com alto $p\text{CO}_2$ e/ou ácidos orgânicos, formados durante a descarboxilação térmica da matéria orgânica. Águas de formação fortemente ácidas também podem ser produzidas por redução termogênica de sulfato. Tais fluidos corrosivos são mais provavelmente formados durante a compactação e maturação térmica de folhelhos ricos em matéria orgânica, de modo que rochas carbonáticas nas proximidades de tais depósitos podem desenvolver maior porosidade por dissolução mesodiagenética. Fluidos hidrotermais também podem causar a dissolução de rochas carbonáticas, e mineralizações de Pb-Zn podem ser encontradas em vugs e cavidades formadas dessa maneira. A dissolução mesodiagenética de sulfatos em evaporitos pode também gerar fluidos ricos em Ca^{+2} capazes de dissolver dolomita ou promover desdolomitização (TUCKER; WRIGHT, 1990).

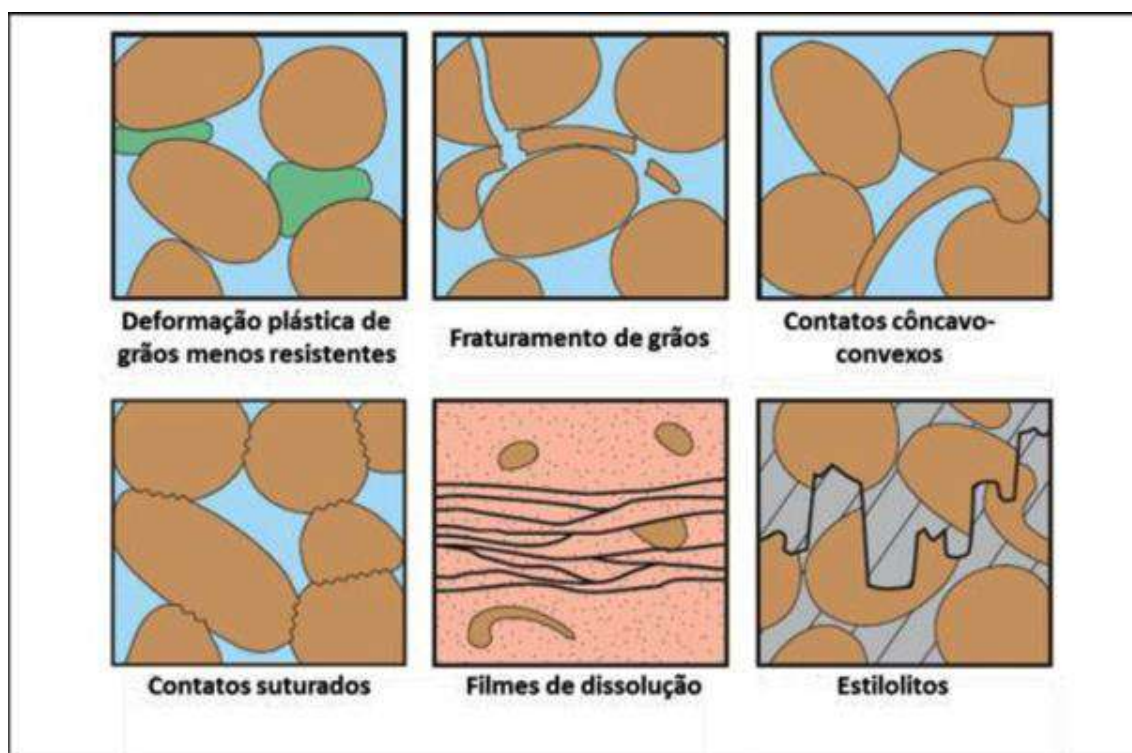


Figura 4.9 – Principais texturas da compactação mecânica e química. Fonte: Modificado de SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003.

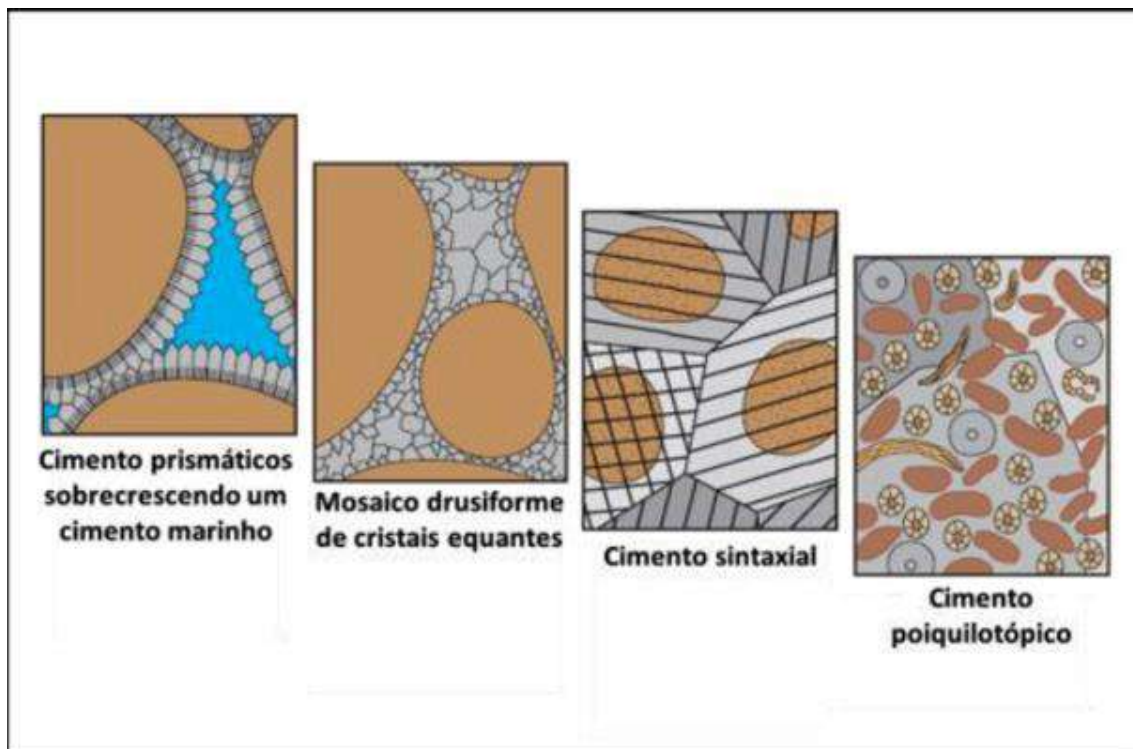


Figura 4.10 – Principais texturas dos cimentos precipitados na mesodiagênese. Fonte: Modificado de SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003.

4.8 Porosidade em Rochas Carbonáticas

As rochas carbonáticas possuem comumente sistemas porosos extremamente complexos. Isto se deve principalmente à variedade das estruturas, texturas e fábricas deposicionais e à alta reatividade dos minerais que constituem o arcabouço das rochas carbonáticas, que torna estas rochas extremamente expostas a processos diagenéticos que atuam logo após a sua deposição. Como estas rochas possuem um processo variável de criação e modificação da porosidade, a porosidade final pode não estar relacionada com o ambiente de deposição. Choquette e Pray (1970) propuseram uma classificação dos tipos de poros das rochas carbonáticas que até hoje é amplamente utilizada. Estes autores classificaram porosos tipos de poros das rochas carbonáticas em três classes: porosidade seletiva quanto à fábrica, porosidade seletiva ou não seletiva quanto à fábrica, e porosidade não seletiva (Figuras 4.11 e 4.12). A porosidade é seletiva quanto a fábrica quando existe uma relação entre as formas dos constituintes da rocha, sejam eles primários ou diagenéticos, e as dos poros. Poros móldicos por exemplo são seletivos em relação a fábrica pois tem as mesmas formas dos constituintes que foram dissolvidos, como por exemplo bioclastos de aragonita. Os elementos propostos por Choquette e Pray (1970) na sua classificação englobam a

morfologia, o tamanho e os modificadores genéticos dos poros, e o tempo de formação da porosidade.

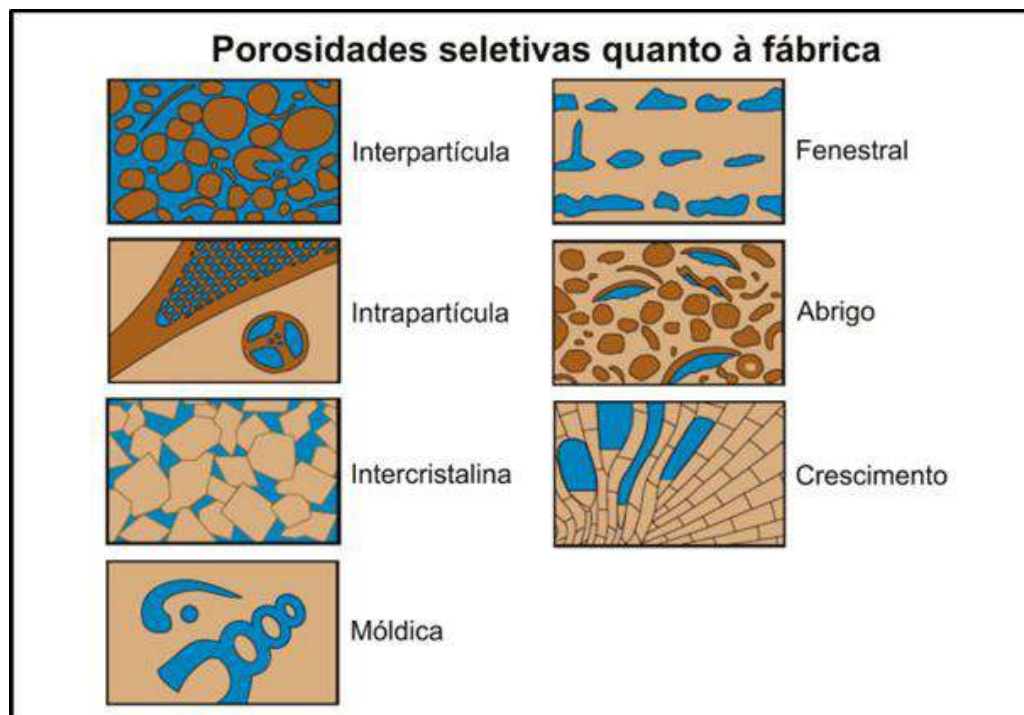


Figura 4.11 – Tipos de porosidade seletiva em relação à fábrica. Fonte: Modificado de SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003.



Figura 4.12 – Tipos de porosidade seletivos e não seletivos em relação à fábrica. Fonte: Modificado de SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003.

Outra proposta muito utilizada para a classificação da porosidade das rochas carbonáticas é a de Lucia (1983; 1995). Esse sistema, diferentemente da classificação de Chorquette e Pray (1970), não foca na gênese dos poros, mas sim nas propriedades petrofísicas dos principais tipos de sistemas porosos das rochas carbonáticas. Correlacionando as fábricas das rochas com suas características petrofísicas, Lucia classifica a porosidade das rochas carbonáticas em dois tipos: porosidade interpartícula, caracterizada como o espaço localizado entre os aloquímicos, e vugular, abrangendo todos os outros tipos de porosidade (Figura 4.13). A porosidade vugular é subdividida em dois tipos: poros conectados apenas pela rede interpartícula, e poros em contato direto com outros vugs, fazendo uma distinção entre vugs separados e não-separados. Os vugs conectados são tipicamente não-seletivos em relação à fábrica e podem aumentar a sua permeabilidade. O arcabouço teórico desta classificação se baseia no conceito de que a distribuição do tamanho dos poros controla a permeabilidade e a recuperação de óleo do sistema, e isto está relacionado com a fábrica das rochas.

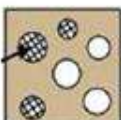
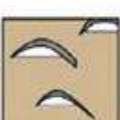
Porosidade vugular		
Isolados		Interconectados
Trama dominada por grãos	Trama dominada por lama	Trama dominada por grãos e lama
Poros móldicos 	Poros móldicos 	Cavernosa 
Poros intrafósseis 	Poros intrafósseis 	Brecha 
Microporosidade intragranular 	Poros abrigo 	fraturas alargamento 
		Fenestral 

Figura 4.13 – Classificação petrológica/petrofísica da porosidade em rochas carbonática de Lucia (1983, 1995). Fonte: Modificado de LUCIA, 2007.

Capítulo 5

Resultados

5.1 Petrografia da Formação Quissamã

No poço estudado, as rochas carbonáticas da Formação Quissamã, compreendem calcarenitos e calcirruditos (GRABAU, 1904; BRANKAMP; POWERS, 1958) com poucos arenitos híbridos (ZUFFA, 1980). Os calcarenitos são predominantemente maciços, fraturados, raramente laminados e com poucos estilólitos. Os calcirruditos são predominantemente maciços, compactados e estilolitizados. As principais partículas aloquímicas destas rochas são oncolitos, oolitos, pelóides, intraclastos microbiais e de areia carbonática, bioclastos de bivalves, equinóides, algas vermelhas, foraminíferos bentônicos e planctônicos, ostracodes e raros bioclastos de gastrópodes e briozoários. Outros constituintes primários que compõem em menor volume o arcabouço das rochas estudadas são: bioclastos fosfáticos, grãos sub-angulares de quartzo, feldspatos e biotita, e pelóides de glauconita (Tabela 1). Os oolitos apresentam estrutura radial e variam de tamanho de areia fina a areia grossa (Figura 5.1 A). Muitos são micritizados, e alguns são policompostos (Figura 5.1 B), constituídos por dois ou mais oolitos agrupados, variando de areia grossa a muito grossa. O núcleo de alguns oolitos é composto por grãos de quartzo e de microclínio. Núcleos feldspáticos estão comumente dissolvidos ou substituídos por caulinita. Os oncolitos são irregulares, variando de tamanho de areia média a areia muito grossa, e estão fortemente micritizados. Oncolitos aglomerados são comuns, e apresentam tamanho variado e núcleos de grãos siliciclásticos e bioclastos. Os pelóides são predominantemente de tamanho areia fina e são abundantes nos calcarenitos oncolíticos e peloidais (Figura 5.1 C) e nos calcirruditos oncolíticos. Esses calcirruditos estão muito compactados e muitas amostras possuem estilólitos devido a intensa compactação química (Figuras 5.1 D e E). São comuns intraclastos de areia carbonática, formados por oncolitos, bioclastos, pelóides e oolitos, com tamanho predominantemente de areia grossa. Intraclastos microbiais com textura grumosa são raros. A diversidade, e o volume de bioclastos nas rochas estudadas são baixos. Os bioclastos mais comuns são bivalves desarticulados, muitas vezes fraturados, alguns fortemente micritizados, comumente recristalizados ou dissolvidos e preenchidos por calcita drusiforme em mosaico. Os bioclastos de equinóides apresentam crescimentos sintaxiais de calcita. Bioclastos de gastrópodes normalmente estão micritizados ou dissolvidos e preenchidos por calcita em mosaico ou

mais raramente por dolomita blocosa. Foraminíferos planctônicos e bioclastos de algas vermelhas são muito raros e normalmente estão parcialmente micritizados.

Tabela 1 – Principais constituintes primários da Formação Quissamã analisados nas amostras do poço 3-OGX-61-RJS. Fonte: o próprio autor

Constituintes Primários	Média %	Máximo %
Oolitos	10,2	28
Oncolitos	24	42
Pelóides	19	56
Bioclastos carbonáticos	2,3	13
Matriz peloidal	<1	6,3
Intraclastos microbiais	<1	4,5
Intraclastos de areia carbonática	2,3	7
Bioclastos fosfáticos	<1	2,5
Quartzo monocristalino	<1	4,3
Microclínio	<1	5,6
Biotita	<1	2,3

Os arenitos híbridos (ZUFFA, 1980) são raros entre as amostras estudadas, e encontram-se intercalados com as rochas carbonáticas. Estes arenitos variam texturalmente de areia fina a predominantemente areia média (Figura 5.1 F). Os principais constituintes primários não carbonáticos são grãos sub angulares de quartzo monocristalino, microclínio, plagioclásio, muscovita, biotita, fragmentos carbonosos e raros bioclastos fosfáticos. As partículas aloquímicas mais comuns são pelóides, oncolitos, oolitos, bioclastos de bivalves, e raros bioclastos de equinóides e foraminíferos. Os principais constituintes diagenéticos observados nestas rochas são franjas de calcita cobrindo os grãos, calcita em mosaico preenchendo poros intergranulares e intrapartícula em bioclastos de bivalves. Caulinita ocorre com agregados em livrinho (*booklets*) substituindo feldspatos, e lamelares expandindo muscovita. Pirita ocorre na forma microcristalina, substituindo biotita. A compactação é um fator importante de redução da permeabilidade e porosidade dessas rochas. Alguns feldspatos e bioclastos encontram-se fraturados. As rochas com textura mais grossa possuem empacotamento normal, e alguma porosidade primária preservada, enquanto as mais finas estão muito compactadas. A porosidade intergranular primária encontra-se preservada em poucos destes arenitos híbridos, enquanto a porosidade secundária é significativa, com a dissolução de grãos de feldspatos, oolitos e bioclastos de bivalve gerando poros intragranulares, intrapartícula e móldicos.

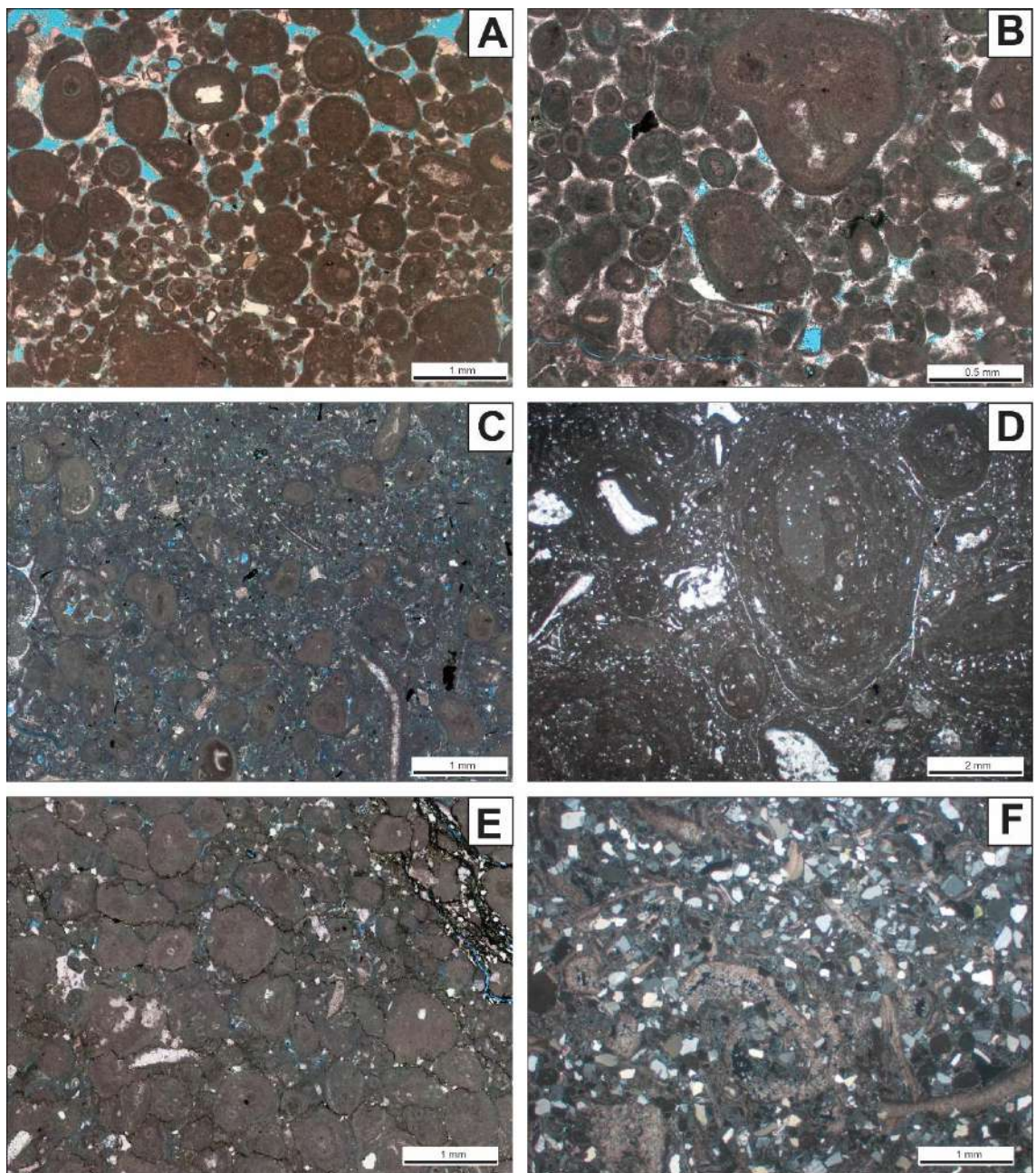


Figura 5.1 - Principais tipos litológicos e constituintes primários característicos das rochas carbonáticas da formação Quissamã: A) Calcarenito oolítico com porosidade primária preservada. Polarizadores descruzados (//P). B) Calcarenito oolítico com oolitos policompostos. //P. C) Calcarenito oncolítico composto por oncolitos, pelóides e bioclastos. //P. D) Calcirrudito oncolítico composto por oncolitos e pelóides. Polarizadores cruzados (XP). E) Calcirrudito composto por oncolitos e pelóides com intensa compactação e estilólitos. //P, F) Arenito híbrido composto por grãos de quartzo, feldspatos e bioclastos de bivalves. XP. Fonte: o próprio autor

Os principais constituintes diagenéticos nas amostras estudadas são: calcita, dolomita, pirita, caulinita, crescimentos de K-feldspato e sulfatos (Tabela 2). A calcita é o principal constituinte diagenético observado nas rochas analisadas, e ocorre na forma de franjas cobrindo as partículas (Figura 5.2 A), crescimentos syntaxiais em bioclastos de equinóides (Figura 5.2 B), e agregados em mosaico (Figuras 5.2 C e D) cimentando poros interpartícula, e intrapartícula em oolitos, oncolitos e bioclastos, e cristais blocosos preenchendo poros interpartícula e de fratura. A calcita com hábito poiquilotópico é mais rara, e ocorre localmente preenchendo poros interpartícula. A dolomita ocorre em menor volume, na forma de pequenos cristais blocosos preenchendo poros intrapartícula em oolitos (Figura 5.2 E), oncolitos, e bioclastos de gastrópodes e bivalves, e preenchendo poros interpartícula (Figura 5.2 F). Pirita framboidal e microcristalina é comum nas amostras estudadas, substituindo oolitos, oncolitos, pelóides, bioclastos e principalmente biotita nos arenitos híbridos e nos calcarenitos com alguns grãos siliciclásticos. Outros constituintes que ocorrem em menor abundância incluem caulinita substituindo feldspatos e muscovita, crescimentos de K-feldspato em grãos de microclínio, e gipsita fibrosa preenchendo poros de fratura.

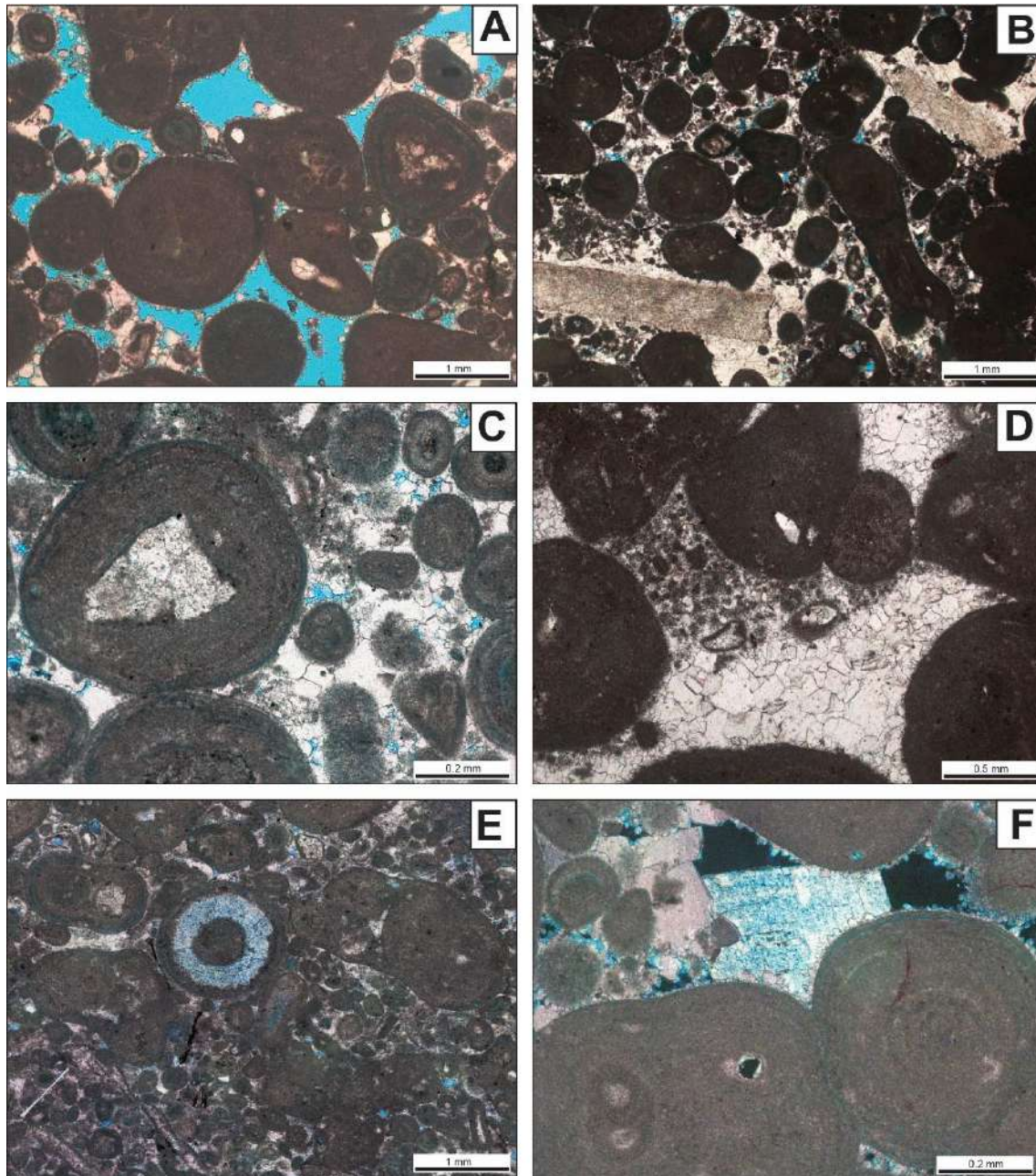


Figura 5.2 - Constituintes diagenéticos característicos das rochas carbonáticas da formação Quissamã: A) Franjas de calcita cobrindo as partículas em calcarenito oolítico. //P. B) Crescimentos syntaxiais de calcita em torno de bioclastos de equinóides, //P. C) Calcarenito oncolítico cimentado por calcita em mosaico nos poros intrapartícula e interpartícula. //P. D) Calcarenito oncolítico cimentado por calcita em mosaico drusiforme. //P. E) Cristais de dolomita blocosa em poro intrapartícula em oolito. //P F) Dolomita blocosa preenchendo poro interpartícula. XP. Fonte: o próprio autor

Tabela 2 – Principais constituintes diagenéticos da Formação Quissamã analisados nas amostras do poço 3-OGX-61-RJS. Fonte: o próprio autor

Constituintes Diagenéticos	Média %	Máximo %
Calcita Total	16	28,33
Calcita interpartícula	8,3	25
Calcita intrapartícula	2	5,3
Calcita preenchendo poros de fratura	<1	3,3
Dolomita Total	3,3	15
Dolomita interpartícula	1,5	12
Dolomita intrapartícula	1,33	12
Pirita Total	3,33	3
Pirita intrapartícula substitutiva	<1	2,5
Pirita intrapartícula preenchendo poro	<1	1,33

A maior parte da porosidade nas amostras analisadas corresponde à tipos seletivos quanto à fábrica *sensu* Choquette e Pray (1970), e menos comumente à tipos não-seletivos quanto à fábrica (Tabela 3). A porosidade interpartícula primária é predominante nos calcarenitos oolíticos (Fig. 5.3 A) e oncolíticos, devido à limitada cimentação e compactação de algumas amostras analisadas. A compactação é muito intensa nos calcarenitos peloidais finos. A grande maioria destas amostras possui porosidade primária interpartícula e permeabilidade extremamente reduzidas. A porosidade intrapartícula secundária ocorre principalmente dentro de oncolitos e oolitos dissolvidos (Fig. 5.2 B), Parte destes poros foi gerada pela dissolução dos grãos de feldspatos que constituíram núcleos destas partículas, e em menor volume, de bioclastos de bivalves e gastrópodes. Poros móldicos são mais comuns em calcarenitos mais grossos. Poros vulgares são mais comuns nos calcarenitos oncolíticos (Figura 5.3 C), mas em volumes menores. Nos arenitos híbridos a maior parte da porosidade é secundária, gerada por dissolução de feldspatos (Fig 5.3 D) e de oncolitos e bioclastos. Microporos com tamanho inferior a 10 µm ocorrem principalmente em pelóides, oolitos e oncolitos (Figura 5.3 E). Poros de fratura (Figura 5.3 F) e de canal gerados ao longo de estilolitos são mais raros, ocorrendo localmente em algumas amostras.

O sistema poroso das rochas carbonáticas estudadas da Formação Quissamã no poço 3-OGX-61-RJS, é complexo, com preservação da porosidade interpartícula primária em algumas amostras, enquanto outras estão muito compactadas e

cimentadas sem preservação da porosidade primária. A microporosidade, calculada pela subtração da porosidade petrográfica da porosidade petrofísica, é em média de 8,35 %, com valor máximo de 18 %. A porosidade petrofísica é em média de 11,4 %, com valor máximo de 19 %. A permeabilidade horizontal é em média de 3,12 mD, com valor máximo de 35,4 mD.

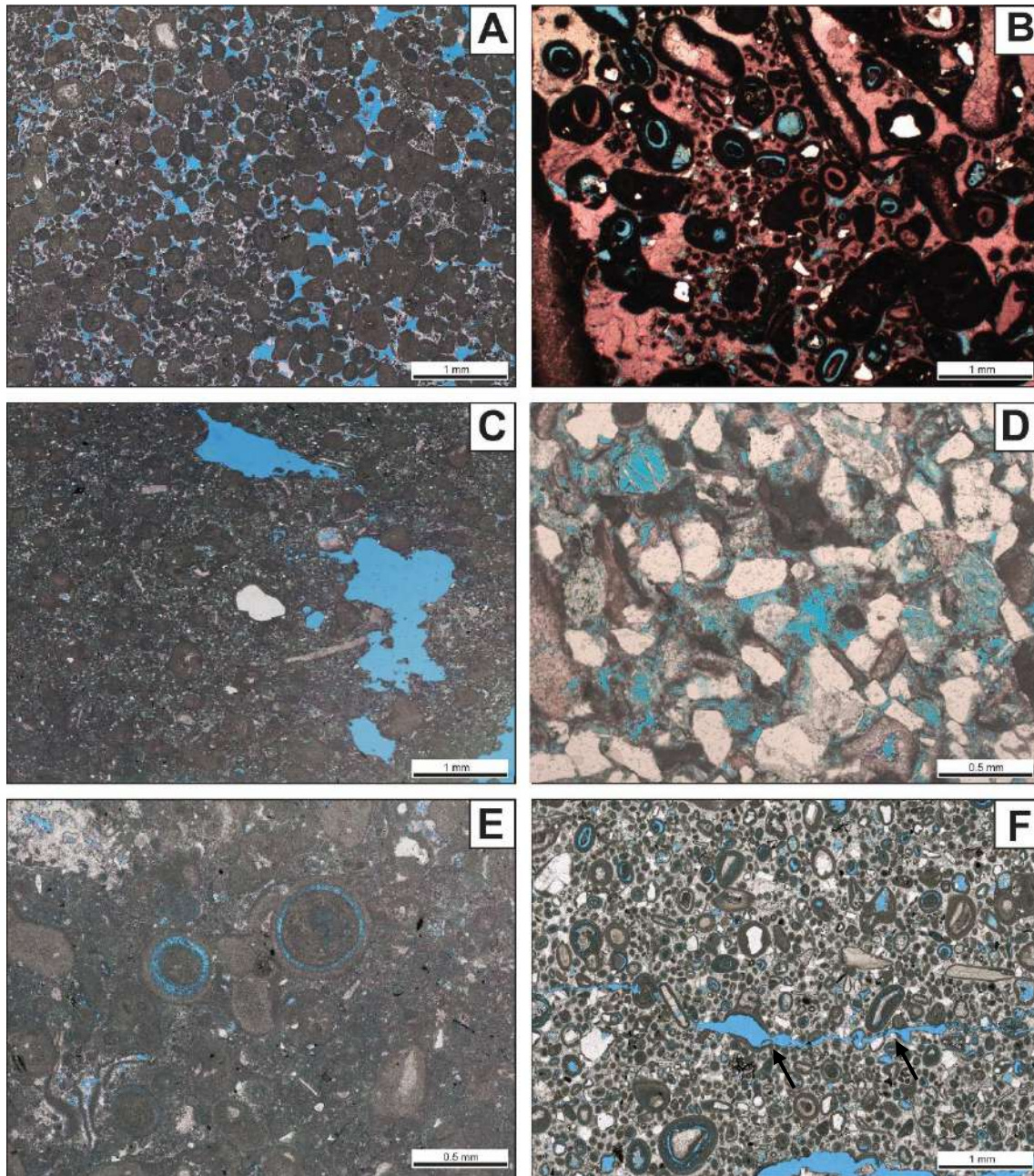


Figura 5.3 – Aspectos da porosidade das amostras analisadas: A) Porosidade interpartícula primária. //P. B) Porosidade intrapartícula em oolitos e oncolitos. XP C) Porosidade vugar; //P. D) Porosidade intragranular e móldica em arenito híbrido. //P. E) Microporosidade em oolitos. //P. F) Porosidade de fratura (setas pretas) e intrapartícula. //P. Fonte: o próprio autor

Tabela 3 – Principais tipos de poros observados nas amostras do poço 3-OGX-61-RJS. Fonte: o próprio autor

Tipos de poros	Média %	Máximo %
Interpartícula primária	4,1	18
Intrapartícula secundária	3	5
Móldica	<1	2,33
Vugular	<1	2,33
Canal	<1	1,33
Fatura de rocha	<1	1,33
Fatura de grão	<1	1,33
Intragranular em feldspatos	<1	0,5

5.2 Fácies Depositionais da Formação Quissamã

Neste estudo foram descritos 36,19 m de testemunho da Formação Quissamã no poço 3-OGX-61-RJS, em escala 1:50, com descrição suportada pelas análises petrográficas. Seis fácies deposicionais foram reconhecidas nas amostras estudadas (Figura 5.4, Tabela 4). As fácies foram agrupadas em duas associações de fácies: Rampa carbonática proximal de alta energia (Fácies ArH, CAO, CRO, CRP) e Rampa carbonática intermediária de energia moderada (Fácies CAP, CAO).

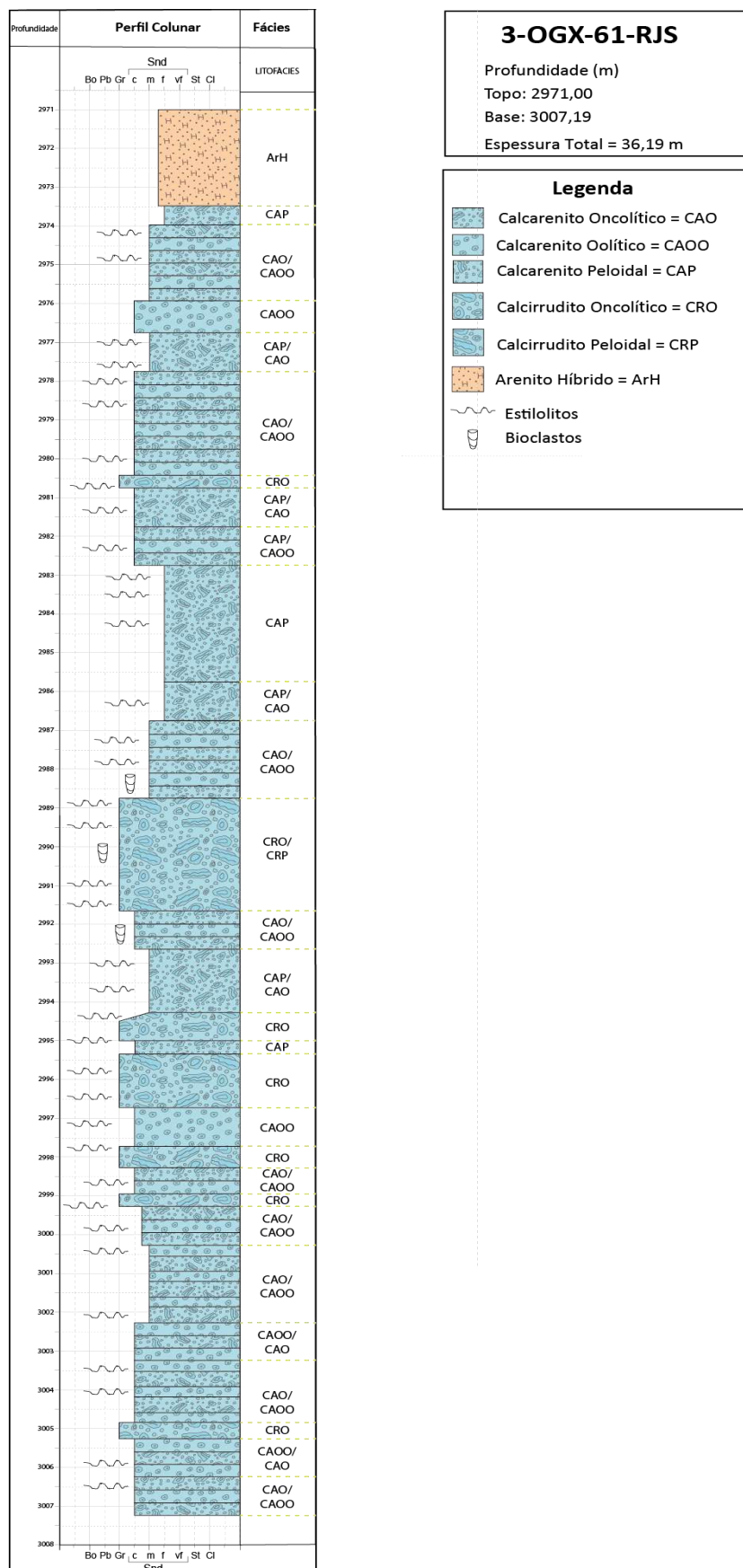


Figura 5.4 – Seção litológica colunar do testemunho analisado no poço 3-OGX-61-RJS. Fonte: o próprio autor

Tabela 4 – Tabela de fácies da seção estudada no poço 3-OGX-61-RJS. Fonte: o próprio autor

Fácies	Descrição de Fácies	Associação de Fácies
CAP	Calcarenitos peloidais, com oncolitos e raros bioclastos de bivalves e equinóides. Contendo alguns grãos quartzo, feldspatos e micas. Dominantemente maciços, com uma ocorrência de laminação horizontal. Localmente fraturados, estilolitizados e com planos de dissolução. (Figura 5.5 A)	Rampa carbonática intermediária de energia moderada
CAO	Calcarenitos oncolíticos, com proporções variáveis de pelóides e bioclastos de bivalves, equinóides e gastrópodes. Podem conter grãos de quartzo, feldspatos e micas. Dominantemente maciços, localmente com estratificação cruzada de alto ou baixo ângulo. Localmente fraturados, estilolitizados e com planos de dissolução. (Figura 5.5 B)	
ArH	Arenitos híbridos compostos por grãos siliciclásticos (quartzo, feldspatos, micas) e partículas carbonáticas (oolitos, oncolitos, bioclastos e pelóides). Raramente com lentes de lama. Maciços ou comumente com estratificação cruzada de alto ângulo ou de baixo ângulo, e laminação ondulada truncada. Localmente dolomitizados, bioturbados, fluidizados e fraturados. Estilolitos podem ocorrer. Saturados com óleo. (Figura 5.5 C)	Rampa carbonática proximal de alta energia
CAOO	Calcarenitos oolíticos com proporções variáveis de oncolitos, pelóides e raros bioclastos de bivalves e equinóides. Podem conter grãos de quartzo, feldspatos e micas. Dominantemente maciços, com uma ocorrência de estratificação cruzada de baixo ângulo. Localmente fraturados, estilolitizados e com planos de dissolução. Localmente bioturbados. (Figura 5.5 D)	
CRO	Calcirruditos oncolíticos com intraclastos, pelóides e bioclastos (equinóides, bivalves e gastrópodes). Podem conter grãos de quartzo, feldspatos e micas. Dominantemente maciços, com uma ocorrência de estratificação cruzada de alto ângulo. Localmente fraturados, estilolitizados e com planos de dissolução. Bioturbação e fluidização e dolomitização locais. (Figura 5.5 E)	
CRP	Calcirruditos peloidais, com oncolitos e raros bioclastos (bivalves e equinóides). Localmente estilolitizados e bioturbados. (Figura 5.5 F)	

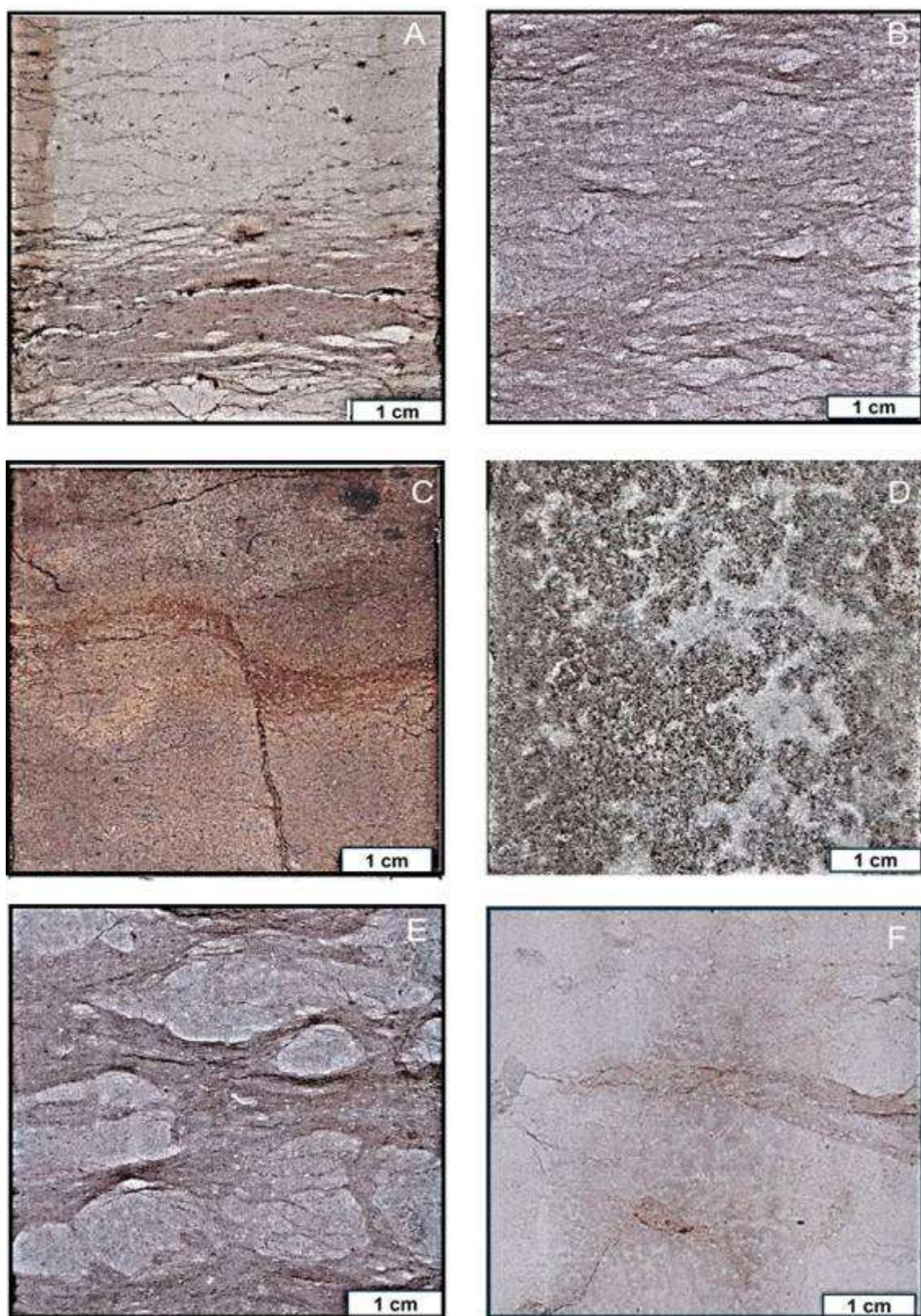


Figura 5.5 – Principais fácies analisadas no poço 3-OGX-61-RJS: A) Calcarenito peloidal (CAP) com estilólitos. B) Calcarenito oncolítico (CAO). C) Arenito híbrido (ArH) saturado com óleo. D) Calcarenito oolítico (CAOO), E) Calcirrudito oncolítico (CRO). F) Calcirrudito peloidal (CRP).
Fonte: o próprio autor

5.3 Petrofácies de Reservatório

As petrofácies de reservatório foram definidas através dos conceitos estabelecidos por De Ros e Goldberg (2007) onde foram identificados os principais parâmetros primários e diagenéticos que controlam a permeabilidade e a porosidade das amostras estudadas.

5.3.1 Petrofácies de Reservatório da Formação Quissamã

Nove petrofácies foram reconhecidas nas rochas carbonáticas analisadas no poço 3-OGX-61-RJS.

Calcarenitos Oolíticos Porosos (CAOPO): Estas amostras variam de areia fina a areia grossa com predominância textural de areia média. São rochas maciças, bem selecionadas, com empacotamento normal. Os constituintes primários são predominantemente oolitos, alguns policompostos, oncolitos, pelóides, raros intraclastos de areia carbonática e bioclastos de bivalves e gastrópodes. Grãos siliciclásticos são raros, e ocorrem normalmente como núcleos de oolitos e oncolitos. Os principais processos diagenéticos observados são: micritização dos aloquímicos, cimentação por franjas de calcita cobrindo as partículas, cimentação por calcita macrocristalina preenchendo poros interpartícula, rara dolomita blocosa preenchendo poros interpartícula, limitada dissolução de oolitos e oncolitos. O sistema poroso é predominantemente interpartícula, com moderada a boa conectividade entre os poros. A porosidade intrapartícula ocorre em oolitos e oncolitos (Figura 5.6 A). A microporosidade média é de 14,2 %, e a permeabilidade média é de 0,90 mD.

Calcarenitos Oncolíticos Porosos (CAONPO): Estas amostras variam texturalmente de areia média a areia muito grossa, com predominância de areia grossa. São rochas mal selecionadas, predominantemente maciças, algumas fraturadas. Oncolitos aglomerados são comuns, e intraclastos microbiais e de areia carbonática são raros. O sistema poroso destas rochas tem conexão moderada a boa, com boa conectividade entre os poros interpartícula. Porosidade intrapartícula ocorre em oncolitos e oolitos, e algumas amostras mostram poros vulgares (Figura 5.6 B). A média de microporosidade é de 12,3 %, e a de permeabilidade é de 1,06 mD.

Arenitos Híbridos (ARHB): Estas amostras são compostas por proporções similares de grãos siliciclásticos e partículas aloquímicas carbonáticas. São predominantemente de granulometria areia média, maciças e com empacotamento

normal (Figura 5.6 C). Os principais grãos siliciclásticos são grãos sub de quartzo, K-feldspato, biotita e muscovita angulares, misturados com oolitos, pelóides, oncolitos e bioclastos de bivalves e foraminíferos. Os principais processos diagenéticos são: micritização das partículas aloquímicas, pirita microcristalina substituindo biotita e partículas aloquímicas carbonáticas, dissolução de feldspatos, caulinita substituindo feldspatos e expandindo muscovita, crescimentos de K-feldspato, franjas de calcita cobrindo as partículas, calcita em mosaico preenchendo poros interpartícula, e compactação mecânica. O sistema poroso tem uma conexão moderada, e parte das amostras mostra moderada porosidade interpartícula. Porosidade intrapartícula é comum em bioclastos de bivalves, em oolitos e em grãos de feldspato. A microporosidade média é de 4,6 %, e a permeabilidade média é de 4,5 mD.

Calcarenitos Oolíticos Cimentados (CAOOCI): Estas amostras variam texturalmente de areia fina a grossa, com predomínio de areia média. São rochas com estrutura maciça, bem selecionadas e com empacotamento normal. Os oolitos possuem núcleos com grãos siliciclásticos de microclínio e quartzo, e algumas amostras possuem oolitos policompostos. Os principais processos diagenéticos são: micritização, cimentação por franjas de calcita cobrindo as partículas, crescimentos sintaxiais em bioclastos de equinóides, intensa cimentação por calcita em mosaico e macrocristalina preenchendo poros interpartícula, e rara dolomita blocosa substituindo as partículas. A porosidade interpartícula foi parcialmente destruída pela cimentação. Porosidade intrapartícula ocorre em oolitos e oncolitos, e em alguns bioclastos de bivalves e de gastrópodes (Figura 5.6 D). A microporosidade média é de 5,2%, e a permeabilidade média é de 0,10 mD.

Calcarenitos Oncolíticos Cimentados (CAONCI): Estas amostras variam texturalmente de areia fina a predominantemente areia grossa. São rochas maciças, mal selecionadas e com empacotamento normal. Os principais processos diagenéticos são: intensa cimentação por franjas de calcita cobrindo as partículas, crescimentos sintaxiais em bioclastos de equinóides, cimentação por calcita em mosaico e macrocristalina preenchendo poros interpartícula. O sistema poroso destas amostras é mal conectado. A porosidade interpartícula foi reduzida pela cimentação. Poros de fratura são raros. Porosidade intrapartícula ocorre em oncolitos e bioclastos de bivalves. A média de macroporosidade é de 4,5 %, e de permeabilidade é de 4,7 mD.

Calcirruditos Oncolíticos Cimentados (CRONCI): Estas amostras variam texturalmente de areia média a muito grossa, com predomínio de areia grossa. São rochas mal selecionadas, maciças, algumas localmente fraturadas. Os principais processos diagenéticos são: micritização, franjas de calcita cobrindo as partículas, crescimentos sintaxiais de calcita em equinóides, calcita macrocristalina e em mosaico preenchendo poros interpartícula, compactação mecânica, e rara dolomita blocosa substituindo oncolitos. O sistema poroso destas rochas é mal conectado. A porosidade interpartícula primária é reduzida devido à cimentação e compactação. Porosidade intrapartícula ocorre em oncolitos e bioclastos de bivalves. A microporosidade média é de 4,5%, a permeabilidade média é de 0,91 mD.

Calcarenitos Peloidais Compactados (CAPECO): Estas amostras variam texturalmente de areia fina a predominantemente areia média, localmente fraturadas e estilolitizadas. Os principais processos diagenéticos são: micritização, compactação mecânica, a cimentação por calcita macrocristalina e em mosaico, raras franjas de calcita cobrindo as partículas, compactação química e dissolução limitada dos grãos. O sistema poroso é mal conectado (Figura 5.6 E). A porosidade interpartícula foi extremamente reduzida pela compactação. A microporosidade média é de 4,3%, e a permeabilidade média de 0,31 mD

Calcarenitos Oncolíticos Compactados (CAONCO): Estas amostras possuem granulometria predominante de areia média, são mal selecionadas, fraturadas e estilolitizadas. Os principais processos diagenéticos são: micritização, compactação mecânica, cimentação por calcita macrocristalina e em mosaico, e compactação química. A porosidade interpartícula foi reduzida pela compactação, e a porosidade intrapartícula é observada em dissolução de oncolitos, e bioclastos de bivalves e gastrópodes. A microporosidade média é de 5,1%, e a permeabilidade média de 2,11 mD.

Calcirruditos Oncolíticos Compactados (CRONCO): Estas amostras são muito mal selecionadas, com tamanho textural predominante de areia grossa, empacotamento apertado, fraturadas e estilolitizadas. Os principais processos diagenéticos são: micritização, cimentação por calcita em mosaico preenchendo poros interpartícula, compactação mecânica e química. Rara dolomita blocosa substitui as partículas. O sistema poroso é mal conectado devido à cimentação e à intensa compactação (Figura 5.6 F). A porosidade interpartícula é baixa e a intrapartícula ocorre em oncolitos, oolitos e bioclastos, com raros poros vulgares. A microporosidade média é de 2,1%, e a permeabilidade média é de 0,33 mD.

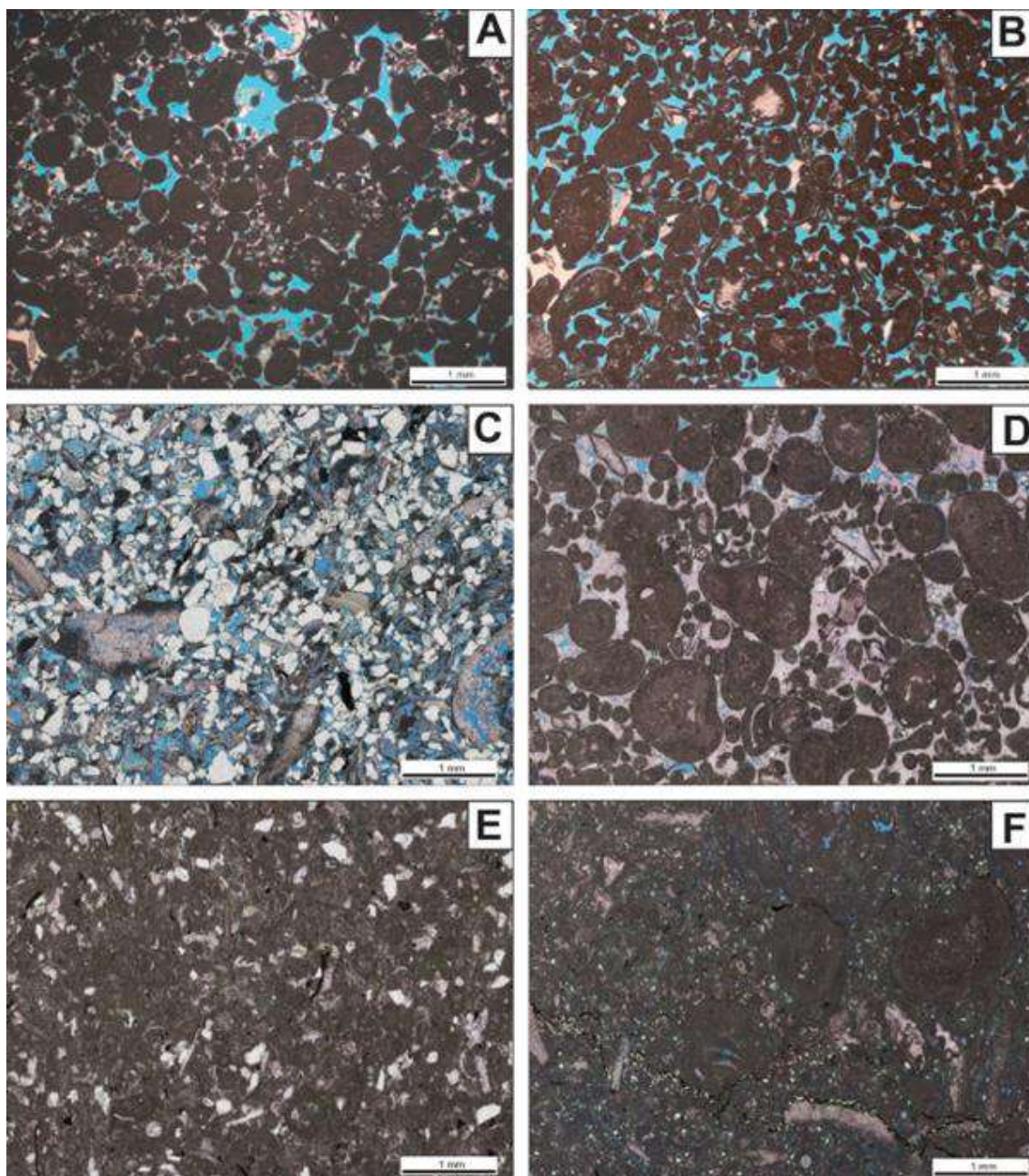


Figura 5.6 – Características petrográficas nas principais petrofácies de reservatório da Formação Quissamã: A) CAOPO: petrofácies de reservatório de boa qualidade, com porosidade interpartícula primária preservada. //P B) CAONPO, petrofácies de reservatório de boa qualidade, com porosidade interpartícula primária preservada. //P C) ARHB: petrofácies de reservatório de qualidade média devido à dissolução de bioclastos e feldspatos. //P D) CAOOCI: petrofácies de reservatório de má qualidade, com porosidade reduzida pela cimentação por calcita. //P. E) CAPECO: não-reservatório, devido a intensa compactação. //P. F) CRONCO: petrofácies de reservatório de má qualidade, devido a intensa compactação. //P.

Fonte: o próprio autor

Capítulo 6

Discussão

6.1 Ambiente Depositional da Formação Quissamã

O Grupo Macaé consiste em uma espessa seção carbonática que representa o início da implantação do Atlântico Sul (Supersequência Drifte). Foi depositado em contexto transgressivo marinho, representando o início da fase drifte da Bacia de Campos (WINTER; et. al, 2007). Este ambiente corresponde a uma extensa rampa carbonática homoclinal (SPADINI et al., 1988) depositada ao longo de uma faixa com direção NE. A Formação Quissamã é constituída quase inteiramente por rochas carbonáticas, com uma espessura aproximada de 800 m. A porção basal da Formação Quissamã é caracterizada por depósitos carbonáticos rasos, caracteristicamente dolomitizados (Membro Búzios).

A variedade composicional e textural dos sedimentos carbonáticos está essencialmente relacionada com a variação de profundidade dentro da rampa. De acordo com Dias-Brito (1999), os sedimentos da Formação Quissamã foram depositados em um ambiente marinho hipersalino com circulação restrita. Dados isotópicos de carbono e oxigênio com valores de $+4\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$ e de -2‰ $\delta^{18}\text{O}$ corroboram a interpretação de um ambiente hipersalino (SPADINI et al., 1988; ROBAINA et al., 1993).

A tectônica salina teve um papel importante na sedimentação da Formação Quissamã. Os altos sobre os quais foram depositados os bancos rasos (*shoals*) carbonáticos com fácies de alta energia foram gerados através da halocinese (FIGUEIREDO; MOHRIAK, 1984; SPADINI, 1992; FAVORETTO et al., 2016). Ciclos simétricos com padrão de empilhamento do tipo *shoaling-upward* foram reconhecidos por Spadini (1992), nos campos de Linguado, Bicudo e Bonito, no centro da Bacia de Campos. O Campo de Linguado representa a porção de mais alta energia, formada por calcarenitos depositados em bancos rasos. Os ciclos são compostos, da base para o topo, por calcarenitos peloidais finos; calcarenitos oncolíticos e oolíticos. Já os campos de Bicudo e Bonito são constituídos por rochas carbonáticas de granulação mais fina. Ciclos começando com calcarenitos peloidais, seguidos por calcarenitos oncolíticos/oolíticos e calcirruditos oncolíticos/oolíticos representam as associações de fácies mais comuns.

Alguns sistemas carbonáticos modernos, como o grande banco das Bahamas, são considerados análogos deposicionais aos carbonatos da Formação Quissamã, especialmente em termos da geometria dos bancos carbonáticos rasos (OKUBO et al., 2015). Segundo Bruhn et al. (2003) os reservatórios carbonáticos albianos correspondem a *shoals* alongados segundo NE, com aproximadamente 20 m de espessura, <1 Km de largura, e até 2,5 Km de comprimento, e são compostos principalmente por calcarenitos constituídos por oncolitos, pelóides, oólitos, e raros bioclastos. Estes *shoals* são considerados pequenos análogos dos corpos alongados de Joulter Cays e das Ilhas Exumas nas Bahamas, com comprimento médio das margens variando entre 30 e 45 km de comprimento e 10 a 15 km de largura (OKUBO et al., 2015). Modelos deposicionais dos sedimentos carbonáticos de Lily Bank (Bahamas) revelam sedimentos sem micrita nas cristas dos bancos, enquanto sedimentos mais finos são depositados em ambientes com energia relativamente baixa, como as depressões entre os bancos (RANKEY et al., 2006). Esta configuração sugere uma relação direta entre a batimetria, a energia hidrodinâmica, o meio ambiente e a granulometria das partículas encontrada nas diferentes posições fisiográficas das barras e *shoals* oolíticos.

Estudos anteriores definiram diferentes fácies na Formação Quissamã relacionando as texturas, a fábrica e a seleção com a energia do ambiente deposicional (SPADINI et al., 1988; GUARDADO; et al., 1989). No presente estudo, duas associações de fácies foram reconhecidas: calcarenitos/calcirruditos peloidais e oncolíticos depositados em uma rampa carbonática intermediária de energia moderada, e calcarenitos/calcirruditos oolíticos e oncolíticos, depositados em uma rampa carbonática proximal de alta energia. As fácies descritas neste trabalho podem ser associadas às zonas de topo e flanco dos *shoals* (Figura 6.1). Os calcarenitos/calcirruditos peloidais e oncolíticos foram depositados em um ambiente de energia moderada no flanco dos *shoals*, e em zonas intermediárias que foram protegidas das ações de ondas e correntes. Os calcarenitos e calcirruditos oolíticos e arenitos híbridos foram depositados em um ambiente de alta energia, gerados pela ação de ondas e correntes. Estes ambientes representam as porções de topo dos *shoals*. Estas fácies ocorrem de forma intercalada ao longo do intervalo estudado no poço 3-OGX-61-RJS, o que evidencia mudanças de posição relativa na rampa carbonática e a alternância de energia do paleoambiente.

O ambiente deposicional foi um fator importante para a definição do volume de porosidade primária nas rochas carbonáticas estudadas, porém o principal mecanismo de controle na qualidade de reservatório das rochas estudadas foi a intensidade dos processos diagenéticos.

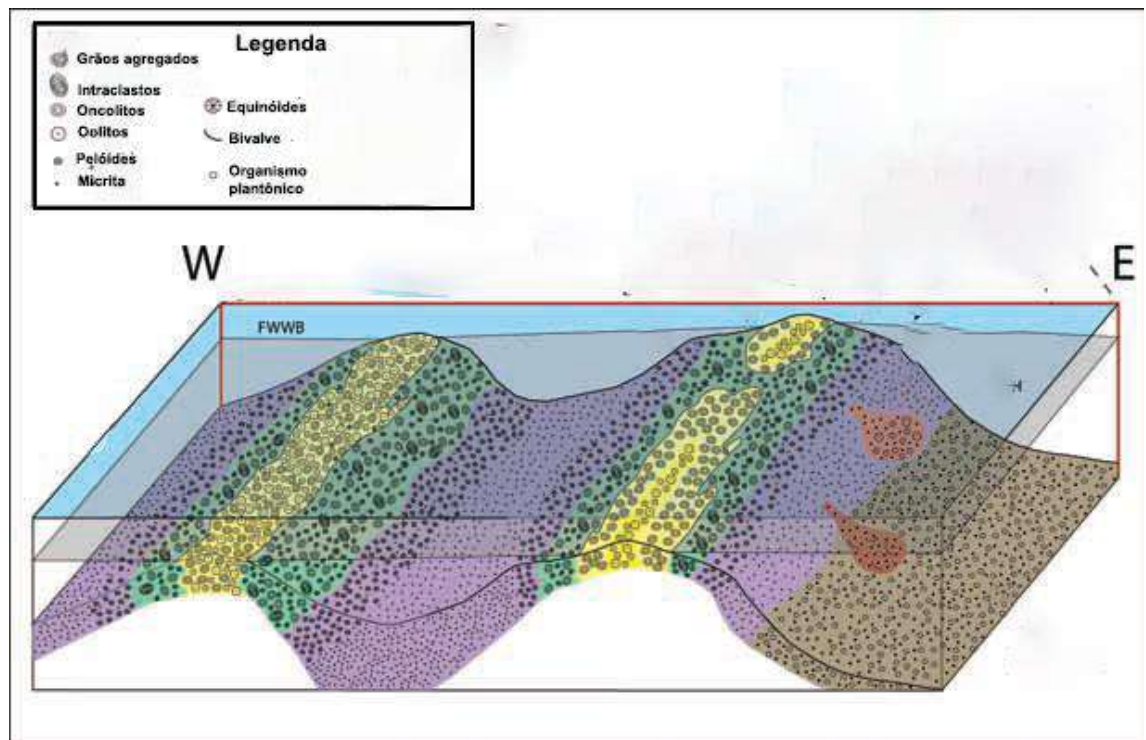


Figura 6.1 – Modelo deposicional inferido para a plataforma carbonática Albiana da Bacia de Campos. Fonte: Modificado de OKUBO et.al., 2015.

6.2 Evolução Diagenética da Formação Quissamã

A sequência de processos e produtos diagenéticos observados que afetaram as rochas estudadas no poço 3-OGX-61-RJS da Formação Quissamã foi interpretada com base na distribuição dos constituintes diagenéticos e suas relações paragenéticas com os constituintes primários, outros constituintes diagenéticos, seus processos, e seu efeito sobre a porosidade (Figura 6.2). A sequência paragenética observada neste estudo pode ser resumida como:

- 1) Micritização intensa ou parcial das partículas aloquímicas
- 2) Pirita framboidal e microcristalina substituindo as partículas
- 3) Franjas fibrosas de aragonita/calcita magnesiana cobrindo as partículas aloquímicas
- 4) Crescimentos sintaxiais de calcita em bioclastos de equinóides.
- 5) Dissolução de partículas aloquímicas, e feldspatos. Geração de porosidade intrapartícula e intragranular.
- 6) Autigênese de caulinita substituindo feldspatos, expandindo e substituindo muscovita e preenchendo poros intrapartícula e móldicos.
- 7) Fraturamento relacionado à halocinese.

- 8) Dolomita blocosa preenchendo localmente poros intrapartícula e móldicos e substituindo cimento de calcita em partículas aloquímicas.
- 9) Compactação mecânica, evidenciada pelo rearranjo das partículas e fraturamento de bioclastos.
- 10) Recristalização das franjas fibrosas de calcita.
- 11) Cimentação intensa por calcita em mosaico.
- 12) Compactação química, gerando contatos interpartícula suturados e estilólitos.
- 13) Dissolução ao longo dos estilólitos, formação de poros de canal e vugulares, dissolução intrapartícula de oólitos e oncolitos.
- 14) Precipitação limitada de dolomita em sela.
- 15) Precipitação de calcita em mosaico em poros de dissolução e substituindo dolomita.

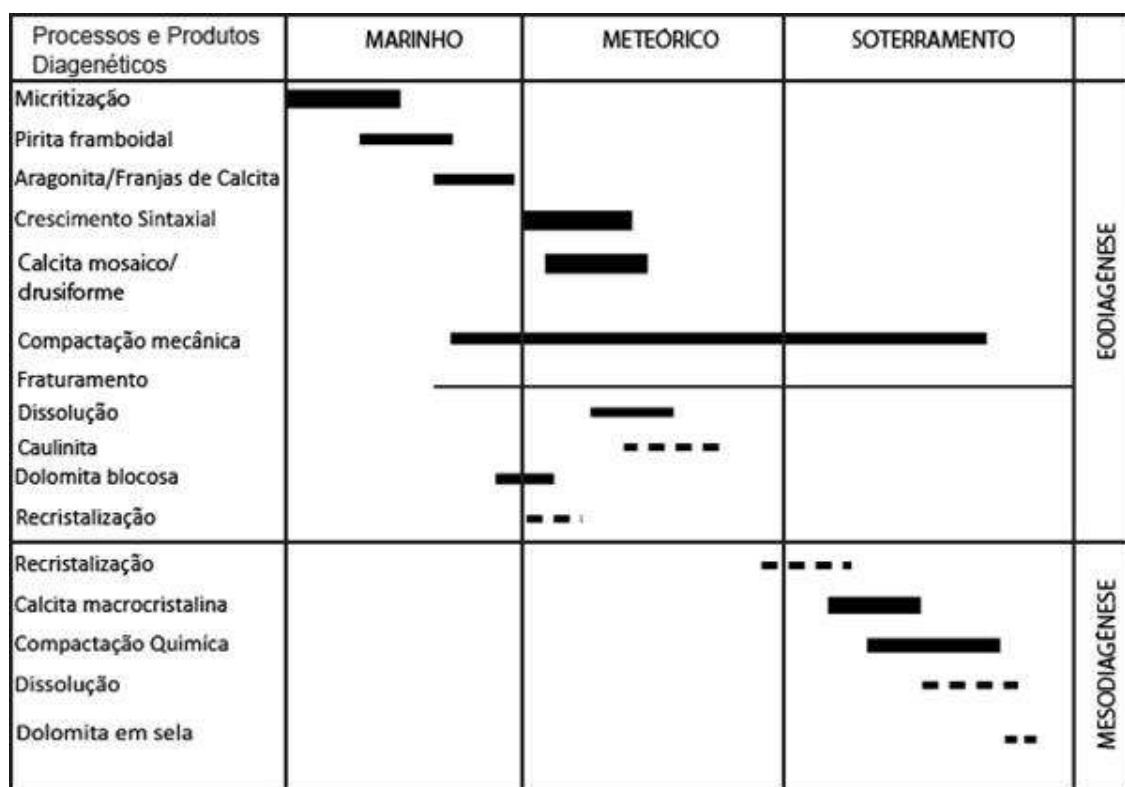


Figura 6.2 – Sequência diagenética esquemática das amostras analisadas da Formação Quissamã. A espessura das barras representa a intensidade de cada processo. Fonte: o próprio autor

A intensa micritização observada nas partículas aloquímicas, principalmente em oólitos e oncolitos ocorreu em ambiente marinho freático estagnante sob ação de microrganismos (LONGMAN, 1980; TUCKER; WRIGHT, 1990; MOORE; WADE, 2013). Nestas mesmas condições pirita microcristalina e framboidal foram precipitadas pela

redução bacteriana do sulfato da água marinha (BERNER, 1984) comumente substituindo constituintes primários, especialmente a biotita. Na zona marinha freática ativa, caracterizada pela circulação de água marinha por correntes e ondas, franjas fibrosas e microcristalinas inicialmente de aragonita ou calcita magnesiana cobriram as partículas aloquímicas (LONGMAN, 1980;).

A recristalização das franjas microcristalinas, ocorreu provavelmente em um ambiente meteórico freático estagnante (LONGMAN, 1980; MOORE; WADE, 2013). Em condições freáticas de circulação ativa de água meteórica, ocorreu a precipitação de crescimentos syntaxiais de calcita em torno de bioclastos de equinóides e o desenvolvimento de franjas prismáticas em torno de outras partículas e a precipitação de calcita em mosaico preenchendo poros interpartícula e de dissolução (LONGMAN, 1980; MOORE; WADE, 2013).

A geração de porosidade secundária nas rochas estudadas está relacionada à percolação de águas meteóricas resultante da exposição episódica dos bancos carbonáticos. A dissolução parcial ou total dos oólitos, oncolitos, pelóides e bioclastos gerou microporosidade intrapartícula, e poros intrapartícula, móldicos e vugulares em grande parte das amostras. A dissolução das partículas aloquímicas previamente micritizadas foi importante na evolução dos calcarenitos oolíticos e oncolíticos da Formação Quissamã, de forma similar ao observado por Morad et al. (2018) em grainstones e packstones oolíticos da Formação Arab D do (Jurássico Superior). Em um campo de gás *onshore* localizado no sudoeste de Abu Dhabi, esses autores observaram que a micritização das partículas aloquímicas promoveu um aumento nas reações água-rocha, devido à maior área superficial das partículas micritizadas. De acordo com os autores, o carbonato dissolvido é interpretado como tendo sido redistribuído como cimentos de calcita em hábitos drusiformes e crescimentos syntaxiais. (MORAD et al., 2018).

. A caulinita autigênica foi gerada pela interação de feldspatos e micas com águas meteóricas diluídas (WORDEN; MORAD, 2003), provavelmente relacionada à exposição periódica dos bancos carbonáticos. A origem dos cristais blocosos de dolomita que substituem pelóides, oólitos, e cimentos de calcita e raramente preenchem poros intrapartícula em oncolitos e oólitos, está provavelmente relacionada à mistura de fluidos meteóricos e marinhos (MOORE; WADE, 2013). Esses pequenos cristais blocosos de dolomita foram concentrados residualmente ao longo de estilólitos como observado por Paganoni et al. (2016), pela menor solubilidade e maior resistência da dolomita à dissolução por pressão. A precipitação de dolomita em sela ocorreu principalmente em poros secundários, em condições mesodiagenéticas, durante o soterramento (SPÖTL; PITMAN, 1998; MACHEL, 2004).

O progressivo aumento do soterramento na mesodiagênese promoveu a compactação química nas amostras, com contatos suturados entre as partículas e a formação de estilólitos gerados por dissolução por pressão. A cimentação tardia por calcita macrocristalina preencheu os poros interpartícula restantes, vulgares, de fratura e intrapartícula, e substituiu cimentos eodiagenéticos, como a caulinita e dolomita. A dissolução ao longo de estilólitos e de fraturas gerou poros de canal em algumas amostras.

6.3 Controles diagenéticos da porosidade nas rochas carbonáticas da Formação Quissamã e análogos

A diagênese promoveu considerável complexidade no sistema poroso das amostras analisadas da Formação Quissamã, e as evidências petrográficas demonstraram que a textura e composição deposicional não parecem ter influenciado muito a qualidade destes reservatórios. No poço estudado, a cimentação e a compactação reduziram intensamente a porosidade interpartícula primária das rochas. Os calcarenitos oolíticos depositados em ambientes de alta energia nos topos dos *shoals* e os calcarenitos oncolíticos de energia moderada depositados ao longo dos flancos destes bancos apresentam relativamente boa porosidade e permeabilidade. A preservação da porosidade primária interpartícula foi essencialmente condicionada pela cimentação precoce limitada. As rochas carbonáticas com boa porosidade e permeabilidade são as rochas com cimentação parcial por franjas de calcita cobrindo os aloquímicos e por crescimentos sintaxiais sobre bioclastos de equinóides. A cimentação precoce limitada sustentou o arcabouço dessas rochas, evitando a forte redução da sua porosidade interpartícula por compactação. Os depósitos oolíticos de alta energia e os depósitos oncolíticos de energia moderada podem, portanto, apresentar boa ou má qualidade de reservatório, dependendo mais da intensidade dos processos diagenéticos do que das fácies deposicionais.

A compactação atuou de forma heterogênea nas amostras, com intervalos intensamente compactados intercalados com outros com empacotamento normal. As amostras que sofreram maior compactação são constituídas por pelóides de tamanho areia fina a média, com pouca ou nenhuma cimentação eodiagenética. Consequentemente, essas amostras tiveram sua porosidade e permeabilidade fortemente reduzidas pela intensa compactação. A cimentação por calcita em mosaico e macrocristalina preencheu grande parte da porosidade interpartícula em grande parte das amostras. A microporosidade observada nas partículas aloquímicas é mais comum

em oólitos do que nos oncolitos, pelóides e bioclastos. A microporosidade média das amostras analisadas é de 6.3% (Tabela 4). As gargantas dos poros dentro dos oólitos são muito pequenas e a interconectividade é fraca, tanto dentro dos oólitos, quanto na porosidade interpartícula, o que torna na prática a microporosidade destas partículas não-efetiva para a qualidade do reservatório (SELLWOOD; BECKETT, 1991). Nas rochas carbonáticas estudadas observou-se que os oólitos possuem microporosidade parcialmente gerados durante a mesodiagênese, pois estes microporos são mais abundantes próximo aos poros do canal e de fraturas, ao longo dos estilólitos. Algumas alternativas para a dissolução secundária gerada nas rochas carbonáticas da Formação Quissamã durante soterramento podem ser: a percolação de fluidos dissolventes através de fraturas e falhas geradas pela halocinese dos evaporitos subjacentes da formação Retiro, fluidos ricos em CO₂, H₂S e ácidos orgânicos, gerados pela diagênese da matéria orgânica das rochas-fonte associadas (MAZZULO; HARRIS, 1991), que percolaram através dos estilólitos, por fraturas e falhas durante o soterramento, e geraram porosidade secundária, por conta da sua alta capacidade de dissolução (MACHEL, 2001), ou por processos de desequilíbrio térmico da mistura de fluidos dentro do reservatório (GILES; DE BOER, 1989)

Alguns campos produtores de hidrocarbonetos possuem uma história deposicional e diagenética similares as rochas carbonáticas estudadas da Formação Quissamã. Um exemplo é o Campo Waker Creek, localizado no Sul do Arkansas, Estados Unidos. Estes reservatórios são grainstones e packstones oolíticos jurássicos da Formação Smackover, depositados em bancos carbonáticos em um ambiente de águas rasas e alta energia. (BLIENFNICK; KALDI, 1996). Nas amostras do Campo Waker Creek de maneira análoga as observadas neste estudo, nas fácies dominadas por pelóides e oncolitos sem cimentação marinha precoce, a porosidade foi totalmente destruída pela compactação mecânica (BLIENFNICK; KALDI, 1996). Com o progressivo aumento do soterramento a compactação química tornou-se o principal processo diagenético resultando em microestilólitos nos contatos das partículas, reduzindo ainda mais a porosidade e a permeabilidade. Após a compactação mecânica e a cimentação em estágio avançado relacionada à compactação química, ocorreu o alargamento dos poros através da dissolução parcial de partículas e cimento. A dissolução em estágio final ocorreu ao longo de caminhos de porosidade primária preservada e resultou em algumas das atuais interconexões efetivas de poros. (BLIENFNICK; KALDI, 1996)

Outro exemplo de rochas carbonáticas com um controle diagenético similar aos observados nas rochas da Formação Quissamã, ocorre no campo Humbly Grove localizado, na Bacia Weald, Sul da Inglaterra, onde os principais reservatórios de óleo são grainstones e packstones oolíticos da Formação Great Oolite, do Jurássico Médio.

Os processos diagenéticos mais importantes foram: cimentação por calcita, compactação química, dissolução e dolomitização (HEASLEY; et.al., 2000).

A compactação mecânica reduziu variavelmente a porosidade nas amostras da Formação Great Oolite do Campo Hubly Grove. Amostras com franjas isópocas bem desenvolvidas foram relativamente mais resistentes à compactação mecânica do que aquelas sem franjas. Tais amostras também foram menos severamente afetadas pela compactação química e pela formação de microestilólitos. Em outros lugares, os crescimentos sintaxiais impediram a compactação das partículas de bioclastos de equinóides, mas não foram suficientemente abundantes para impedir o desenvolvimento de compactação química nos oólitos circundantes (HEASLEY; et.al., 2000). A microporosidade no campo Humbly Grove foi atribuída à recristalização diagenética precoce por águas meteóricas. Após a estabilização mineralógica diagenética inicial, os componentes mais solúveis no reservatório teriam sido os oólitos microporosos, porque eles teriam energias de superfície livres mais altas do que os componentes cristalinos mais grossos. Se a microporosidade fosse anterior à compactação química, deveria, portanto, ter havido remoção preferencial dos oólitos microporosos e oclusão localizada da microporosidade adjacente aos estilólitos. No entanto, nenhuma dessas relações é observada em Humbly Grove, isto sugere que a dissolução ocorre posteriormente a compactação química (HEASLEY; et.al., 2000).

Muitos reservatórios carbonáticos comprovadamente contêm porosidade secundária diagenética de soterramento, embora sua distribuição seja restrita (GILES; MARSHALL, 1986; MAZZULLO; HARRIS, 1991). É improvável que os fluidos dos poros do campo Humbly Grove situ tenham permanecido subsaturados em relação à calcita, dada a enorme capacidade de tamponamento pela dissolução das rochas carbonáticas. A dissolução do soterramento profundo, portanto, provavelmente exigiu a introdução de fluidos ácidos e/ou subsaturados de fora do reservatório (HEASLEY; et.al., 2000).

Tanto CO₂ quanto espécies de ácidos orgânicos da maturação do querogênio são liberados em fluidos aquosos dos poros que foram expelidos das rochas geradoras durante geração inicial de petróleo (HUNT, 1996), o que também poderia ser uma alternativa para a porosidade de soterramento nas rochas observadas na Formação Quissamã. À medida que mais rocha geradora entrava na janela de óleo, os fluidos ácidos poderiam ter se concentrado na parte de água decrescente do campo, outra explicação alternativa baseia-se na solubilidade retrógrada da calcita em relação à temperatura. A atividade tectônica no Terciário pode ter proporcionado oportunidades para o fluxo de fluidos de partes profundas da bacia. Os fluidos aquosos associados ao hidrocarboneto remobilizado podem ter sido saturados com calcita, mas em

desequilíbrio térmico com o reservatório gerando maior dissolução das partículas carbonáticas.

6.4 Petrofácies e Qualidade de Reservatório da Formação Quissamã

Nove petrofácies de reservatório (*sensu* De Ros e Goldberg, 2007) foram definidas para as rochas estudadas da Formação Quissamã com base nas características de composição primária, textura, e principalmente dos processos e produtos diagenéticos de maior impacto sobre a porosidade e a permeabilidade (Tabela 5).

As petrofácies CAOPO (Calcarenitos Oolíticos Porosos) e CAONPO (Calcarenitos Oncolíticos Porosos) apresentam boa qualidade de reservatório. Estas duas petrofácies foram depositadas em ambientes de alta e de moderada energia, respectivamente, e apresentam boa preservação da porosidade interpartícula primária devido à limitada cimentação eodiagenética por calcita e a limitada compactação mecânica e química. O sistema poroso destas petrofácies possui uma boa conectividade entre os poros. A cimentação eodiagenética por franjas de calcita e crescimentos sintaxiais sobre equinóides ajudou a sustentar o arcabouço destas rochas, inibindo os efeitos da compactação. Embora a cimentação por calcita tenha reduzido as gargantas dos poros, a conectividade do sistema poroso foi apenas parcialmente afetada, e a permeabilidade e a microporosidade correspondem a bons reservatórios (Figura 6.3). A geração de porosidade secundária foi limitada a alguns poros intrapartícula em oólitos, oncolitos, e intraclastos de areia carbonática, com raros poros móldicos e vugulares que não constituem uma contribuição significativa para a qualidade dos reservatórios.

A petrofácies Arenito Híbrido (ARHB) têm uma qualidade de reservatório regular, com uma alguma preservação da porosidade intergranular e limitada cimentação por calcita, com alguma caulinita substituindo feldspatos e preenchendo poros de dissolução de alguns grãos de feldspato. A compactação mecânica é visível em algumas partículas de feldspatos e bioclastos fraturados, e algumas amostras possuem uma boa conexão entre os poros, com razoável permeabilidade. A porosidade secundária é originada pela dissolução de oncolitos, oólitos, bioclastos de bivalves e feldspatos.

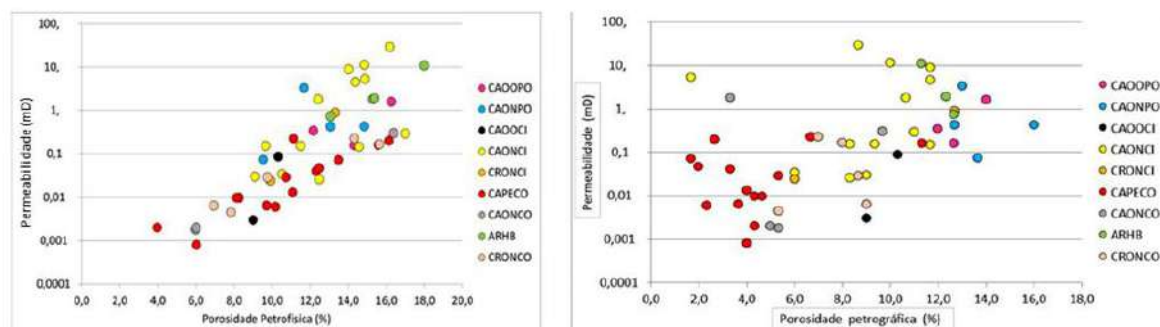


Figura 6.3 - Gráficos de permeabilidade versus porosidade petrofísica e porosidade petrográfica para as petrofácies definidas. Fonte: o próprio autor

As petrofácies cimentadas CAOOCI, CAONCI e CRONCI (calcarenitos e calcirruditos oolíticos/oncolíticos cimentados), foram depositadas em ambientes de moderada a alta energia, e apresentam baixa qualidade de reservatório, devido à intensa cimentação carbonática. Essas rochas possuem limitada compactação devido à cimentação precoce, mas forte redução da porosidade e permeabilidade (Figura 6.4). Nessas amostras, tanto a porosidade interpartícula primária, quanto a intrapartícula e móldica por dissolução das partículas, foram praticamente obliteradas pelo cimento de calcita em mosaico, e menos comumente por dolomita blocosa.

As petrofácies compactadas CAPECO, CAONCO e CRONCO (calcarenitos peloidais compactados, calcarenitos oncolíticos peloidais compactados e calcirruditos oncolíticos peloidais compactados), foram depositadas em ambientes de energia moderada, e constituem as piores qualidade de reservatório entre as amostras analisadas, sendo classificadas como não-reservatórios. O principal mecanismo de redução da porosidade nessas amostras foi a compactação mecânica e química. A cimentação eodiagenética não foi capaz de suportar o arcabouço dessas rochas contra a compactação. A porosidade secundária é limitada, e os poros intrapartícula e móldicos encontram-se isolados e não-conectados. A pouca permeabilidade observada nessas petrofácies compactadas foi promovida pela dissolução de soterramento ao longo dos estilólitos, formando poros vulgares e de canal, e por fraturas que cortam algumas estruturas.

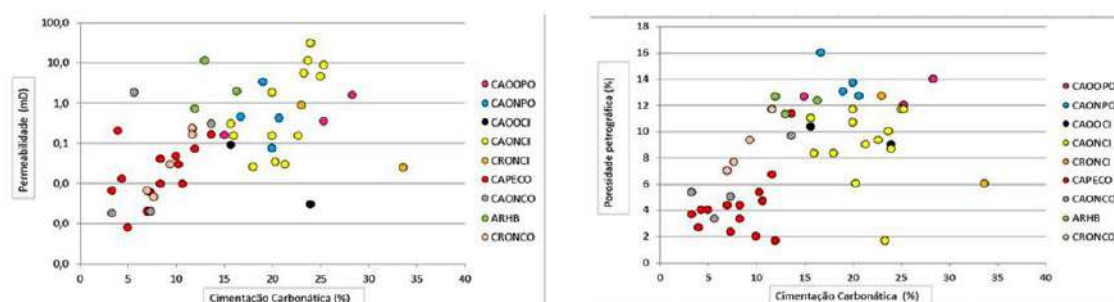


Figura 6.4 - Gráficos do volume de cimentos carbonáticos x porosidade petrográfica e permeabilidade nas amostras analisadas, mostrando a redução da macroporosidade e da permeabilidade pela cimentação. Fonte: o próprio autor

Tabela 5 – Valores médios da Macroporosidade, Microporosidade, Permeabilidade e a classificação da Qualidade de Reservatório para as petrofácies reconhecidas nas amostras estudadas. Fonte: o próprio autor

Petrofácies	Macroporosidade (%)	Microporosidade (%)	Permeabilidade (mD)	Qualidade
CAOPO	13,6	14,2	0,9	Boa
CAONPO	8,6	12,3	1,6	Boa
ARHB	2,7	4,6	4,5	Moderada
CAOOC	2,9	5,2	0,10	Ruim
CAONCI	4,9	4,5	4,7	Moderada
CRONCI	3,3	4,5	0,9	Ruim
CAPECO	5,1	4,3	0,3	Não-reservatório
CAONCO	4,4	5,1	2,1	Não-reservatório

6.5 Perfis Petrofísicos da Formação Quissamã

Um modelo petrofísico foi desenvolvido através do software Techlog® sobre os perfis do poço 3-OGX-61-RJS para definição da distribuição vertical dos principais constituintes mineralógicos. Os constituintes modelados são: calcita, dolomita, sílica e argilominerais (correspondendo essencialmente a feldspatos e micas em amostras híbridas). A Figura 6.5 mostra os perfis utilizados. o resultado do modelamento mineralógico e os dados petrofísicos e petrográficos. O track 1 mostra as curvas de raios gama (linha verde) e caliper (linha marrom). Os tracks 2 e 3 mostram a profundidade e o intervalo testemunhado respectivamente. O track 4 mostra a resistividade, e o track 5 a densidade (linha preta). O modelo também mostra uma comparação entre a porosidade total e efetiva, calculadas com os perfis de densidade, com a porosidade petrográfica (track 6, linha vermelha). Os tracks 10 a 15 mostram os valores mineralógicos calculados. Observa-se uma boa correspondência entre o modelo

mineralógico construído no Techlog e os resultados petrográficos para o poço estudado (pontos plotados ao lado dos gráficos).

Os dados petrofísicos de porosidade petrofísica e permeabilidade mostram uma boa correlação (Fig. 6.6), com um grupo de amostras com boa porosidade ($> 10\%$) e permeabilidade (> 1 mD), com boa conectividade dos poros e grande volume de porosidade interpartícula, outro com baixa permeabilidade (< 1 mD) e boa porosidade ($> 10\%$), provavelmente correspondendo a rochas com poros móldicos, intrapartícula e de canal, e um último grupo com baixa permeabilidade (< 1 mD) e baixa porosidade ($< 10\%$), correspondendo provavelmente a rochas muito cimentadas ou severamente compactadas.

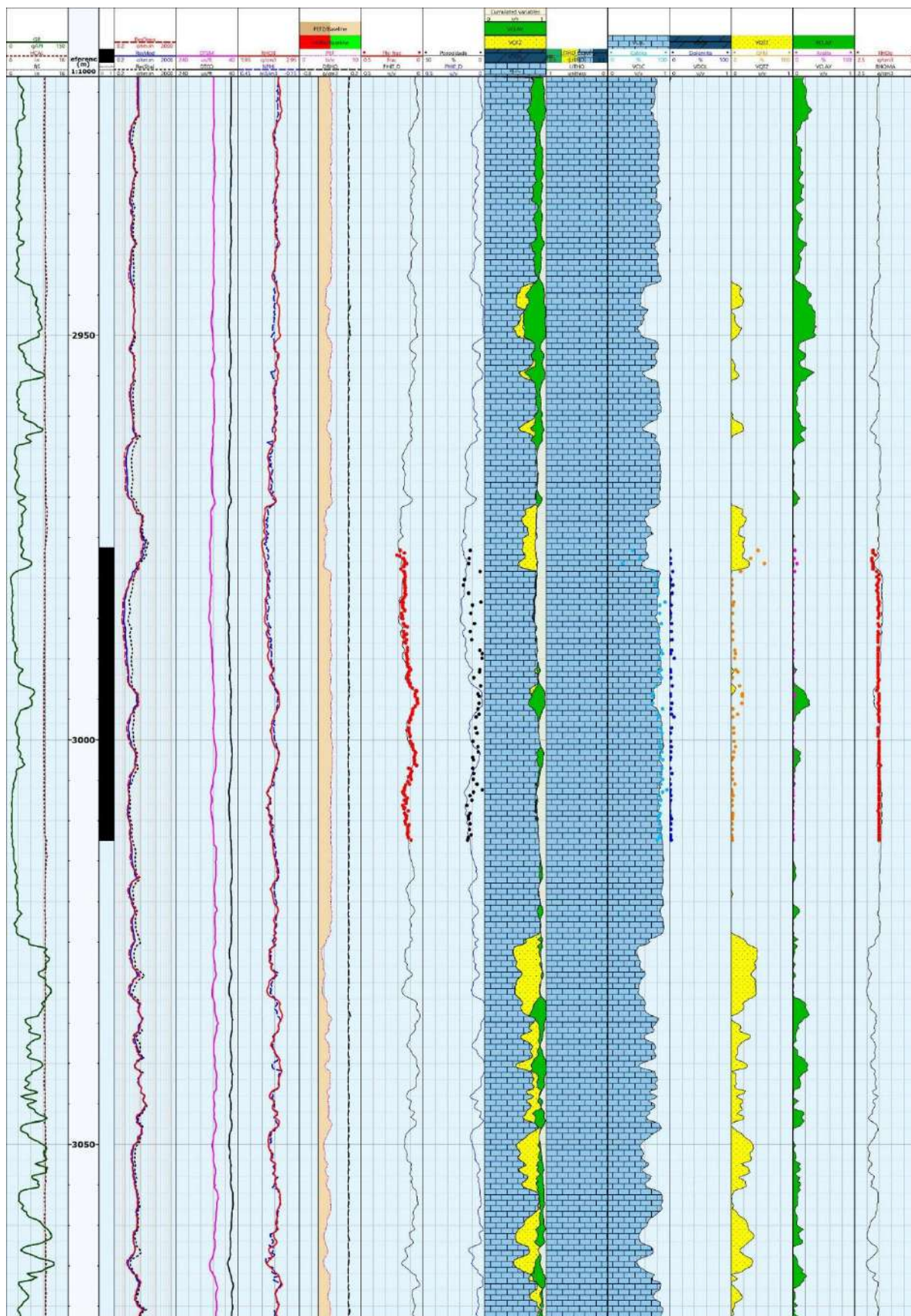


Figura 6.5: Assinaturas de perfis e análises petrofísicas da seção do Albiano inferior no poço 3-OGX-61-RJS. 1- Raios gama (linha verde) e Cáliper (linha marrom tracejada). 2- Profundidade

medida. **3-** Intervalo testemunhado. **4-** Resistividade Profunda (linha vermelha tracejada), Resistividade Média (linha azul contínua) e Resistividade rasa (linha preta pontilhada). **5-** Registros sônicos das ondas Compressional (linha preta) e Cisalhante (linha rosa). **6-** Densidade (linha vermelha) e Nêutrons (linha azul tracejada). **7-** Fator fotoelétrico (linha rosa pontilhada) e Correção da densidade (linha preta tracejada). **8-** Porosidade total (linha preta contínua) e Porosidade petrofísica (pontos vermelhos). **9-** Porosidade efetiva (linha azul contínua) e Porosidade petrográfica (pontos pretos). **10 a 15-** Perfis mineralógicos calculados e dados petrográficos. Perfil de Calcita (azul), , Sílica (amarelo) e Argila (verde). Teores petrográficos de calcita (pontos azuis claros), dolomita (pontos azuis escuros) e silicatos (pontos laranja), argila (pontos rosa). **16-** Densidade da matriz calculada (linha preta) e Densidade de grãos medida em laboratório (pontos vermelhos). Fonte: o próprio autor

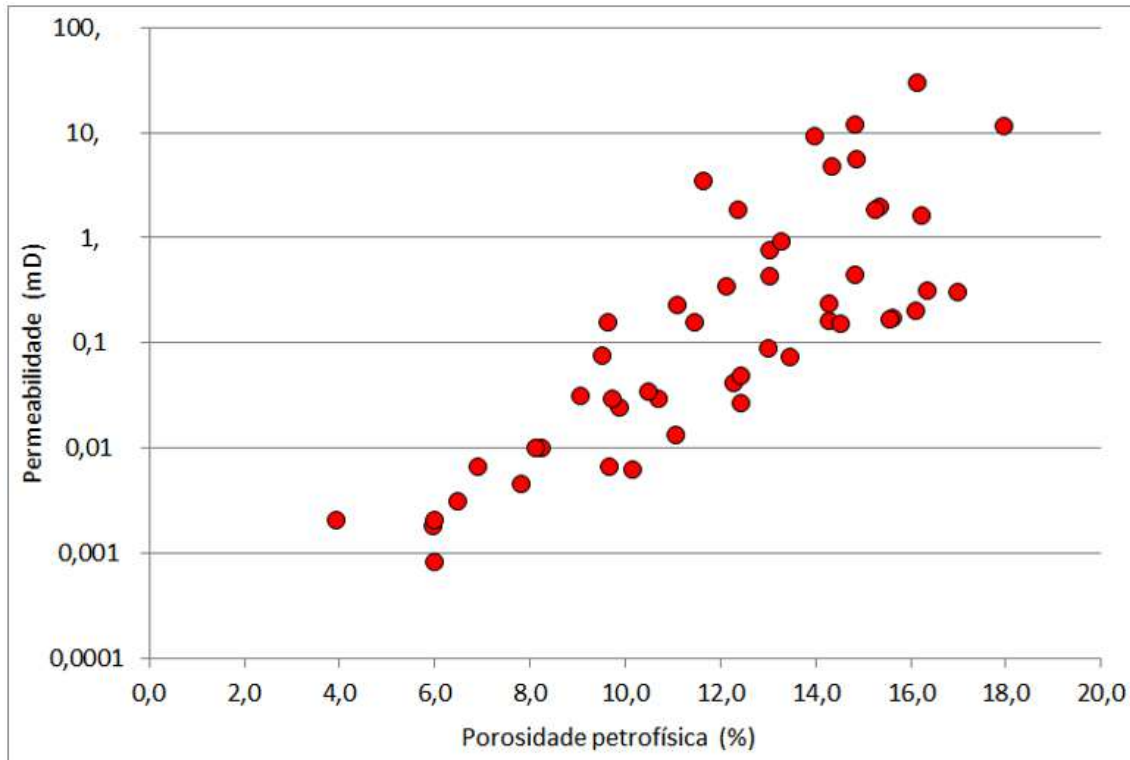


Figura 6.6 – Gráfico de porosidade petrofísica x permeabilidade das amostras estudadas.
Fonte: o próprio autor

6.6 Conclusões

- Um estudo integrado utilizando dados petrográficos, sedimentológicos, petrofísicos e de perfil foi realizado visando melhorar a compreensão dos fatores que controlam a evolução e distribuição da porosidade nas rochas carbonáticas da Formação Quissamã no poço 3-OGX-61-RJS, localizado no sul da Bacia de Campos
- Seis fácies deposicionais foram identificadas no poço analisado, agrupadas em duas associações de fácies: Rampa carbonática intermediária de energia moderada e Rampa carbonática proximal de alta energia. As litologias compreendem: calcarenitos/calcirruditos oolíticos característicos de ambiente de alta energia, depositados em bancos (*shoals*) intercalados com calcarenitos/calcirruditos oncolíticos e peloidais depositados em ambiente de energia moderada.
- Os principais produtos e processos diagenéticos identificados são: a micritização das partículas aloquímicas, pirita microcristalina e framboidal substituindo as partículas, cimentação por franjas de calcita, calcita em mosaico e crescimentos sintaxiais sobre bioclastos de equinóides, dissolução das partículas e geração de porosidade secundária, autigênese de caulinita, fraturamento dos aloquímicos, compactação mecânica, cimentação por dolomita blocosa, compactação química gerando estilólitos e contatos interpartícula suturados, precipitação de dolomita em sela, dissolução mesodiagenética, calcita preenchendo poros de dissolução.
- O sistema poroso é heterogêneo nas amostras observadas, devido a variação das fácies deposicionais, composição primária e os processos eodiagenéticos e mesodiagenéticos que afetaram o reservatório. A cimentação e a compactação foram os processos diagenéticos que mais impactaram a qualidade dos reservatórios.
- Nove petrofácies de reservatório foram definidas com base na integração dos dados petrográficos e petrofísicos e das feições que mais impactaram a permeabilidade e a porosidade das amostras. As melhores petrofácies são calcarenitos oolíticos e oncolíticos porosos, que possuem uma boa conexão através da porosidade interpartícula e que tiveram cimentação precoce limitada que preservou o arcabouço dos efeitos da compactação. As piores petrofácies são calcarenitos e calcirruditos peloidais que foram muito cimentados ou muito compactados, caracterizadas como não-reservatório.

- A diagênese foi o principal fator de controle da qualidade dos reservatórios albianos estudados. A variação da intensidade nos processos de cimentação, compactação e dissolução impactou diretamente os sistemas porosos analisados. O ambiente deposicional teve proporcionalmente pouca influência sobre a qualidade dos reservatórios, pois rochas depositadas em ambientes de moderada energia constituem reservatórios de boa qualidade.
- Dois eventos de geração de porosidade secundária ocorreram nas amostras estudadas: o primeiro evento durante a eodiagênese, com a geração de poros móldicos, vugulares e intrapartícula em oólitos, oncolitos e menos frequentemente em bioclastos e pelóides. Essa dissolução foi gerada pelo influxo de fluidos meteóricos durante eventos de exposição dos bancos carbonáticos. O segundo evento de geração de porosidade secundária foi gerado na mesodiagênese por fluidos evoluídos pela dissolução ao longo dos estilólitos e fraturas, formando poros de canal e microporos através da dissolução de grãos e cimentos próximos a essas estruturas.
- Uma melhor compreensão dos fatores e dos processos que afetaram a porosidade das rochas carbonáticas albianas da Formação Quissamã deve contribuir para a previsão da qualidade dos reservatórios nas áreas de exploração, bem como para a eficiência de recuperação nos campos produtores.

Referências Bibliográficas

ABRAHÃO, D.; WARME, J. E. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, offshore Brazil. **Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs**. American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 287–305.

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (ANP). Boletim da produção de petróleo e gás natural, 2023.

ARMELENTI, G. et al. Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-salt carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v.112, Elsevier Ltd, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103566>>.

ASMUS, H. E.; GUAZELLI, W. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes: hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. **Projeto REMAC: estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1981. 9, p. 187-269.

ASQUITH, G. B.; GIBSON, C. R. **Basic Well Log Analysis for Geologists**. American Association of Petroleum Geologists, 1982.

AZEVEDO, R. L. M. Paleoceanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 12, p. 231-249, 2004.

_____; GOMIDE, J.; VIVIERS, M. C. Geo-história da Bacia de Campos: do Albiano ao Maastrichtiano. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, n.2, p.139-146, 1987.

BATHURST, R. G. C. Pressure-dissolution and limestone bedding: the influence of stratified cementation. In: EINSELE, G., RICKEN, W.; SEILACHER, A. (Eds.). **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag, 1991. p. 450–463.

BERNER, R. A. Sedimentary pyrite formation: An update. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, p. 605-615, 1984.

BLIEFNICK, D. M.; KALDI, J. G. Pore Geometry: Control on Reservoir Properties, Walker Creek Field, Columbia and Lafayette Counties, Arkansas. **AAPG Bulletin**, v. 80, n. 7, p. 1027–1044, 1996.

BRAMKAMP, R. A.; POWERS, R. W. Classification of Arabian carbonate rocks. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 69, p. 1305-1308, 1958.

BRUHN, C. H. L. et al. Campos Basin: reservoir characterization and management - Historical overview and future challenges. In: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 2003, Houston. **Paper**. 14 p.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. Some Remarks on the Evolution of Sedimentary Basins along the Eastern Brazilian Continental Margin. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 206-216, 1999.

CARROZI, A. V.; FALKENHEIN, F. U. H.; FRANKE, M. R. Depositional environment, diagenesis and reservoir properties of oncolitic packstones, Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin, offshore Rio de Janeiro, Brazil. In: PERYT, T. M. (Eds.). **Coated Grains**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1983. p. 330-343.

CHANG, H. K.; KOWSMANM, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. (Eds.). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 269-289.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **AAPG Bulletin**, v. 54, p. 207– 250, 1970.

_____; JAMES, N. P. Diagenesis in limestones - 3. The deep burial environment. **Geoscience Canada**, v. 14, p. 3-35, 1987.

DE ROS, L. F.; GOLDBERG, K. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction. In: AAPG ANNUAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2007, Long Beach. **Extended Abstracts**.

_____. et al. 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the PETROLEDGE® System. In: AAPG ANNUAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2007, Long Beach. **Extended Abstracts**.

DEFLIESE, W. F; LOHMANN, K. C. Evaluation of meteoric calcite cements as a proxy material for mass-47 clumped isotope thermometry. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 173, p. 126-141, 2016.

DIAS, J. L. et al. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. (Eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 333–360

DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R. L. M. As sequências deposicionais marinhas da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica. In: 34° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1986. **Anais**. Goiânia: SBG, 38-49.

_____. Usando pitonelidos e colomielidos para dividir o Albiano: um estudo a partir da margem sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999, Rio Claro. **Boletim**. Rio Claro: UNESP, 1999, p. 627-635.

DICKSON, J. A. D. A modified staining technique for carbonates in thin section. **Nature**, v. 205, 587, 1965.

DUHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E. (Eds.). **Classification of carbonate rocks**. Tulsa: AAPG Memoir, 1962. v. 1, p. 108-121.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N.W.T. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 19, p. 730-78, 1971.

FAVORETO, J. et al. Caracterização sedimentológica dos carbonatos Albianos do reservatório Quissamã na porção meridional da Bacia de Campos. **Revista Geociências**, 35, 1–15, 2016.

FIGUEIREDO, A. M. F.; MOHRIAK, W. U. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo da Bacia de Campos. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, SBG, p.1380-1394

FLUGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks**. New York: Springer-Verlag, 2004.

FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. **AAPG Bulletin**, Austin, v. 43, p. 1-38, 1959.

_____. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*. v. 44, p. 40-53, 1973.

GILES, M. R.; MARSHALL, J. D. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and Petroleum Geology*, v. 3, p. 243-255, 1986.

_____; DE BOER, R. B. Secondary porosity: creation of enhanced porosities in the subsurface from the dissolution of carbonate cements as a result of cooling formation waters. **Marine and Petroleum Geology**, v. 6, p. 261-269, 1989.

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

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. Petroleum Geology of the Campos Basin, a Model for a Producing Atlantic-Type Basin. In: EDWARDS, J. D.;

SANTOGROSSI, P. A. (Eds.). **Divergent/Passive Margin Basins**. AAPG Memoir 48, 1989. p.3-79.

_____. et al. Petroleum System of the Campos Basin. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. (Eds.). **Petroleum System of South Atlantic Margins**. AAPG Memoir 73, 2000. p. 317–324.

HANOR, J. S. Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 48, p. 489–501, 1978.

HARDIE, L. A. Dolomitization: a critical view of some current views. **Journal of Sedimentary Petrology**, 57, 166-183, 1987.

HEASLEY, E. C.; WORDEN, R. H.; HENDRY, J. P. Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK. **Marine and Petroleum Geology**, v.17, p. 639-654, 2000.

HERLINGER JUNIOR, R.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. Influence of diagnosis on the quality of lower cretaceous Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, 87, 1285-1313, 2017.

HUNT, J. M. **Petroleum geochemistry and geology**. New York: Freeman and Co, 1996.

JAMES, N. P.; CHOQUETTE, P. W. Diagenesis 9, Limestones: the meteoric diagenetic environment. **Geoscience Canada**, 10, 161-194, 1984.

_____; _____. Limestones: the sea floor diagenetic environment. In: MCILREATH, I.A.; MORROW, D.W. (Eds.). **Diagenesis**. Geosc. Canada Reprint Series, 1990, 4, 13–34.

_____; KENDALL, A. C. Introduction to carbonate and evaporate facies models. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Eds.). **Facies Models: Response to Sea Level Changes**. Geological Association of Canada, 1992. p. 265-275.

_____; JONES, B. **Origin of carbonate sedimentary rocks**. Oxford: Wiley Ed., 2016.

LAND, L. S. The origin of massive dolomite. **Journal of Geological Education**, 33, 112-125, 1985.

LIMA, B.; DE ROS, L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, 383, 55-81, 2019.

LONGMAN, M. W. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 64, 461-487, 1980.

LUCIA, F. J. Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space. **Journal of Petroleum Technology**, v. 35, 629–637, 1983.

_____. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 79, 1275-1300, 1995.

_____. **Carbonate Reservoir Characterization**. 2. ed. Berlin: Springer-Verlag, 2007.

MACHEL, H. G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings. **Sedimentary Geology**, 140, 143-175, 2001.

_____. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: BRAITHWAITE, C. J. R.; RIZZL, G.; DARKE, G. (Eds.). **The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs**. London: Geological Society, Special Publication 235, 2004. p. 7-63. Disponível em: <<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02>>.

MAZZULO, S. J.; HARRIS, P. M. An overview of dissolution porosity development in the deep-burial environment, with examples from carbonate reservoirs in the Permian basin. In: CANDELLARIA, M.P. (Eds.). **Permian Basin Plays: Tomorrow's Technology Today**. West Texas Geological Society Publication, 1991. p. 125-138.

_____. Organogenic dolomitization in peritidal to deep sea sediments. **Journal of Sedimentary Research**, 70, 10-23, 2000.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; CESERO, P. Ages of the magmatism and the opening of the south Atlantic Ocean. **Pesquisas**, 25, 47–57, 1998.

MOORE, C. H. Beach rock origin: some geochemical, mineralogical, and petrographic considerations. **Geosci. Man**, 18, 155–163, 1977.

_____; WADE, W. J. **Carbonate Reservoirs: Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework**. Amsterdam: Elsevier, 2013.

MORAD, D. et al. Comparison of the diagenetic and reservoir quality evolution between the anticline crest and flank of an Upper Jurassic carbonate gas reservoir, Abu Dhabi, United Arab Emirates. **Sedimentary Geology**, 367, 96–113, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.02.008>>.

OKUBO, J. et al. Depositional, diagenetic and stratigraphic aspects of Macaé Group carbonates (Albian): Example from an oilfield from Campos Basin. **Brazilian Journal of Geology**, 45, 243-258, 2015.

PAGANONI, M. et al. Impact of stylolitization on diagenesis of a Lower Cretaceous carbonate reservoir from a giant oilfield, Abu Dhabi, United Arab Emirates. **Sedimentary Geology**, 335, 70- 92, 2016.

PURSER, B. H.; BROWN, A.; AISSAOUI, D. M. Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. In: PURSER, B. H.; TUCKER, M. E., ZENGER, D. A. (Eds.). **Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu**. Int. Assoc. Sedimentol. Sp. Publ. 21, 1994. p. 283–308.

RANGEL, H. D. et al. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 8(1), 203-217, 1994.

RANKEY, E.C., RIEGL B., STEFFEN K. 2006. Form, function and feedbacks in a tidally dominated ooid shoal, Bahamas. **Sedimentology**, 53:1191-1210. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.02.004>>

ROBAINA, L.E.S., FORMOSO, M.L.L., SPADINI, A.R., 1993. Geoquímica dos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé (Eo-meso- Albiano) nos campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 7, 103-133.

RUNNELLS, D. D. Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 39, 1188-1201, 1969.

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. **A color guide to the petrography of carbonate rocks**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2003.

SELLWOOD, B. W.; BECKETT, D. Ooid microfabrics: the origin and distribution of high intra-ooid porosity; Mid Jurassic reservoirs, southern England. **Sedimentary Geology**, 71, 189-193, 1991.

SPADINI, A. R. **Processos deposicionais e ciclicidade em carbonatos albianos da plataforma rasa da Bacia de Campos**. 1992. 143 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1992.

_____ et al. The Macaé Formation, Campos Basin, Brazil: Its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic. **Revista Brasileira de Geociências**, 18, 261-272, 1988.

SPÖTL, C.; PITMAN, J. Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. **Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution**. IAS Special Publication 26, p. 437-460, 1998. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/9781444304893>>.

TERRA, G. J. S. et al. Classificação das rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim Geociências Petrobrás**, 18(1), 9-29, 2010.

TUCKER, M. E. **Techniques in Sedimentology**. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1988.

_____; WRIGHT, V. P. **Carbonate Sedimentology**. Oxford: Blackwell Science, 1990.

WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. **Earth Science Reviews**, 52, 1-81, 2000.

WILSON, J. L. **Carbonate facies in geologic history**. Berlin: Springer-Verlag, 1975.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, p. 511-529, 2007.

WORDEN, R., BURLEY, S. D. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. **Sandstone Diagenesis Recent and Ancient**. IAS Reprint Series. Oxford: Blackwell Pub. Ltd. International Association of Sedimentologists, 2003. pp. 3-44.

_____; MORAD, S. Clay minerals in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution. **Clay Mineral Cements in Sandstones**. Oxford, International Association of Sedimentologists, v. 34, p. 3-41, 2003.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates. **Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production**. London, Geological Society, Special Publication, v. 418, p. 209-219, 2015.

ZUFFA, G. G. Hybrid arenites: their composition and classification. **Journal of Sedimentary Petrology**, 50, 21-29, 1980.