

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ORIGEM, EVOLUÇÃO E GEOMETRIA DA
POROSIDADE DAS ROCHAS CARBONÁTICAS
DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ, GRUPO MACAÉ,
ALBIANO, BACIA DE CAMPOS, BRAZIL**

KAMILA CARDIAS RODRIGUES FERREIRA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Porto Alegre – 2019

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ORIGEM, EVOLUÇÃO E GEOMETRIA DA
POROSIDADE DAS ROCHAS CARBONÁTICAS
DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ, GRUPO MACAÉ,
ALBIANO, BACIA DE CAMPOS, BRAZIL**

KAMILA CARDIAS RODRIGUES FERREIRA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba - UFRN

Dr. Francisco Eduardo Gomes da Cruz - Petrobras

Profa. Dra. Valesca Brasil Lemos - UFRGS

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção
do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Ferreira, Kamila Cardias Rodrigues

Origem, evolução e geometria da porosidade das rochas carbonáticas da Formação Quissamã, Grupo Macaé, Albiano, Bacia de Campos, Brazil. / Kamila Cardias Rodrigues Ferreira. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2010.
[118 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientador: Luiz Fernando De Ros

1. Carbonatos. 2. Bacia de Campos. 3. Diagenese. 4. Porosidade 5. Reservatórios. I. Título.

CDU 552

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo ensino de qualidade e infraestrutura oferecidos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros por ter aceitado me orientar no universo das rochas carbonáticas. Muito obrigada por toda paciência, dedicação e empenho durante esses anos. És um grande exemplo de professor e pesquisador dentro desta universidade.

À Solintec - Serviços de Geologia Integrados pelo fornecimento e permissão de publicação dos dados deste trabalho.

Ao Instituto de Petróleo e Recursos Naturais da Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul - IPR-PUCRS e Ingrain Brasil pelas análises de microtomografia de raios X. Em especial ao Adolpho Herbert Augustin por toda dedicação e disponibilidade em me ajudar com a interpretação das imagens de microtomografia.

Ao meu marido e também Geólogo Matheus por todo companheirismo e dedicação. Obrigada por estar ao meu lado sempre! Você foi meu porto seguro para chegar até aqui.

Aos meus pais e à minha família por todo amor, educação e apoio que sempre me deram!

À minha avó Adelina, que estará sempre em meu coração. Você é luz nos momentos mais difíceis!

À Fabia, Manu e Garibaldi por terem tornado os dias no laboratório muito mais felizes. Obrigada por todos os momentos compartilhados!

À todas amigas que fiz e pessoas especiais que conheci através da Geologia. Fica registrado aqui o meu muito obrigada!

Resumo

Os reservatórios carbonáticos da Formação Quissamã do Grupo Macaé (Albiano inferior) contém importantes acumulações de petróleo no centro da Bacia de Campos, margem leste brasileira. Entretanto, essa seção apresenta qualidade heterogênea e frequentemente limitada no Sul da bacia. Um estudo integrando caracterização petrográfica quantitativa de lâminas delgadas, descrição detalhada de testemunhos, fotomicrografias digitais, imagens de elétrons retroespalhados e de microtomografia de raios-X procurou ampliar a compreensão dos fatores controladores da distribuição e da geometria da porosidade dessas rochas. As rochas analisadas correspondem a diversas fácies deposicionais de rampa marinha rasa de alta e baixa energia, incluindo grainstones oolíticos-oncolíticos, rudstones bioclásticos e packstones oncolíticos-intraclásticos-peloidais, bem como arenitos híbridos siliciclásticos-carbonáticos e doloespatitos. Foram identificadas nove petrofácies de reservatório, de acordo com os atributos de maior impacto na porosidade e permeabilidade, incluindo estrutura e textura deposicional (particularmente a distribuição de matriz peloidal), composição primária, e principais processos diagenéticos, agrupadas em associações de petrofácies de média e má qualidade de reservatório, e não-reservatórios. Sua evolução eodiagenética envolveu intensa micritização e incipiente cimentação sob condições freáticas marinhas estagnantes, limitada dolomitização pela mistura com águas meteóricas, dissolução dos oncolitos e bioclastos, neomorfismo e cimentação drusiforme por calcita não-magnesiana sob condições meteóricas freáticas. Durante o soterramento, ocorreram compactação química interpartícula e estilolítica limitada, e cimentação por calcita blocosa, subordinadamente por barita, anidrita, quartzo e pirita. Essas alterações diagenéticas geraram complexos sistemas porosos, combinando predominantemente poros intrapartícula e móldicos formados pela dissolução parcial ou total dos bioclastos, oolitos e oncolitos, pois a porosidade interpartícula foi significativamente reduzida pela cimentação e compactação. Fraturas e poros de canal e vugulares gerados por dissolução são volumetricamente pouco expressivos, ainda que localmente importantes para a conectividade dos sistemas porosos e para a permeabilidade. Poros intercristalinos só são importantes onde a dolomitização

foi mais expressiva. Poros seletivos quanto à fábrica (*sensu* Choquette & Pray) dominam os sistemas porosos dos grainstones e rudstones. A importância da porosidade gerada pela dissolução dos aloquímicos reflete-se na predominância de sistemas porosos do tipo vugular não-conectado (*sensu* Lucia), ou do tipo móldico (*sensu* Lønøy), relativamente aos do tipo interpartícula. Microporosidade gerada pela dissolução parcial de oolitos e oncolitos constituem a maior parte da porosidade de algumas amostras com expressiva cimentação interpartícula. Este estudo mostrou que os carbonatos albianos do Sul da Bacia de Campos possuem sistemas de poros complexos, com padrões de porosidade e permeabilidade heterogêneos. A textura e a composição primárias, bem como os processos diagenéticos, tiveram grande influência na evolução da qualidade destes depósitos.

Abstract

Shallow water carbonates of the Quissamã Formation, Macaé Group (lower Albian) contain important petroleum accumulations in central Campos Basin, eastern Brazil. However, this section shows heterogeneous and often limited reservoir quality in the South of the basin. A study integrating quantitative petrographic characterization, detailed core description, digital photomicrographs, backscattered electrons and X-ray microtomography images, aimed to increase the understanding of the factors controlling the distribution and geometry of porosity in these rocks. The analyzed rocks correspond to diverse depositional facies of high and low energy shallow marine ramp, including oolitic-oncolithic grainstones, bioclastic rudstones, and oncolithic-intraclastic-peloidal packstones, as well as hybrid siliciclastic-carbonate arenites and dolostones. Nine reservoir petrofacies were defined according to the attributes of strongest impact on porosity and permeability, including depositional structure and texture, primary composition, and main diagenetic processes, which were grouped in petrofacies associations medium and poor no reservoir quality, and non-reservoirs. Their eodiagenetic evolution involved intense micritization and incipient cementation under stagnant marine phreatic conditions, limited dolomitization due to mixing with meteoric waters, dissolution of oncoliths and bioclasts, neomorphism and drusiform cementation by non-Mg calcite under meteoric phreatic conditions. During burial, interparticle chemical compaction and limited stylolitization, and cementation by blocky calcite, subordinately by barite, anhydrite, quartz and pyrite occurred. These diagenetic changes generated complex pore systems, combining dominantly intraparticle and moldic pores generated by the partial or total dissolution of bioclasts, ooliths and oncoliths, as interparticle porosity was reduced by cementation and compaction. Fracture, channel and vugular pores generated by dissolution have little volume expression, though locally important for the connectivity of pore systems and for permeability. Intercrystalline pores are important only where dolomitization was most expressive. Fabric-selective pores (*sensu* Choquette & Pray) dominate the pore systems of grainstones and rudstones. The importance of the porosity generated by allochems dissolution is reflected by the predominance of unconnected vugular pore systems type

(*sensu* Lucia), or moldic type (*sensu* Lønøy), in relation to the interparticle type. Micropores generated by partial dissolution of ooliths and oncoliths constitute the main part of the porosity of some samples with expressive interparticle cementation. This study showed that the Albian carbonates of southern Campos Basin have complex pore systems with heterogeneous porosity and permeability patterns. Primary texture and composition, as well as the diagenetic processes, had great influence on the quality evolution of these deposits.

Key-words: Campos Basin, carbonates, diagenesis, porosity, reservoirs.

Índice de Figuras

Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Campos com o poço estudado. Modificado de Guardado <i>et al.</i> (2000).....	10
Figura 2. Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Winter <i>et al.</i> , 2007), com o intervalo estudado em destaque.....	12
Figura 3. Classificação de Choquette e Pray (1970) dos tipos de poros em rochas carbonáticas. Modificado de Choquette e Pray (1970).....	32
Figura 4. Termos de modificação definidos por Choquette e Pray (1970). Traduzido de Choquette e Pray (1970).....	33
Figura 5. Classificação petrológica/petrofísica da porosidade em rochas carbonáticas proposta por Lucia (1983, 1995). Traduzido de Lucia (2007).....	36
Figura 6. Sistema de classificação de porosidade em rochas carbonáticas proposto por Lønøy (2006), em parte baseado em Choquette e Pray (1970) e Lucia (1983, 1995, 1999). Traduzido de Lønøy (2006).....	40

Sumário

Sobre a Estrutura desta Dissertação.....	8
1. INTRODUÇÃO.....	9
2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO.....	10
2.1 Localização da Bacia de Campos.....	10
2.2 Características gerais da Bacia de Campos.....	10
2.3 Evolução tectônica e litoestratigráfica da Bacia.....	13
2.3.1 Supersequência Rifte	13
2.3.2 Supersequência Pós-Rifte.....	14
2.3.3 Supersequência Drifte.....	14
2.4 Grupo Macaé.....	15
2.4.1 Formação Quissamã/Membro Búzios.....	17
3. ROCHAS CARBONÁTICAS: CONCEITOS GERAIS, DIAGÊNESE E POROSIDADE.....	19
3.1 Conceitos Gerais sobre Rochas Carbonáticas.....	19
3.2 Diagênese Carbonática.....	22
3.2.1 Ambientes e Processos Eodiagenéticos.....	23
3.2.2 Processos Mesodiagenéticos.....	28
3.3 Porosidade em Rochas Carbonáticas.....	30
3.3.1 Classificação de Choquette e Pray (1970).....	30
3.3.2. Classificação de Lucia (1983, 1995, 1999).....	33
3.3.3 Classificação de Lønøy (2006).....	36
4. METODOLOGIA.....	40
4.1 Levantamento bibliográfico.....	40
4.2 Petrografia Quantitativa.....	41
4.3 Fotomicrografias.....	41
4.4 Descrição de Testemunhos de Sondagem.....	42
4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura	42
4.6. Microtomografia de Raios-X (μ -CT).....	42
4.7. Perfis geofísicos e petrofísica básica.....	43
5. SÍNTESE DOS RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES.....	44
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	48
7. ARTIGO SUBMETIDO.....	53

8. ANEXOS (CD-ROM).....119

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo: **Depositional and diagenetic controls on the origin, evolution and geometry of porosity of Albian carbonates of southern Campos Basin, eastern Brazil**, submetido ao periódico internacional **AAPG Bulletin**.

Desta forma, a estruturação deste trabalho compreende as seguintes partes:

1. Introdução sobre o tema da dissertação e os objetivos à serem desenvolvidos no trabalho;
2. Localização e contexto geológico e estratigráfico da Formação Quissamã do Grupo Macaé (Albiano) da Bacia de Campos;
3. Revisão dos principais trabalhos que abordam os aspectos composicionais, as modificações diagenéticas, bem como os tipos de poros e as classificações de porosidade das rochas carbonáticas;
4. Sucinta descrição das técnicas utilizadas para o desenvolvimento deste estudo;
5. Síntese dos resultados e conclusões obtidos;
6. Referências bibliográficas;
7. Artigo científico submetido ao periódico;
8. Anexos em CD-ROM, compreendendo:
 1. Tabela de resultados de petrografia quantitativa
 2. Descrições petrográficas individuais
 3. Documentação fotomicrográfica
 4. Resultados das análises de microscopia eletrônica de varredura - MEV
 5. Perfil estratigráfico de testemunho
 6. Tabelas de dados petrofísicos
 7. Microtomografia de raios-X (μ -CT)

1. INTRODUÇÃO

Segundo dados de Outubro de 2018 da Agência Nacional do Petróleo (ANP), a Bacia de Campos é uma das bacias mais prolíficas do Brasil, responsável por 45% da produção de óleo e 19% da produção de gás natural.

A principal rocha geradora da bacia são os folhelhos do Grupo Lagoa Feia, depositados durante a fase rifte, no Cretáceo Inferior. Essas rochas, de acordo com dados geoquímicos e sedimentológicos, foram depositadas em um ambiente lacustre, contendo querogênio do tipo I (Guardado *et al.*, 1989).

Diversos reservatórios ocorrem na Bacia de Campos, em diferentes níveis estratigráficos. Um dos reservatórios da fase drifte são os calcarenitos de alta energia da Formação Quissamã do Grupo Macaé (Albiano).

As rochas da Formação Quissamã, objeto deste estudo, apresentam uma grande variação na porosidade e permeabilidade. Estas rochas apresentam uma variada gama de composições e fácies deposicionais e de padrões de processos diagenéticos, o que resultou em sistemas porosos complexo.

Neste trabalho, foi estudada a geometria da porosidade de rochas carbonáticas da Formação Quissamã do Grupo Macaé, testemunhadas em um poço perfurado no sul da Bacia de Campos, através da integração de análises petrográficas quantitativas, fotomicrografia digital por luz polarizada, microscopia por elétrons retroespalhados (*backscattered* - BSE) com suporte de espectrometria de energia dispersada (EDS) e microtomografia de raios-X, além da interpretação de análises petrofísicas convencionais (porosidade e permeabilidade). O objetivo deste estudo foi ampliar o entendimento dos fatores controladores da distribuição e da geometria da porosidade dessas rochas. Modelos geologicamente consistentes da gênese, evolução e geometria da porosidade desses carbonatos deverão contribuir para a eficiência da produção de reservatórios do Albiano da Bacia de Campos, assim como também para a exploração por reservatórios similares.

2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Localização da Bacia de Campos

A Bacia de Campos situa-se na margem leste brasileira, ao longo do litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e ao sul do Estado do Espírito Santo, sendo limitada ao norte pelo Arco da Vitória, que a separa da Bacia do Espírito Santo, e ao sul pelo Arco de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Santos (Fig. 1). Abrange uma área de aproximadamente 100.000 km², dos quais apenas cerca de 500 km² estão em área emersa (Winter *et al.*, 2007).

O poço exploratório 3-OGX-54-RJS, foco do estudo, foi perfurado no campo Tubarão Azul, na parte sul da Bacia de Campos.

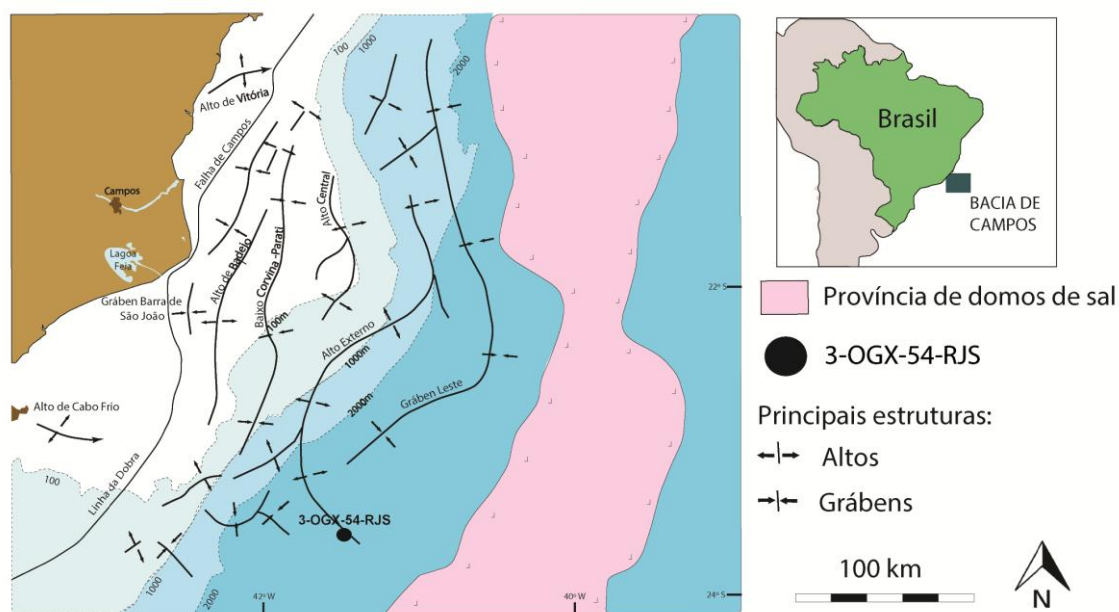


Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Campos com o poço estudado. Modificado de Guardado *et al.* (2000).

2.2. Características Gerais da Bacia de Campos

A Bacia de Campos teve sua evolução geológica ligada ao rifteamento Mesozóico que separou a África da América do Sul (Abrahão & Warme, 1990). O modelo geodinâmico tradicional de separação dos continentes africano e sul-americano no Mesozóico considera a evolução de riftes independentes localizados nas regiões equatorial e leste do Gondwana.

A principal fase de rifteamento, que gerou as bacias da margem Leste brasileira ocorreu no Eocretáceo, no segmento entre as bacias de Santos e a de Sergipe/Alagoas no Brasil. A sucessão sedimentar flúvio/lacustre e evaporítica que sucedeu à sucessão rifte ficou restrita ao sul e ao norte,

aproximadamente, pelos lineamentos de Florianópolis e de Maceió (Asmus & Guazelli, 1981).

A primeira carta estratigráfica da Bacia de Campos foi proposta por Schaller (1973), e posteriormente modificada por Rangel *et al.* (1994). Na carta estratigráfica mais recente proposta por Winter *et al.* (2007) (Fig. 2), as formações Lagoa Feia e Macaé foram elevadas a Grupo, e os membros componentes das mesmas foram elevados a Formação. Winter *et al.* (2007) dividiram o preenchimento da Bacia de Campos em cinco pacotes principais: Formação Cabiúnas, Grupo Lagoa Feia, Grupo Macaé e Grupo Campos, que estão sobrejacentes ao embasamento cristalino, que é composto por gnaisses pré-cambrianos, pertencentes à Província Proterozóica da Ribeira (Cainelli & Mohriak, 1999).

Segundo Chang *et al.* (1990), a Bacia de Campos apresenta dois estilos tectônicos distintos: tectônica diastrófica, que afeta os sedimentos da fase rifte, e tectônica adiastrófica, relacionada à halocinese, que atua sobre os sedimentos da fase transicional e drifte.

Nas estruturas da fase rifte observa-se um paralelismo entre os falhamentos da bacia e os principais alinhamentos do embasamento adjacente, com direção NE (Dias *et al.*, 1990). A seção rifte apresenta um padrão tectônico de *horsts*, *grabens* e *half-grabens* alongados na direção NE e limitados por falhas sintéticas e antitéticas. Alguns falhamentos subordinados ocorrem nas direções NNW-SSE e E-W. Uma importante discordância regional de idade aptiana, conhecida como discordância pré-Alagoas, separa o padrão tectônico da fase rifte do padrão da fase pós-rifte.

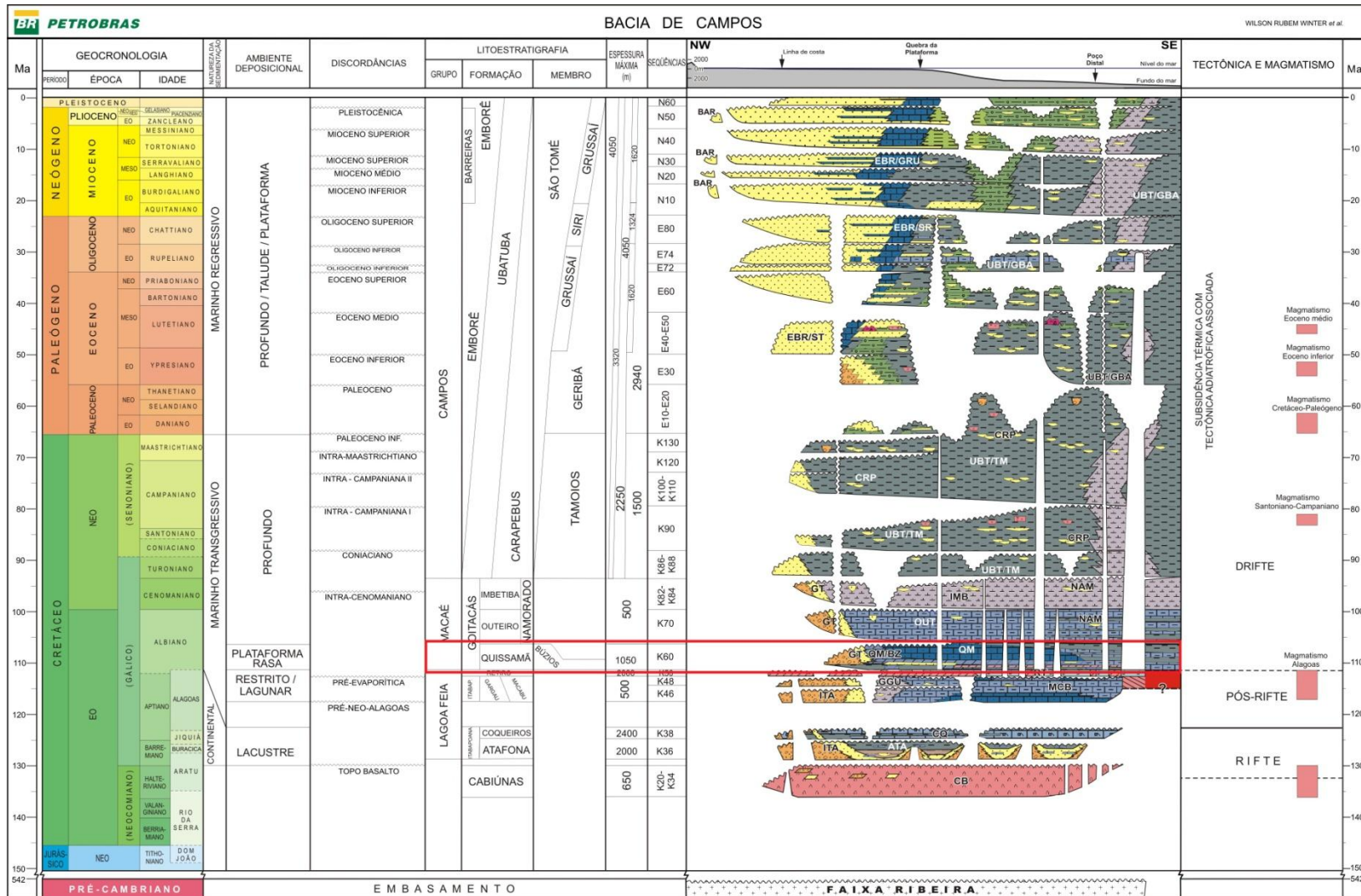


Figura 2. Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Winter et al., 2007), com o intervalo estudado em destaque.

O padrão tectônico da fase pós-rifte é caracterizado principalmente por falhas relacionadas ao fluxo de sal, de geometria lítrica, com anticlinais e calhas associadas, domos e diápiros de sal e estruturas geneticamente relacionadas.

A fase drifte apresenta um padrão tectônico de um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico (Winter *et al.*, 2007).

2.3. Evolução Tectônica e Litoestratigráfica da Bacia

A origem da Bacia de Campos, assim como as demais bacias da margem leste do Brasil, está associada à fragmentação do Continente Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul. A evolução tectônica e estratigráfica da Bacia de Campos foi separada por Winter *et al.* (2007) em três Supersequências: Rifte, Pós-Rifte e Drifte.

2.3.1. Supersequência Rifte

O início do rifteamento, no Neocomiano, provocou intensa atividade vulcânica, com extrusão de lavas basálticas e intrusão de diabásios, que constituem a Formação Cabiúnas, marcando o início da deposição da Supersequência Rifte (Ponte & Asmus, 1978). Esta formação constitui o assoalho do preenchimento sedimentar da Bacia de Campos e é considerada o embasamento econômico da bacia. A continuação do processo de rifteamento produziu um sistema de grabens e horsts alongados na direção SW-NE, coincidentes com as direções de lineamentos do embasamento. Ao longo desses *rift valleys*, formados do Barremiano ao Aptiano, desenvolveu-se uma sedimentação lacustre, que compreende o Grupo Lagoa Feia. Segundo Winter *et al.* (2007), o Grupo Lagoa Feia ocorre discordantemente sobre a Formação Cabiúnas e possui alta diversidade litológica. Nesse Grupo estão incluídas as formações Atafona (arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente alcalino, caracterizado pela precipitação de talco e estevensita) e Coqueiros (depósitos bioclásticos compostos predominantemente por bivalves, intercalados com folhelhos e carbonatos lacustres), lateralmente associadas aos sedimentos continentais da Formação Itabapoana (conglomerados,

arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados proximais de borda de bacia e de borda de falha).

2.3.2. Supersequência Pós-Rifte

Essa supersequência corresponde à seção sedimentar disposta discordantemente sobre a supersequência rifte, que foi depositada no Aptiano em ambiente tectonicamente brando, constituída por sedimentos siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos, pertencentes à porção superior do Grupo Lagoa Feia. A sedimentação siliciclástica ocorreu nas porções proximais da bacia, com deposição de conglomerados e arenitos segundo um padrão progradacional, correspondente à Formação Itabapoana (de borda de bacia). A porção superior desse intervalo tem um padrão retrogradacional, correspondente às formações Gargaú (predominantemente rochas pelíticas, tais como folhelhos, siltitos e margas, intercalados por arenitos) e Macabu (rochas carbonáticas interpretadas como estromatolitos e laminitos microbiais depositados em ambiente raso). O final dessa supersequência é marcado pela deposição dos sedimentos evaporíticos da Formação Retiro (Winter *et al.*, 2007).

2.3.3. Supersequência Drifte

A Supersequência Drifte compreende os sedimentos formados em um ambiente marinho transgressivo a partir do Mesocretáceo (Turoniano–Coniaciano), sob um regime de subsidência térmica associado ao tectonismo adiastrófico. A transgressão resultou na deposição de uma espessa cunha de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos de plataforma rasa, que deram lugar a calcilutitos, margas e folhelhos de ambiente marinho cada vez mais profundo (Winter *et al.*, 2007). A Supersequência Drifte, ou sequência marinha, iniciou-se após o término do evento de rifteamento e a abertura efetiva do Oceano Atlântico Sul, com a formação de uma rampa carbonática-clástica, sob clima quente e seco. Esta sedimentação iniciou-se durante o Albiano, acompanhando uma elevação eustática do nível do mar, e é representada pelos bancos de calcarenitos de água rasa e de alta energia da Formação Quissamã do Grupo Macaé (Eo-Albiano), que gradam no topo da sequência para calcilutitos,

margas e folhelhos da Formação Outeiro (Neo-Albiano/Turoniano). Concomitantemente à deposição destas duas unidades, foram depositados em áreas mais proximais os sedimentos da Formação Goitacás (conglomerados polimíticos e arenitos que, em águas mais profundas, gradam para folhelhos e margas ricos em foraminíferos planctônicos, cocolitos e radiolários). Os sedimentos pelágicos dessa sequência foram depositados em resposta a uma progressiva subida relativa do nível do mar que resultou no afogamento da plataforma rasa (Winter *et al.*, 2007). Depósitos turbidíticos da Formação Namorado foram acumulados em baixos gerados e controlados pela tectônica salífera albiana. Durante o Albiano o sal depositado no Aptiano começou a se movimentar (halocinese) em resposta ao basculamento progressivo da bacia para leste devido à subsidência térmica e à sobrecarga de sedimentos (Dias *et al.*, 1990). No Neopaleoceno se instalou na bacia uma configuração marinha regressiva, que permanece até os dias atuais. Esta configuração se caracteriza pelo conjunto de sedimentos clásticos progradantes pertencentes ao Grupo Campos. Winter *et al.* (2007) subdividiram o Grupo Campos em três formações. A formação mais proximal, caracterizada por arenitos e carbonatos (calcarenitos e calcirruditos) plataformais, é a Formação Emborê, composta pelo Membro São Tomé (arenitos depositados em ambiente nerítico raso, em sistemas do tipo fandelta), e pelo Membro Grussaí (carbonatos de bioclastos predominantemente de algas vermelhas). As formações Ubatuba e Carapebus são constituídas de folhelhos, com corpos de arenitos depositados por fluxos turbidíticos. Grandes sistemas turbidíticos estão presentes nesta megassequência e constituem importantes reservatórios de petróleo (Figueiredo & Mohriak, 1984; Guardado *et al.*, 1990; Bruhn, 1998).

2.4. Grupo Macaé

O Grupo Macaé consiste em uma espessa seção carbonática Albiano-Turoniana e representa o início da implantação do Atlântico Sul (Supersequência Drifte). Ele constitui a porção inferior da sequência pós-sal e representa a instalação do ambiente marinho na Bacia de Campos, com a deposição carbonática em condições de águas rasas (Robaina *et al.*, 1991), quentes e restritas. É composto pelas Formações Goitacás, Quissamã, Outeiro,

Imbetiba e Namorado. Winter *et al.* (2007), dividiu o Grupo Macaé em três sequências: Sequência K60, Sequência K70 e Sequência K82-K84.

A sequência K60 compreende as formações Goitacás (porção proximal) e Quissamã (porção distal), e também é conhecida informalmente como Macaé α (Alfa) ou Macaé Águas Rasas. O limite inferior é o topo da Formação Retiro do Grupo Lagoa Feia e, o superior, o marco estratigráfico denominado Marco Beta, de caráter regional, que corresponde a uma superfície de inundação máxima, correlacionável ao Marco Glauconítico nas porções mais proximais da bacia. Nas porções intermediárias predominam sedimentos carbonáticos depositados em ambiente de energia alta a moderada, representada por bancos de calcarenitos oolíticos e oncolíticos com porosidade variável. As porções distais estão caracterizadas por um aumento significativo no teor de argilas (folhelho Albiano Alfa). A base dessa sequência está caracterizada por um sistema carbonático de planície de maré, com subambientes de supramaré, intermaré e lagunar. Um pacote de dolomitos ocorre na porção proximal das áreas centro e sul da bacia. Esta fácies foi denominada de Membro Búzios da Formação Quissamã.

A sequência K70 corresponde às formações Goitacás (proximal), Outeiro (distal) e Namorado. O limite inferior dessa sequência é dado pelo Marco Beta nas porções distais e pela discordância do topo dos sedimentos calco-arenosos das formações Goitacás e Quissamã nas porções proximais. O limite superior é marcado pela discordância que marca a passagem do Cretáceo inferior para o Cretáceo superior nas porções proximais e pelo Marco Chalk nas posições não proximais. Os sedimentos pelágicos dessa sequência foram depositados em resposta a uma progressiva subida relativa do nível do mar que resultou no afogamento da plataforma rasa.

A sequência K82-K84 corresponde às formações Goitacás (proximal), Namorado e Imbetiba (distal), compondo a parte superior do Grupo Macaé. A Formação Imbetiba corresponde às margas do intervalo palinológico informalmente conhecido como gama (Cenomaniano). Tem como limite inferior a discordância que marca a passagem do Cretáceo inferior para o Cretáceo superior ou o Marco Chalk. O limite superior é caracterizado pela base de um evento anóxico. Nessa unidade predominam as rochas pelíticas, representadas por margas bioturbadas com foraminíferos bentônicos e planctônicos, além de

radiolários. Esses pelitos compõem uma grande cunha clástica que encerrou definitivamente a ocorrência dos carbonatos do Grupo Macaé.

2.4.1. Formação Quissamã / Membro Búzios

A Formação Quissamã, com espessura média de 800 metros, está distribuída ao longo de uma faixa de direção NE em um contexto de ambiente nerítico raso.

Sua sedimentação deu-se em uma plataforma carbonática, com morfologia de rampa homoclinal, com inclinação para E-NE (Esteves *et al.*, 1987; Spadini *et al.*, 1988; Guardado *et al.*, 1989; Dias *et al.*, 1990).

A Formação Quissamã é dividida informalmente em duas sequências (Esteves *et al.*, 1987; Spadini *et al.*, 1988). A sequência basal, correspondente à sequência I de Esteves *et al.* (1987) e ao Membro Búzios de Winter *et al.* (2007). Segundo Winter *et al.* (2007), o Membro Búzios (Albiano Inferior) compreende dolomitos com um sistema poroso complexo composto por brechas, vugs, grutas e cavernas. Eles ocorrem preferencialmente nas porções sul e centro da bacia, e se adelgaçam em direção às porções mais distais, onde se encontram ausentes.

Os dolomitos do Membro Búzios são produtos da diagênese precoce dos carbonatos basais, de águas rasas, da Formação Quissamã. Soluções ricas em magnésio percolando estes sedimentos basais resultaram numa gama variada de texturas, com diferentes graus de porosidade/permeabilidade. Em se tratando de uma unidade diagenética, seus contatos apresentam-se interdigitados tanto com os carbonatos da Formação Quissamã quanto com os siliciclásticos da Formação Goitacás.

A porção superior da Formação Quissamã corresponde à sequência II de Esteves *et al.* (1987). Esta sequência é formada por bancos carbonáticos de geometria alongada na direção NE-SW, com uma variedade de fácies, formadas predominantemente por grainstones e packstones empilhadas em ciclos de arrasamento ascendente (Falkenhein *et al.*, 1981; Guardado *et al.*, 1989). Estas rochas são compostas por oncolitos, oolitos, pelóides e bioclastos, depositados em condições paleobatimétricas máximas de 50 metros (Koutsoukos & Dias-Brito, 1987).

De acordo com Dias-Brito e Azevedo (1986) e Azevedo *et al.* (1987), a baixa diversidade biótica (basicamente formada por poucos gêneros de foraminíferos e raros metazoários, tais como equinóides, moluscos e ostracodes) e os valores de isótopos de carbono sugerem que durante a deposição dos carbonatos da Formação Quissamã o corpo marinho era hipersalino. Valores muito negativos de isótopos de oxigênio indicam que as temperaturas das águas superficiais eram altas (Spadini *et al.*, 1988).

A descoberta de petróleo nas rochas carbonáticas albianas da Bacia de Campos marca o início do sucesso exploratório na Bacia, com maior relevância para os carbonatos da Formação Quissamã. Os reservatórios carbonáticos albianos são formados por bancos de areia carbonática alongados na direção NE, compostos principalmente de grainstones e packstones contendo oolitos, oncolitos, pelóides e raros bioclastos (Spadini *et al.*, 1988).

Segundo Spadini *et al.* (1988), os blocos falhados associados ao movimento dos evaporitos subjacentes controlaram a evolução faciológica das sequências carbonáticas albianas de plataforma rasa do Grupo Macaé. O padrão deposicional destas sequências é constituído por uma série de ciclos inframaré bem definidos, limitados por picos de afogamento, que respondem a sucessivas e rápidas subidas do nível do mar (Spadini, 1992).

Os ciclos definem um padrão de arraseamento para o topo (*shoaling upward*), com uma sequência típica formada por wackestones e packstones peloidais com planctônicos (registro do afogamento) na base, sobrepostos por packstones/grainstones oncolíticos e, no topo grainstones oolíticos que representam condições de águas mais rasas (Spadini, 1992).

No final do ciclo de sedimentação carbonática, no Albiano Superior, um afogamento significativo levou à deposição de margas e folhelhos em um ambiente de mar relativamente mais aberto e profundo.

De acordo com Spadini e Marçal (2005), os reservatórios carbonáticos albianos mostram geralmente alta porosidade e uma grande variação na permeabilidade. Estas rochas abrangem uma variada gama de fácies deposicionais e complexos sistemas porosos. As altas permeabilidades correspondem à intervalos com preservação de porosidade interpartícula deposicional, enquanto as baixas permeabilidades refletem a predominância de microporosidade.

Os melhores reservatórios ocorrem nas fácies oolíticas de alta energia, com boa permeabilidade relacionada à preservação da porosidade primária interpartícula. Carbonatos de granulação fina também constituem reservatórios que, apesar das elevadas porosidades (20-30%), possuem permeabilidades relativamente baixas (Guardado *et al.*, 2000). A boa produtividade deve-se à presença de fraturas. Segundo Bruhn *et al.* (2003), as acumulações de petróleo têm controle estrutural, por falhas e dobras, e também estratigráfico, dado por variação lateral de fácies, com calcarenitos e calcirruditos gradando para calcarenitos micríticos, calcissiltitos e calcilutitos.

3. ROCHAS CARBONÁTICAS: CONCEITOS GERAIS, DIAGÊNESE E POROSIDADE

3.1. Conceitos Gerais sobre Rochas Carbonáticas

Segundo Tucker e Wright (1990), rochas carbonáticas são rochas sedimentares constituídas por mais de 50% de minerais carbonáticos, sendo os mais importantes: calcita (CaCO_3 ; trigonal), dolomita ($\text{Ca}\cdot\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$; trigonal) e aragonita (CaCO_3 ; ortorrômbica). Diferentemente, Zuffa (1985) denomina rochas que possuam entre 1/3 e 2/3 de grãos carbonáticos em relação aos siliciclásticos de arenitos híbridos, e arenitos carbonáticos ou calcarenitos aquelas com 2/3 ou mais de constituintes primários carbonáticos.

Rochas carbonáticas apresentam comumente como minerais acessórios quartzo, argilas detríticas, pirita, hematita, glauconita, chert e fosfatos. Entre as principais texturas e estruturas das rochas carbonáticas, destacam-se: laminação, estratificação, construções orgânicas, bioacumulação, nódulos e concreções.

De um modo geral, a maior parte dos sedimentos carbonáticos resulta de processos químicos e, principalmente, bioquímicos, que ocorrem em ambientes marinhos rasos, de águas quentes e claras (Wilson, 1975).

Embora os processos deposicionais e erosivos relacionados à eustasia, tectônica, influxo sedimentar e clima determinem a construção e a evolução tanto das plataformas carbonáticas como das plataformas siliciclásticas (Sarg, 1988), existe uma diferença fundamental entre estes dois sistemas

deposicionais: a maior sensibilidade dos organismos carbonáticos às mudanças ambientais e climáticas.

A célebre frase de James e Kendall (1992) “*Carbonates are born, not made*” resume a diferença principal entre a sedimentação carbonática e a siliciclástica. Enquanto os sedimentos siliciclásticos são alóctones, os carbonáticos são gerados no próprio ambiente de deposição, ou em ambientes adjacentes, como precipitados ou elementos esqueléticos de organismos.

Desta forma, os fatores que regulam a quantidade e o tipo de sedimento disponível para ser depositado são bastante diferenciados. Enquanto que para os sedimentos siliciclásticos esses fatores são externos ao ambiente deposicional, as condições de geração de sedimentos carbonáticos são fortemente reguladas pelas características inerentes à massa d’água. Tais condições se resumem em: temperatura, salinidade, luminosidade, balanço de CO₂, profundidade da lâmina d’água, natureza do regime de correntes locais, turbidez e natureza do substrato. Outro aspecto específico dos ambientes carbonáticos é a presença de organismos bioconstrutores. Eles apresentam um alto potencial de crescimento e acompanham as variações relativas do nível do mar. Possibilitam, desta forma, a formação de taludes escarpados e resistentes à ação de ondas e deslizamentos, em função da grande facilidade com que estas rochas são cimentadas, tanto no fundo marinho, como em resposta à exposição subaérea (James & Kendall, 1992).

Os principais constituintes das rochas carbonáticas são as partículas aloquímicas, a matriz e o cimento. As partículas aloquímicas, são grãos carbonáticos originados no próprio ambiente de deposição ou em ambientes adjacentes, correspondendo à:

1. *Oolitos (ou oóides)*: os oolitos são grãos esféricos a elipsoidais, de 0,25 a 2,00 mm de diâmetro, com um núcleo coberto por um ou mais revestimentos concêntricos precipitados, e que apresentam orientação radial e / ou concêntrica de cristais constituintes. Os núcleos geralmente consistem em grãos terrígenos detríticos, fragmentos esqueléticos ou pellets e pelóides, e os revestimentos podem ter uma variedade de composições (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

2. *Pisólitos*: os pisólitos são partículas esferoidais com estrutura interna laminada concentricamente, maiores que 2 mm e (em alguns usos) com menos de 10 mm de diâmetro (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).
3. *Oncólitos (ou oncóides)*: os oncolitos são grãos formados por acreção organo-sedimentar de carbonato por cianobactérias. Caracterizam-se por possuírem envelopes descontínuos, geralmente pouco nítidos, frequentemente com partículas aprisionadas e forma subesférica a subelíptica.
4. *Pelóides*: os pelóides são grãos de tamanho de areia com tamanho médio de 100-500 µm, compostos de carbonato microcristalino. Geralmente são arredondados ou sub-arredondados, esféricos, elipsoidais ou têm forma irregular, e são internamente sem estrutura. O termo é puramente descritivo e foi inventado por McKee e Gutschick (1969). Comumente, correspondem a oóides ou outras partículas que foram intensamente micritizadas, perdendo sua estrutura interna original (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).
5. *Pellets*: Os *pellets* são pequenos (tipicamente 0,03 a 0,3 mm de comprimento) grãos esféricos a ovóides ou em forma de haste compostos por lama carbonática (micrita). A maioria dos *pellets* carece de estrutura interna e é uniforme em tamanho e forma. São produtos fecais de organismos invertebrados (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).
6. *Intraclastos*: Intraclastos são fragmentos de sedimentos carbonáticos penecontemporâneos, geralmente fracamente consolidados, que foram corroídos e redepositados, geralmente próximos, dentro da mesma sequência deposicional em que se formaram (Folk, 1959 e 1962).
7. *Bioclastos*: os bioclastos podem ser fósseis inteiros ou fragmentos quebrados de organismos e são identificados como base nas suas dimensões e formas, microestruturas e mineralogia original (Tucker & Wright, 1990).

A lama carbonática (micrita) corresponde a material microcristalino ou criptocristalino que pode ser gerado pela desintegração de organismos, formado por precipitação inorgânica direta, ou ainda por atividade microbial. Além disso, existe notável confusão com o uso do termo micrita na literatura sobre depósitos carbonáticos. Alguns dos casos referem-se de caso a

sedimentos particulados finos depositados, enquanto outros materiais denominados com micrita podem ter sido precipitados no fundo ou perto do fundo marinho ou lacustre (por meio de processos orgânicos ou inorgânicos), ou mesmo mais tarde durante a diagênese (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

A granulometria das partículas aloquímicas carbonáticas, não tem uma relação direta com a energia do ambiente deposicional, como acontece com os depósitos siliciclásticos. A energia do ambiente é indicada pela presença ou ausência de micrita, que só é depositada em situações de baixa energia. A cimentação carbonática ocorre principalmente onde existe um significativo influxo de fluídos supersaturados com respeito à fase mineral precipitada nos poros. Os minerais carbonáticos mais importantes precipitados na cimentação são aragonita, calcita magnesiana, calcita de baixo teor de magnésio e dolomita.

3.2. Diagênese Carbonática

De acordo com uma definição geoquímica, a diagênese compreende um campo de condições físicas e químicas que controla os processos geológicos atuantes sobre sedimentos depositados, depósitos residuais e sobre todos os tipos de rochas na superfície da crosta terrestre e nos primeiros milhares de metros de profundidade, englobando, portanto, o intemperismo. Nas rochas carbonáticas, os constituintes primários são muito reativos, o que provoca uma intensa diagênese precoce, ou seja, a eodiagênese é normalmente muito mais importante que a mesodiagênese. Compreender os processos e produtos diagenéticos que ocorrem nas rochas carbonáticas é essencial para a redução dos riscos envolvidos na exploração e para a otimização da produção das importantes acumulações de hidrocarbonetos que ocorrem em reservatórios carbonáticos.

A diagênese normalmente reduz a porosidade e a permeabilidade originais dos depósitos carbonáticos, redistribuindo os espaços porosos e alterando as características capilares. A compreensão dos processos diagenéticos e dos padrões de seus produtos é essencial para a descrição de reservatórios carbonáticos e a construção dos modelos para sua exploração.

A dissolução e a precipitação de carbonato de cálcio são influenciadas pela pressão parcial de CO₂, composição química e taxa de movimento dos fluidos, tamanho cristalino, mineralogia e textura dos materiais originais, e uma variedade de outros fatores. Segundo Longman (1980), as áreas onde os padrões diagenéticos são previsíveis e similares podem ser entendidas como ambientes diagenéticos. Ambientes diagenéticos podem ser independentes dos ambientes deposicionais e podem mudar ao longo do tempo. Reconhecer os produtos diagenéticos formados nos vários ambientes diagenéticos é uma parte importante da petrologia de rochas carbonáticas, e desempenha um papel fundamental na previsão de distribuição de porosidade nessas rochas.

3.2.1. Ambientes e Processos Eodiagenéticos

Longman (1980) definiu quatro principais ambientes diagenéticos, que são: o ambiente marinho freático, o ambiente meteórico vadoso, o ambiente meteórico freático e o ambiente de mistura, além de outros ambientes diagenéticos como o ambiente marinho vadoso. Cada um desses ambientes pode ser dividido em várias partes com base na taxa de movimentação e de saturação da água em relação ao carbonato de cálcio.

i. Ambiente Marinho Freático

No ambiente marinho freático todo espaço poroso de um sedimento ou rocha está preenchido com água do mar. Esse ambiente pode ser dividido em duas zonas: (1) a zona ativa, em que o movimento da água em combinação com outros processos resulta em cimentação e, (2) zona estagnante, na qual o movimento da água através do sedimento é relativamente lento e a cimentação não ocorre, ou ocorre de forma muito restrita.

(1) Zona Ativa: na zona freática marinha ativa a água do mar move-se facilmente no sedimento, resultando em cimentação. Os cimentos precipitados são, geralmente, de calcita magnesiana e aragonita. O cimento de Mg-calcita ocorre comumente na forma microcristalina micrítica ou criptocristalina (Alexandersson, 1972; James et al, 1976; Macintyre, 1977), na forma de franjas isópacas ou na forma de cimento pseudo-peletoidal. O cimento de aragonita

está tipicamente presente como cristais fibrosos em uma variedade de texturas. Comumente, os cristais formam franjas fibrosas isópacas. Em alguns lugares, podem se formar agulhas de aragonita desorientadas, já em recifes ocorre comumente aragonita botrioidal. Limites poligonais entre franjas, interstratificação entre cimentos e sedimentos, perfurações em cimentos e grande quantidade de cimento ocorrendo na zona de arrebenção de ondas são outros produtos típicos dessa zona.

(2) Zona Estagnante: na zona freática marinha estagnante os sedimentos estão saturados com água do mar, mas ocorre pouca cimentação porque a água do mar se move muito lentamente através dos sedimentos. Porém, pode ocorrer cimentação intrapartícula por Mg-calcita ou aragonita nos bioclastos. A micritização por algas, bactérias e fungos é um importante processo nessa zona, embora também ocorra na zona freática marinha ativa.

ii. Ambiente Meteórico Vadoso

O ambiente meteórico vadoso está situado em áreas de exposição subaérea dos materiais carbonáticos, acima da zona de saturação ou lençol freático. Tanto o ar quanto a água estão presentes nos poros. 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, ou zona de franja capilar. Qualquer uma das zonas pode ser muito pequena em um determinado ambiente vadoso dependendo das condições locais, como clima, quantidade de vegetação, espessura da zona do solo e espessura da zona vadosa como um todo. Em alguns casos, a zona de precipitação pode estar ausente. O limite entre as zonas é gradacional e pode variar consideravelmente em um curto espaço de tempo, particularmente como resultado das chuvas.

(1) Zona de Dissolução: a zona de dissolução está no topo da zona vadosa, mas pode prolongar-se para baixo por dezenas ou mesmo centenas de metros, dependendo da localização do lençol freático e da rapidez com que a água meteórica pode se tornar saturada em relação ao carbonato de cálcio. A taxa de saturação depende da composição da rocha hospedeira, da taxa de movimentação da água (que é controlada pela permeabilidade e quantidade de

água), da espessura da zona do solo e da pressão parcial de CO_2 na água. O principal processo diagenético na zona de dissolução é a dissolução de carbonato de cálcio (preferencialmente de aragonita, se presente), formando poros vulgares. A dissolução é o resultado de dois fatores: (1) a sub-saturação inicial da água da chuva em relação ao carbonato de cálcio, em parte devido ao CO_2 atmosférico, e (2) a hidrólise do CO_2 produzido na zona do solo, o que aumenta a pressão parcial de CO_2 na água, aumentando assim a quantidade de carbonato de cálcio que a água pode manter em solução. A cimentação que ocorre nesta zona é promovida pela evaporação e pela atividade biológica, sob a forma de nódulos ou crostas de caliche. As características dos caliches desenvolvidos sobre depósitos carbonáticos foram descritas por Esteban e Klapa (1983).

(2) Zona de Precipitação: à medida que a água se move através da zona de dissolução, ela alcança o ponto de saturação quanto ao carbonato de cálcio. Uma vez saturada, a evaporação, o ligeiro aumento da temperatura ou a diminuição da pressão parcial de CO_2 podem fazer com que o carbonato de cálcio precipite. A cimentação na zona vadosa é um processo relativamente menor, que pode ocorrer abaixo da zona de dissolução. A quantidade de cimentação depende do grau de saturação, dos fatores que causam a precipitação (por exemplo, perda de CO_2 do sistema), da taxa de fluxo e do tempo. 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 Dunham (1971), ou como formas pendulares na parte inferior dos grãos. Os cimentos da zona meteórica vadosa são compostos por calcita de baixo teor de magnésio, comumente na forma microcristalina.

iii. Ambiente Meteórico Freático

No ambiente meteórico freático todo o espaço poroso é preenchido com água meteórica contendo quantidades variáveis de carbonato dissolvido. A geometria desse ambiente é fortemente controlada pela topografia, precipitação e distribuição de porosidade e permeabilidade nas rochas. A diagênese é muito complexa no ambiente meteórico freático, devido a variações das taxas de migração de fluidos, grau de saturação, composição da

rocha hospedeira e química do fluido. No entanto, um ambiente meteórico freático ideal pode ser subdividido em cinco partes características, com base no estado de saturação da água em relação ao CaCO_3 . A entrada de água a partir do ambiente meteórico vadoso pode estar, originalmente, fortemente sub-saturada em relação ao CaCO_3 , mas, à medida que se desloca pelo ambiente meteórico freático, ficará cada vez mais saturada. Assim, o topo da zona é uma área onde tanto a calcita quanto o aragonita são dissolvidas. Abaixo disso está uma zona onde apenas aragonita se dissolve, seguida de uma zona de dissolução de aragonita penecontemporânea à precipitação de calcita. Ainda mais abaixo estão as zonas de ativa cimentação de calcita e sem dissolução, e uma zona estagnada de pouco movimento da água. Assim, Longman (1980) subdividiu esse ambiente em três zonas de dissolução combinadas.

(1) Zona de dissolução: muitas vezes a água meteórica passa pelo ambiente meteórico vadoso sem se tornar saturada em CaCO_3 . Isso é particularmente comum onde caminhos de permeabilidade como fraturas, vugs ou cavernas estão presentes. Sob o nível freático, a água meteórica continuará a dissolver até atingir a saturação. Porosidade vugular ou móldica podem ser produzidas, dependendo da mineralogia e tamanho cristalino dos componentes na rocha. Tanto a aragonita quanto a calcita podem ser afetadas por esta dissolução. A dissolução nesta zona produz texturas semelhantes às produzidas no ambiente meteórico vadoso. Assim, a presença de porosidade móldica e vugular não pode ser usada como critério para distinguir o ambiente meteórico vadoso do ambiente meteórico freático. No entanto, a cimentação que segue frequentemente a dissolução, e as texturas dos cimentos produzidos nos dois ambientes diferem significativamente.

(2) Zona Ativa: A água que se move através do ambiente meteórico vadoso e da zona freática de dissolução torna-se saturada em relação ao CaCO_3 . Circulação ativa de água ocorre na parte superior da maioria dos ambientes meteóricos freáticos. Cimentação por calcita de baixo teor de magnésio é comum e generalizada na zona saturada ativa. Essa cimentação por calcita não-magnésiana se dá de forma rápida e abundante na forma de mosaico, drusiforme (os cristais crescem de tamanho para o centro dos poros) e em

franjas prismáticas. Ocorre a substituição completa de aragonita por calcita equante, assim como crescimentos sintaxiais nos equinodermos e preservação de pouca ou nenhuma porosidade.

(3) Zona Estagnante: nas partes mais profundas de muitos ambientes meteóricos freáticos e em muitos climas áridos, o movimento da água é muito lento. As águas meteóricas precipitam o excesso de carbonato de cálcio adquirido no ambiente meteórico vadoso, e atingem o equilíbrio com os sedimentos circundantes quando chegam às partes mais profundas do ambiente meteórico freático. Assim, ocorre pequena cimentação adicional. O neomorfismo de aragonita para calcita pode ser um processo importante. A porosidade primária remanescente é geralmente preservada nesta zona.

iv. Ambiente de Mistura

O limite entre os ambientes marinho freático e meteórico freático é caracterizado por água salobra, formada pela mistura de águas doce e salgada. Exemplos de cimentos produzidos no ambiente de mistura são raros, provavelmente devido a uma combinação de três fatores: (1) o pequeno volume da zona entre as áreas marinhas e meteóricas freáticas mais extensas, (2) o estado relativamente estagnado da água e (3) a migração da zona, pois ela se desloca de um lado para o outro em resposta às chuvas, mudanças no nível do mar e assim por diante. A diagênese na zona de mistura ainda é mal compreendida. O processo diagenético mais interessante (embora talvez não o mais importante) na zona de mistura é a dolomitização. A dolomitização não ocorre em todos os ambientes da zona de mistura, mas provavelmente está restrita àqueles com boa circulação de água. Durante a estação úmida, a lente de água doce expande e desloca a zona de mistura para baixo e em direção ao mar. Durante a estação seca, a lente de água doce encolhe e a zona de mistura se move no sentido oposto. Esta migração anual da zona de mistura pode produzir a circulação necessária para a dolomitização durante um período prolongado de tempo. Porém, isso depende da quantidade de magnésio original do sedimento e do grau de remoção do magnésio da água. Outros processos diagenéticos que ocorrem na zona de mistura incluem ligeira cimentação, geralmente por calcita microcristalina, neomorfismo de aragonita e

de Mg-calcita para calcita de baixo teor de magnésio, lixiviação de aragonita e silicificação.

v. *Ambiente Marinho Vadoso*

No ambiente marinho vadoso os espaços porosos estão preenchidos por água salgada e por ar. Devido à rápida perda de CO₂, a precipitação de cimentos pode ser rápida (Hanor, 1978). A cimentação extensiva por aragonita e/ou Mg-calcita é comum. Os cimentos tendem a ser fibrosos ou microcristalinos, como meniscos e em formas pendulares.

3.2.2. Processos Mesodiagenéticos

A mesodiagênese ocorre abaixo da influência das águas superficiais (freáticas meteóricas ou freáticas marinhas). Segundo Folk (1974), o ambiente de subsuperfície é empobrecido em Mg⁺⁺. Neste ambiente, ocorrem processos de cimentação e compactação física (ou mecânica) e química. A mesodiagênese pode reduzir a porosidade e a permeabilidade, ou pode aumentá-las. Em geral, porém, a tendência é a perda progressiva de porosidade e permeabilidade com aumento da profundidade e do tempo de soterramento (Scholle & Scholle, 2003).

Segundo Tucker e Wright (1990), os processos de soterramento, em particular a cimentação, a compactação e a dissolução por pressão, operam em uma gama considerável de profundidade, pressão e temperatura e em fluidos de variável salinidade, composição química e origem. Com a subsidência e o aumento da sobrecarga, sedimentos e fluidos estão sujeitos a aumento de temperatura e pressão. O aumento da temperatura depende do gradiente geotérmico e pode acelerar e favorecer algumas reações químicas. Este é particularmente o caso da precipitação de dolomita, para a qual alguns fatores dos inibidores cinéticos são menos influentes nas temperaturas mais elevadas. Além disso, a solubilidade da calcita diminui com o aumento da temperatura e, portanto, ela também precipitará mais facilmente em profundidade. Os cimentos calcíticos precipitados na mesodiagênese são, normalmente, macrocristalinos, na forma de mosaico.

A compactação é um processo físico e químico resultante do aumento da pressão de sobrecarga devido ao soterramento. A compactação física começa logo após a deposição, enquanto a compactação química requer algumas centenas de metros de soterramento. A natureza original do sedimento, em particular a quantidade de lama carbonática e argila presentes, e a história diagenética precoce, especialmente o grau de cimentação, são importantes controladores da intensidade de compactação e dos tipos de estruturas compactacionais formadas (Tucker & Wright, 1990).

Os efeitos mais marcantes da compactação física em sedimentos mais finos são significativa perda de porosidade e redução considerável na espessura dos sedimentos já nos primeiros poucos metros até várias dezenas de metros de soterramento. Em sedimentos mais grossos, a compactação mecânica leva a um rearranjo dos grãos e fraturamento de algumas partículas, em especial de alguns bioclastos, e de franjas de cimento precoces, e a deformação dúctil de grãos microcristalinos (Tucker & Wright, 1990).

A compactação química por dissolução por pressão é um importante processo que ocorre na mesodiagênese. Três tipos de feições de compactação química são comuns às rochas carbonáticas: 1) feições de dissolução interpartículas, 2) filmes de segregação de argilas (*solution-seams*), e 3) estilólitos.

As feições de dissolução interpartícula por pressão são geradas nos contatos entre os grãos onde as pressões litostáticas são concentradas, resultando em contatos côncavo-convexos e suturados entre os grãos.

Os *solution-seams* representam discretas superfícies de dissolução que se estendem continuamente através dos grãos. Geralmente formam-se em calcários de granulação fina, relacionando-se a estruturas nodulares. Os *solution-seams* geralmente passam entre os grãos em vez de cortá-los, estando geralmente anastomosados (Tucker & Wright, 1990).

Os estilólitos são superfícies serrilhadas de dissolução por pressão, com uma aparência suturada em seção transversal. A amplitude da sutura é geralmente maior do que os diâmetros dos grãos. Estilólitos transectam a fábrica da rocha, cortando grãos, cimento e matriz indiscriminadamente. Normalmente, estão ausentes em calcários com mais de 5-10% de argila (Tucker & Wright, 1990).

A dissolução por pressão de partículas carbonáticas fornece íons de cálcio e carbonato que podem ser precipitados como cimento no espaço poroso adjacente ou em outros intervalos.

3.3. Porosidade em Rochas Carbonáticas

O sistema poroso das rochas sedimentares carbonáticas é normalmente complexo, tanto fisicamente como geneticamente. Os processos de criação e modificação da porosidade são muito variáveis. Devido à intensa diagênese que afeta as rochas carbonáticas, a porosidade final pode ou não estar relacionada com o ambiente de deposição. Assim, grande parte do registro da diagênese está entrelaçada com a criação, modificação e/ou obliteração da porosidade. Compreender a evolução da porosidade dos sedimentos originais pode contribuir para o entendimento dos eventos deposicionais e pós-deposicionais e auxiliar na interpretação da história de interação entre os depósitos sedimentares e seus fluidos.

Três sistemas de classificação da porosidade se destacam entre as diversas propostas para as rochas carbonáticas, sendo elas: a classificação de Choquette e Pray (1970), a classificação de Lucia (1983, 1995) e a classificação de Lønøy (2006).

3.3.1. Classificação de Choquette e Pray (1970)

Choquette e Pray (1970) classificaram os tipos de poros em rochas carbonáticas em três classes, dando ênfase na gênese da porosidade: porosidade seletiva quanto à fábrica, porosidade seletiva ou não-seletiva e porosidade não-seletiva quanto à fábrica (Fig. 3). Se existe uma relação específica entre poro e os elementos da fábrica, a porosidade é seletiva, do contrário é não-seletiva. Há dois tipos de seleção quanto à fábrica: deposicional ou diagenética. A seletividade quanto à fábrica deposicional representa dependência ou dos elementos primários ou de características posteriores que ainda reflitam os elementos primários da fábrica. A porosidade deposicional é dependente da textura, composição e forma dos constituintes do depósito. Já a seletividade quanto à fábrica diagenética apresenta dependência da

localização do poro quanto às características pós-deposicionais da rocha. A relação entre a porosidade e a diagênese é complexa e variável.

Os principais elementos propostos por Choquette e Pray (1970) para a classificação da porosidade em rochas carbonáticas são: 1) os tipos morfológicos básicos de poros; 2) os modificadores genéticos (processos, direção ou estágio e tempo de formação da porosidade); 3) o tamanho dos poros, e 4) o volume de porosidade.

Assim, essa classificação é um sistema descritivo e genético no qual são reconhecidos 15 tipos básicos de porosidade: interpartícula, intrapartícula, intercristalina, móldica, fenestral, abrigo, crescimento, fratura, canal, vugular, caverna, brecha, perfuração, escavação e contração. Termos de modificação são usados para caracterizar gênese, tamanho, forma e abundância de porosidade (Fig. 4). Os modificadores genéticos envolvem (1) processo de modificação (dissolução, cimentação e sedimentação interna), (2) direção ou estágio de modificação (ampliado, reduzido ou preenchido) e (3) tempo de formação da porosidade (primário, secundário, pré-deposicional, deposicional, eogenética, mesogenética e telogenética). Usados com o tipo de porosidade básica, esses modificadores genéticos permitem uma designação explícita da origem e evolução da porosidade. As formas dos poros são classificadas como irregulares ou regulares. A escala de tamanho dos poros de forma regular tem três classes principais: microporos (<1/16 mm), mesoporos (1/16-4 mm), e megaporos (4-256 mm).

Os atributos utilizados por Choquette & Pray (1970) para caracterizar os 15 tipos de poros foram o tamanho, a forma, a gênese ou a posição em relação aos elementos da fábrica. Poros interpartícula, intrapartícula e intercristalinos, por exemplo, são definidos pela posição em relação aos elementos da fábrica, sendo o tamanho, forma e origem elementos considerados secundários. A porosidade de caverna é definida somente com base no tamanho. Poros móldicos, de perfuração e de contração são definidos somente com base na sua origem. Já poros vugulares, de canal e outros são definidos pela combinação de atributos morfológicos e genéticos.

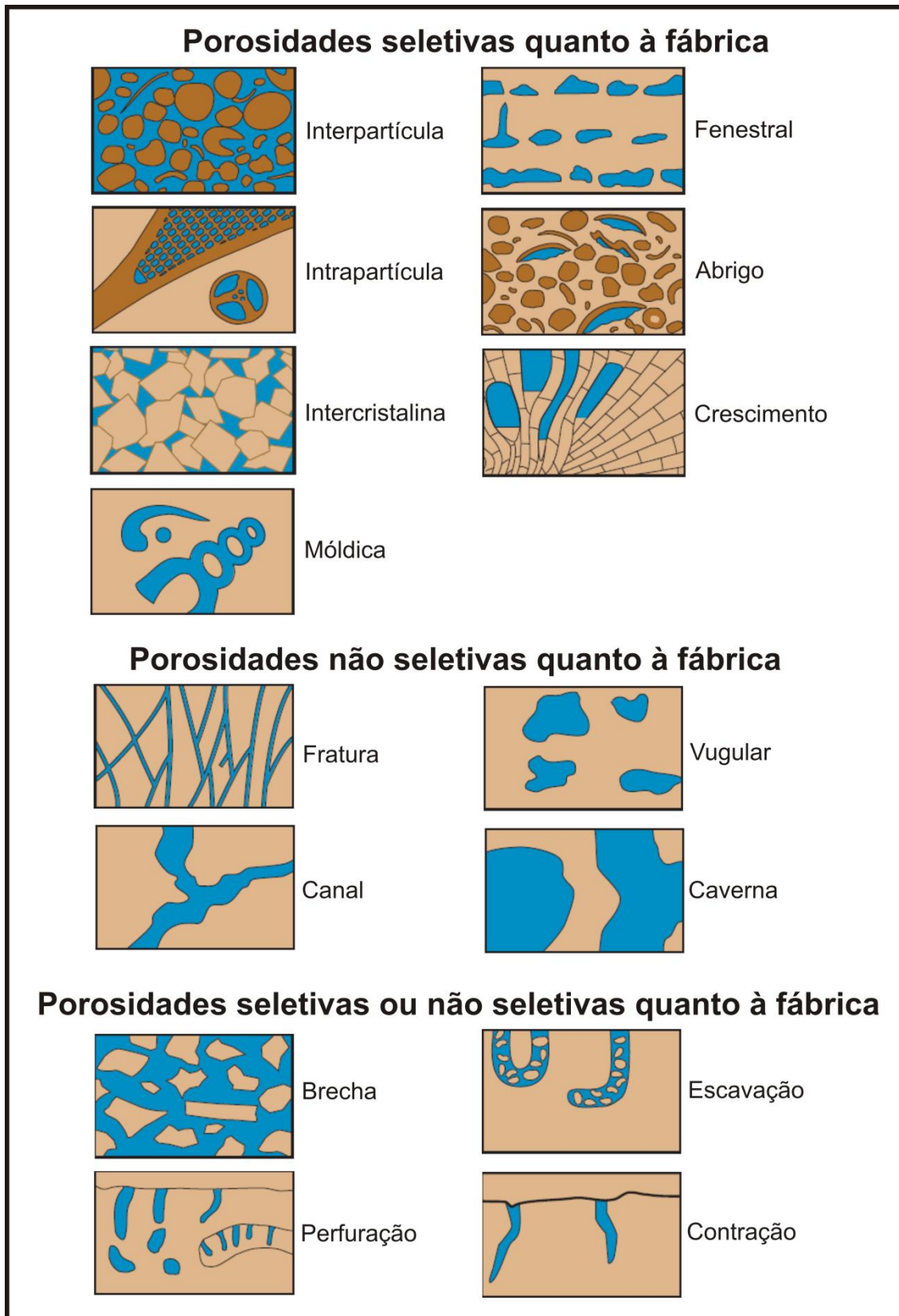


Figura 3. Classificação de Choquette e Pray (1970) dos tipos de poros em rochas carbonáticas. Modificado de Choquette e Pray (1970).

TERMOS MODIFICADORES																		
<p style="text-align: center;">MODIFICADORES GENÉTICOS</p> <table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="width: 50%; text-align: center;">PROCESSO</td> <td style="width: 50%; text-align: center;">DIREÇÃO OU ESTÁGIO</td> </tr> <tr> <td>Dissolução</td> <td>Ampliado</td> </tr> <tr> <td>Cimentação</td> <td>Reduzido</td> </tr> <tr> <td>Sedimento interno</td> <td>Preenchido</td> </tr> </table> <table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="text-align: center;">TEMPO DE FORMAÇÃO</td> </tr> <tr> <td>Primário</td> </tr> <tr> <td> Pré-deposicional</td> </tr> <tr> <td> Deposicional</td> </tr> <tr> <td>Secundário</td> </tr> <tr> <td> Eogenético</td> </tr> <tr> <td> Mesogenético</td> </tr> <tr> <td> Telogenético</td> </tr> </table>		PROCESSO	DIREÇÃO OU ESTÁGIO	Dissolução	Ampliado	Cimentação	Reduzido	Sedimento interno	Preenchido	TEMPO DE FORMAÇÃO	Primário	Pré-deposicional	Deposicional	Secundário	Eogenético	Mesogenético	Telogenético	
PROCESSO	DIREÇÃO OU ESTÁGIO																	
Dissolução	Ampliado																	
Cimentação	Reduzido																	
Sedimento interno	Preenchido																	
TEMPO DE FORMAÇÃO																		
Primário																		
Pré-deposicional																		
Deposicional																		
Secundário																		
Eogenético																		
Mesogenético																		
Telogenético																		
<p style="text-align: center;">MODIFICADORES DE TAMANHO*</p> <table border="1" style="width: 100%;"> <thead> <tr> <th>CLASSES</th> <th>mm</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="2">Megaporo</td> <td>grande</td> <td>256</td> </tr> <tr> <td>pequeno</td> <td>32</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">Mesoporo</td> <td>grande</td> <td>4</td> </tr> <tr> <td>pequeno</td> <td>1/2</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">Microporo</td> <td></td> <td>1/16</td> </tr> <tr> <td colspan="2" style="text-align: center;">*para poros sub-cavernas de forma regular</td> </tr> </tbody> </table>		CLASSES	mm	Megaporo	grande	256	pequeno	32	Mesoporo	grande	4	pequeno	1/2	Microporo		1/16	*para poros sub-cavernas de forma regular	
CLASSES	mm																	
Megaporo	grande	256																
	pequeno	32																
Mesoporo	grande	4																
	pequeno	1/2																
Microporo		1/16																
	*para poros sub-cavernas de forma regular																	
<p style="text-align: center;">MODIFICADORES DE ABUNDÂNCIA</p> <table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td>Porcentagem de porosidade</td> <td>(15%)</td> </tr> <tr> <td>ou</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Razão de tipos de porosidade</td> <td>(1:2)</td> </tr> <tr> <td>ou</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Razão e porcentagem</td> <td>(1:2) (15%)</td> </tr> </table>		Porcentagem de porosidade	(15%)	ou		Razão de tipos de porosidade	(1:2)	ou		Razão e porcentagem	(1:2) (15%)							
Porcentagem de porosidade	(15%)																	
ou																		
Razão de tipos de porosidade	(1:2)																	
ou																		
Razão e porcentagem	(1:2) (15%)																	
<p style="text-align: center;">PROCESSO + DIREÇÃO + TEMPO</p> <p>Ex.: cimento primário reduzido; sedimento eogenético preenchido</p>																		

Figura 4. Termos de modificação definidos por Choquette e Pray (1970). Traduzido de Choquette e Pray (1970).

3.3.2. Classificação de Lucia (1983, 1995, 1999)

A classificação proposta por Lucia (1983, 1995, 1999) tem como foco as propriedades petrofísicas em vez da gênese. Para determinar as relações entre a fábrica da rocha e os parâmetros petrofísicos, é necessário definir e classificar o espaço poroso. Para isso, ele dividiu o espaço poroso em poros localizados entre grãos ou cristais, chamados de porosidade interpartícula, e todos os outros espaços porosos, chamados de porosidade vugular. A porosidade vugular foi subdividida em dois grupos com base na forma como os vugs estão interconectados: (1) os vugs que estão interconectados somente através da rede de poros interpartícula são chamados de vugs separados e (2) vugs que estão em contato direto uns com os outros são chamados de vugs conectados.

Os termos de tipos de poros utilizados nesta classificação estão ilustrados na Figura 5. Embora a maioria dos termos definidos por Choquette e Pray (1970) também sejam usados nessa classificação, as porosidades

interpartícula e vugular têm diferentes definições. Lucia (1983) demonstrou que os espaços porosos localizados tanto entre os grãos (porosidade intergranular) quanto entre os cristais (porosidade intercrystalina) são petrofisicamente semelhantes e, portanto, usou o termo "interpartícula" para identificá-los. A porosidade vugular, conforme definida por Lucia (1983), é o espaço poroso que está dentro de grãos ou cristais ou que é significativamente maior do que os grãos ou cristais; isto é, é todo espaço poroso que não é interpartícula.

A base da classificação de Lucia é o conceito de que a distribuição do tamanho dos poros, que é a distribuição espacial dos tamanhos de poros dentro da rocha, controla a permeabilidade e a saturação, e está relacionada à fábrica da rocha. Para relacionar a fábrica da rocha carbonática com a distribuição do tamanho dos poros, é importante determinar se o espaço poroso pertence a uma das três principais classes de poros (interpartícula, vugs separados ou vugs conectados). Cada classe tem um tipo diferente de distribuição de tamanho de poros e interconexão. O tamanho dos poros interpartícula é controlado pelo tamanho e seleção das partículas e pelo volume de cimento interpartícula. O tamanho dos poros vugulares separados variará dependendo da origem, além de poder variar desde grandes poros de dissolução até microporos dentro dos grãos.

O espaço poroso de vugs separados é definido como espaço poroso que está 1) dentro das partículas ou é significativamente maior do que o tamanho das partículas (geralmente $>2x$ o tamanho de partícula) e 2) interligado somente através do espaço poroso interpartícula (ou seja, são tridimensionalmente conectados, através da porosidade interpartícula, intercrystalina ou de fratura). Os vugs separados são tipicamente seletivos quanto à fábrica em sua origem e, embora sua presença aumente a porosidade total da rocha, ela não aumenta significativamente a permeabilidade (Lucia, 1983). O espaço poroso de vugs conectados é definido como espaço poroso que (1) é significativamente maior que o tamanho das partículas e (2) forma um sistema de poros interconectados de forma significativa. Os vugs conectados são tipicamente não seletivos quanto à fábrica em sua origem e podem aumentar a permeabilidade bem acima do que seria esperado para um sistema de poros interpartícula.

Em vez de dividir as fábricas entre suportadas por grãos ou suportadas por lama, Lucia (1983) dividiu as fábricas entre as dominadas por grãos e as dominadas por lama. Os atributos importantes das fábricas dominadas por grãos são a presença de porosidade intergranular aberta ou obstruída e uma textura suportada por grãos. Já o atributo importante das fábricas dominadas por lama é que o volume entre os grãos é preenchido com lama, mesmo que os grãos possam se tridimensionalmente se tocar, fornecendo suporte.

Um grande desafio na avaliação dos reservatórios carbonáticos é compreender a relação entre os tipos de poros e a porosidade e permeabilidade. Assim, Lucia (1983, 1995, 1999) contribuiu de forma importante para a compreensão das relações de permeabilidade da porosidade em rochas carbonáticas.

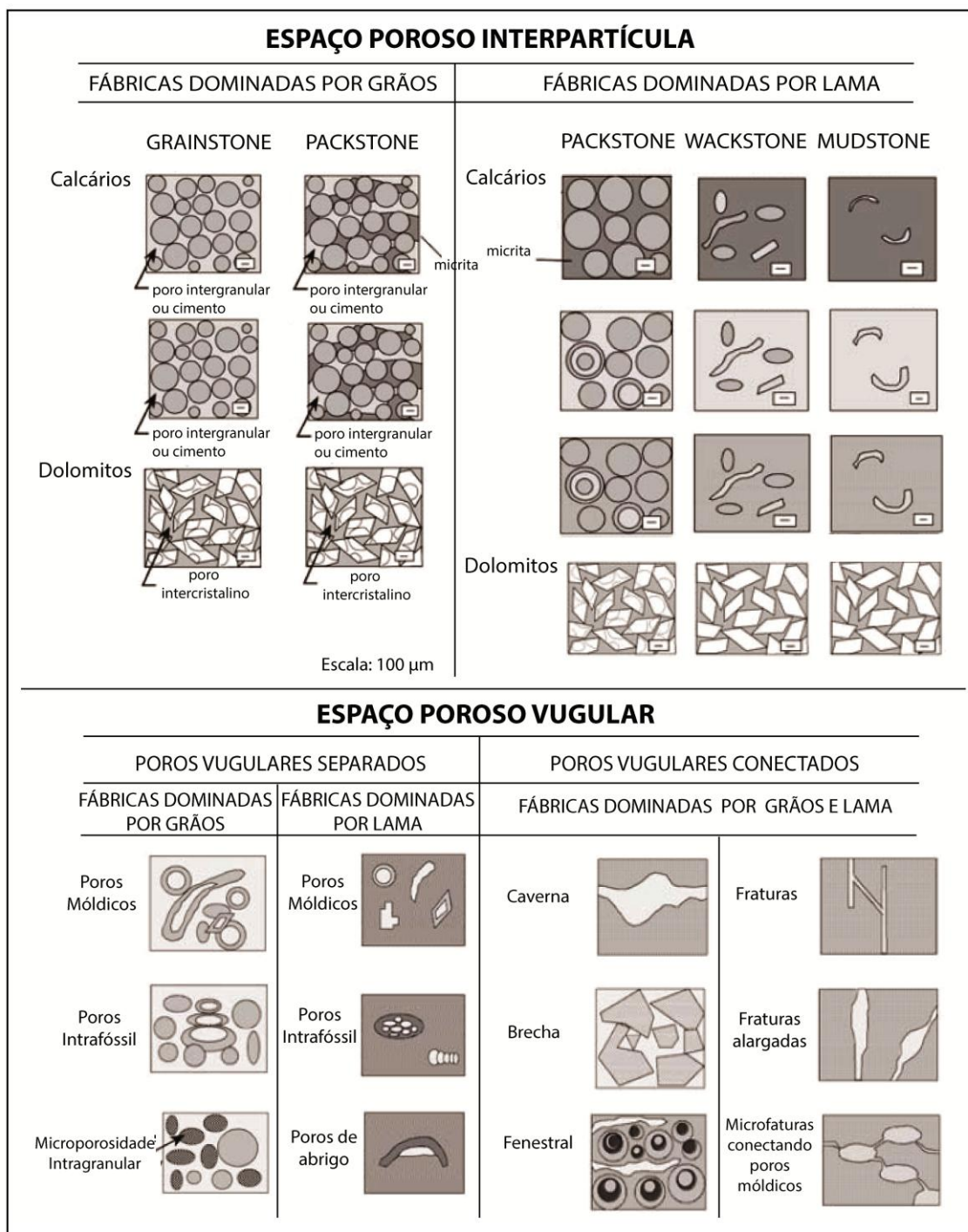


Figura 5. Classificação petrológica/petrofísica da porosidade em rochas carbonáticas proposta por Lucia (1983, 1995). Traduzido de Lucia (2007).

3.3.3. Classificação de Lønøy (2006)

O sistema de classificação proposto por Lønøy (2006) não só usa elementos de sistemas de classificação de poros já existentes, como também apresenta muitos novos elementos. A nova classificação inclui 20 classes de

tipos de poros, que mostram uma relação previsível entre porosidade e permeabilidade (Fig. 6). Essa classificação combina características sedimentológicas e diagenéticas com propriedades relacionadas ao fluxo, e os parâmetros críticos do reservatório podem assim ser previstos usando modelos sedimentológicos e diagenéticos. Assim, a classificação de Lønøy (2006) incorpora elementos da textura da rocha e do tamanho dos poros, refletindo fábricas deposicionais e diagenéticas. Como tal, ele se baseia no importante trabalho de Choquette e Pray (1970) e Lucia (1983, 1995, 1999). No entanto, a nova classificação fornece uma melhoria significativa em relação aos esquemas existentes em termos de uma melhor correlação de porosidade e permeabilidade relacionadas à matriz e, portanto, para valores de corte de porosidade e previsão de permeabilidade.

As principais diferenças entre o novo sistema de classificação dos tipos de poros em rochas carbonáticas e os de Choquette e Pray (1970) e Lucia (1983, 1995, 1999) são as seguintes:

1. A distribuição de porosidade é um elemento novo e importante na classificação;
2. A subdivisão de Lucia da porosidade interpartícula foi parcialmente incorporada ao novo sistema de classificação, mas agora é baseada no tamanho dos poros em vez do tamanho e classificação do grão;
3. As três classes de poros interpartícula de Lucia e os tipos de porosidade interpartícula e intercristalina de Choquette e Pray foram subdivididos em 12 novas classes (6 interpartículas e 6 intercristalinas).
4. Os poros micromóldicos e macromóldicos são diferenciados.
5. Uma nova categoria de tipo de poro é introduzida: microporosidade de mudstone.

O novo sistema de classificação baseia-se em três elementos principais: tipos de poros, tamanho dos poros e distribuição dos poros.

São identificados seis tipos de poros principais: interpartícula, intercristalino, vugular, intrapartícula, móldico e microporosidade de mudstone. Os cinco primeiros tipos de poros são quase idênticos aos definidos por Choquette e Pray (1970), enquanto o último é novo.

Lucia (1983, 1995, 1999) percebeu que a distribuição do tamanho dos poros controla a permeabilidade e está relacionada à fábrica da rocha. Portanto, ele usou o tamanho médio das partículas e a seleção para diferenciar diferentes classes de poros interpartícula. O termo "partícula" foi utilizado como termo geral para grãos e cristais (Lucia, 1983). Segundo Lønøy (2006), o tamanho médio das partículas é difícil de ser definido porque pode ser definido pelo volume ou pelo número de grãos. Ele também identificou outro efeito importante no tamanho dos poros que não foi coberto pelo sistema de classificação de Lucia (1983, 1995, 1999), que é o cimento. Tanto o tamanho das partículas como a classe não são afetados pelo cimento interpartícula, mas o cimento reduzirá o tamanho dos poros e as gargantas dos poros. Segundo Lønøy (2006), na base do sistema de classificação de Lucia (1983, 1995, 1999), onde a distribuição do tamanho dos poros controla a permeabilidade e está relacionada à fábrica da rocha, está faltando esse elemento importante. Com base nessas considerações, o tamanho dos poros em vez do tamanho das partículas foi aplicado no novo sistema de classificação dos tipos de poros.

A distribuição da porosidade é um novo elemento na classificação dos tipos de poros e tem um efeito significativo nas relações de permeabilidade-porosidade (também observado por Lucia *et al.*, 2004a, b). A distribuição de poros interpartícula, poros intercristalinos e microporos de mudstone foi classificada visualmente como uniforme ou irregular. Em porosidades semelhantes, observa-se que uma distribuição de porosidade irregular produz uma permeabilidade significativamente maior do que a distribuição uniforme da porosidade. A razão para isso é que a porosidade é concentrada em um volume menor e o sistema de poros está melhor conectado do que para um volume de poro equivalente e uniformemente distribuído. Além disso, uma distribuição de porosidade irregular é frequentemente relacionada à dissolução secundária com ampliação de gargantas de poros, e esse processo também favorece os poros conectados (Lønøy, 2006).

Choquette e Pray (1970) definiram porosidade interpartícula como a porosidade que ocorre entre os grãos (intergranular). Lucia (1983) ampliou o termo "interpartícula" para também incluir espaços porosos entre cristais (intercristalino). Esta redefinição incluiu tanto os tipos de porosidade interpartícula e intercristalina de Choquette e Pray (1970). No entanto, os

resultados do estudo de Lønøy (2006) mostraram que as propriedades petrofísicas dos poros intergranulares e intercristalinos são diferentes. A definição de poros interpartícula de Choquette e Pray, portanto, foi aplicada no seu novo sistema de classificação.

Para obter uma boa relação de permeabilidade-porosidade, seis classes naturais de poros interpartícula são propostas, com base no tamanho dos poros e na distribuição dos poros. Três classes de tipos de poros foram definidas com base no tamanho dos poros (micro-, meso- e macroporos, 10-50, 50-100 e $> 100 \mu\text{m}$, respectivamente), cada um subdividido com base em distribuição de poros uniforme ou irregular.

A porosidade intercristalina é a porosidade entre cristais, que pode ser de origem primária ou secundária (Choquette e Pray, 1970). Todos os poros intercristalinos incluídos no conjunto de dados estudados por Lønøy (2006) são de origem secundária. Os poros intercristalinos são descritos por seis classes de tipos de poros, com base no tamanho dos poros e na distribuição dos poros, cada uma com uma relação de permeabilidade x porosidade distinta. Três classes de tipos de poros são definidas com base no tamanho dos poros (micro, meso e macroporos, 10-20, 20-60 e $> 60\mu\text{m}$, respectivamente). Estes, por sua vez, são subdivididos em distribuição de poros uniformes ou irregulares para otimizar as tendências de melhor forma de permeabilidade-porosidade.

Os microporos de mudstone têm tamanho extremamente pequeno, geralmente com alguns micrômetros de diâmetro. A microporosidade de mudstone pode ser definida como porosidade interpartícula ou intercristalina. No entanto, devido aos tamanhos de poros extremamente pequenos e à natureza variável (interpartícula ou intercristalina), esses poros foram classificados como uma classe de poro separada.

Os poros móldicos são poros secundários formados pela dissolução seletiva, completa ou parcial e recristalização de grãos ou cristais. Esta definição é ligeiramente modificada de Choquette e Pray (1970), incluindo poros formados por dissolução parcial e recristalização. Uma diferença distinta na solubilidade entre grãos e/ou cristais e a matriz circundante é comumente necessária e é comumente relacionada a diferenças mineralógicas (Moore, 2001). Os poros móldicos são divididos em duas classes com base no tamanho: microporos móldicos e macroporos móldicos.

Os poros intrapartícula são espaços porosos que ocorrem dentro de grãos, de origem primária ou formados através da decomposição de material orgânico em bioclastos. A definição de porosidade intrapartícula é ligeiramente modificada de Choquette e Pray (1970), ao não incluir a porosidade relacionada à dissolução (esta porosidade faz parte do sistema de poros móldicos no sistema de classificação apresentado por Lønøy, 2006).

A definição de porosidade vugular nesta classificação segue a definição de Choquette e Pray (1970). Os poros vugulares são poros de dissolução secundária que são não seletivos quanto à fábrica. Os poros são de tamanho e forma irregulares, e podem ou não estar interligados. A porosidade vugular (conforme definido por Choquette e Pray, 1970) é formada pela dissolução de cimento, matriz e grãos.

Tipo de poro	Tamanho do poro	Distribuição do poro	Fábrica do poro
Interpartícula	Microporos (10-50µm)	Uniforme Irregular	Interpartícula, microporos uniformes Interpartícula, microporos irregulares
	Mesoporos (50-100µm)	Uniforme Irregular	Interpartícula, mesoporos uniformes Interpartícula, mesoporos irregulares
	Macroporos (>100µm)	Uniforme Irregular	Interpartícula, macroporos uniformes Interpartícula, macroporos irregulares
Intercristalino	Microporos (10-20µm)	Uniforme Irregular	Intercristalino, microporos uniformes Intercristalino, microporos irregulares
	Mesoporos (20-60µm)	Uniforme Irregular	Intercristalino, mesoporos uniformes Intercristalino, mesoporos irregulares
	Macroporos (>60µm)	Uniforme Irregular	Intercristalino, macroporos uniformes Intercristalino, macroporos irregulares
Intrapartícula Móldico	Microporos (<10-20µm)		Intrapartícula Microporos móldicos
	Macroporos (>20-30µm)		Macroporos móldicos
Vugular			Vugular
Microporosidade de mudstone	Microporos (<10µm)		

Figura 6. Sistema de classificação de porosidade em rochas carbonáticas proposto por Lønøy (2006), em parte baseado em Choquette e Pray (1970) e Lucia (1983, 1995, 1999). Traduzido de Lønøy (2006).

4. METODOLOGIA

4.1. Levantamento bibliográfico

Foi realizada uma compilação da literatura referente à sedimentação e evolução estratigráfica da Bacia de Campos, com foco na sedimentologia e diagênese do Grupo Macaé. Além disso, foi feita uma revisão da literatura sobre a diagênese e porosidade em rochas carbonáticas, bem como uma

revisão sobre microtomografia de raios-X e perfilagem geofísica, de forma a fornecer os subsídios necessários para a interpretação dos resultados obtidos neste trabalho.

4.2. Petrografia quantitativa

Foram quantificadas 117 lâminas delgadas preparadas a partir de amostras extraídas dos testemunhos e 29 lâminas delgadas preparadas a partir de amostras laterais, todas do poço 3-OGX-54-RJS. Quase todas as lâminas delgadas pertencem à Formação Quissamã, mas 3 delas são referentes à Formação Outeiro. As amostras foram impregnadas com resina *epoxy* azul para salientar os poros e permitir a preparação das lâminas. As lâminas foram analisadas sistematicamente com o uso de microscópios petrográficos de luz polarizada. A quantificação (análise modal) foi realizada pela contagem de 300 pontos em cada lâmina ao longo de travessas perpendiculares à estrutura principal da rocha, de acordo com o método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985), utilizando o *software* Petroledge® (De Ros *et al.*, 2007) para armazenamento e processamento dos dados petrográficos.

Através da petrografia quantitativa foi possível a identificação das texturas e fábricas, dos constituintes primários e diagenéticos, dos tipos de poros e das relações paragenéticas entre os constituintes, possibilitando a caracterização e classificação das rochas estudadas. Duas amostras de folhelhos ricos em matéria orgânica foram descritas apenas qualitativamente. A distinção da composição dos carbonatos foi feita pelo tingimento com uma solução de Alizarina e Ferricianeto de Potássio (Tucker, 1988). As amostras quantificadas foram classificadas de acordo com Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971).

4.3. Fotomicrografia

Foi realizada a aquisição de fotos digitais das principais feições texturais, composicionais primárias e diagenéticas e da porosidade das lâminas analisadas, para a organização de uma documentação fotomicrográfica das amostras. Para isso, foi utilizado um microscópio petrográfico Zeiss AXIO Imager A2 com câmera Zeiss AXIO cam e utilizando o *software* ZEN™ 2011 da

própria Zeiss, já com escalas adequadas para cada lente utilizada no microscópio. As fotomicrografias foram tratadas com o programa *Adobe Photoshop* para ajuste de cor.

4.4. Descrição do Testemunho de Sondagem

Neste trabalho foi utilizada a descrição do testemunho de sondagem do poço 3-OGX-54-RJS, fornecida pela Solintec - Serviços de Geologia Integrados. A descrição do testemunho foi feita através do software Strataledge®, que permite descrições sistemáticas de testemunhos, integrando informações macroscópicas, microscópicas e de perfilagem geofísica.

4.5. Microscopia Eletrônica de Varredura

Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) por elétrons retroespalhados (backscattered electrons – BSE) foram executadas com um equipamento JEOL JSM-6610LV em 14 lâminas delgadas polidas e cobertas com carbono, para uma melhor visualização da microporosidade, dos diferentes sistemas porosos e da conectividade dos poros, bem como para uma melhor definição das variações composicionais dos constituintes primários e diagenéticos e de suas relações paragenéticas. As análises de BSE contaram com suporte de análises semi-quantitativas da composição mineralógica dos constituintes por espectrometria de energia dispersada (EDS).

Foram obtidas imagens 2D dos diferentes tipos de macroporos, além da microporosidade e da conectividade dos poros presentes nas amostras selecionadas.

4.6. Microtomografia de Raios-X (μ -CT)

A tomografia de raios-X é um método não destrutivo que usa raios-X para produzir imagens tomográficas digitalizadas de uma amostra. Isso permite que as estruturas dentro da amostra sejam estudadas sem cortá-la. O processo envolve a rotação de uma amostra em uma linha de feixe de raios-X enquanto o detector coleta as projeções (radiografias) para cada ângulo. Posteriormente,

algoritmos de reconstrução são usados para gerar uma imagem 3D da amostra a partir das imagens radiográficas.

A microtomografia de raios-X de 5 amostras selecionadas foi executada pelo Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais - PUCRS e pela Ingrain Brazil. Foram selecionadas amostras com maior porosidade e com diferentes sistemas porosos, para que fosse possível a observação da conectividade dos poros. Assim, foram obtidas imagens 3D de amostras de duas petrofácies com escalas de tamanho de pixel que variam de 40 μ m e 10.5 μ m a 12.0 μ m.

4.7. Perfis geofísicos e petrofísica básica

Perfis elétricos de raios gama, resistividade e sônico do poço 3-OGX-54-RJS, executados originalmente para a OGX Petróleo e Gás Ltda. foram integrados às descrições dos testemunhos. Os perfis geofísicos representam registros visuais, em relação à profundidade, de uma ou mais propriedades das rochas perfuradas em subsuperfície. Tais perfis são denominados de maneira geral de perfis elétricos, independentemente do processo de medição físico empregado.

O perfil de raios gama (GR) mede a radioatividade total emitida das formações geológicas em análise, devido à presença de isótopos instáveis em alguns minerais e fluidos (principalmente em rochas como folhelhos, ricas em argilominerais). É muito utilizado na identificação de litologias, 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 é baseado no gráfico de Pickett (1973) e decresce com o aumento da porosidade, e com a saturação de água de cada intervalo. A resistividade é medida em ohm-m (ohm-metro), pois se baseia na Lei de Ohm, que rege o fluxo de corrente elétrica.

O perfil sônico (DT) mede a diferença nos tempos de trânsito das ondas mecânica acústicas das rochas. Assim, o perfil gerado é um registro da profundidade *versus* tempo necessário para que uma onda sonora atravesse 1ft (um pé) de formação. Essa perfilagem é muito utilizada para estimativa de porosidade, estimativas do grau de compactação das rochas ou das constantes

elásticas, correlação poço a poço, detecção de fraturas e apoio à sísmica para elaboração de sismogramas.

Foram fornecidas pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) as análises de petrofísica básica (porosidade e permeabilidade) originalmente executadas para a OGX Petróleo e Gás Ltda..

A petrofísica é o estudo das propriedades das rochas e suas interações com fluidos (gases, óleo e soluções aquosas). Porosidade e permeabilidade são as propriedades petrofísicas principais para o estudo de reservatórios de petróleo. A porosidade está relacionada com a capacidade de uma rocha em armazenar fluidos, e é definida como a relação entre o volume de vazios (espaço não-sólido, originalmente ocupado por água ou hidrocarbonetos) e o volume total da rocha. A porosidade é chamada de absoluta quando corresponde percentagem total de vazios, e de efetiva quando o volume total é relacionado com o volume total de poros conectados entre si (Ellis *et al.*, 2008). A permeabilidade é a capacidade do meio poroso em conduzir fluidos, podendo ser absoluta (fluido em uma única fase líquida) ou relativa (dois ou mais fluidos). A unidade utilizada é o Darcy (D), na qual a permeabilidade é calculada utilizando a lei de Darcy.

5. SÍNTESE DOS RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

1) O estudo integrado da caracterização petrográfica quantitativa e da descrição detalhada dos testemunhos, bem como a combinação de imagens óticas, imagens de microscopia eletrônica de varredura e imagens tridimensionais de microtomografia de raios-X dos carbonatos da Formação Quissamã (Aptiano), do grupo Macaé da Bacia de Campos, permitiu a identificação dos fatores controladores da distribuição e da geometria da porosidade dessas rochas.

2) A partir da caracterização petrográfica de 146 lâminas delgadas, foi possível classificar as amostras em carbonáticas, híbridas e siliciclásticas. O intervalo estudado é predominantemente composto por rochas carbonáticas. As rochas carbonáticas predominantes são packstones, grainstones e rudstones. Os packstones são predominantemente oncolíticos-peloidais, maciços, muito mal selecionados a mal selecionados, localmente com estilólitos. Os grainstones são

predominantemente oolíticos a oncolíticos, maciços, muito mal selecionados a moderadamente selecionados, localmente fraturados ou com estilolitos. Os rudstones são comumente bioclásticos e maciços. Os principais constituintes primários das rochas carbonáticas compreendem grãos carbonáticos (partículas aloquímicas), que incluem oncolitos, oolitos, intraclastos, bioclastos, pelóides e matriz carbonática peloidal.

3) No poço analisado, sete fácies deposicionais foram reconhecidas, compreendendo: packstones peloidais (pP), moderadamente selecionados e bioturbados, representando depósitos de baixa energia interbarras; packstones oncolíticos-peloidais (ocpP), muito mal selecionados e bioturbados, representando depósitos de baixa energia interbarras ou flancos de barras oolíticas; packstones oncolíticos (ocP/G), muito mal selecionados e bioturbados, representando depósitos de energia moderada de flancos de barras oolíticas; grainstones/packstones oncolíticos-bioclásticos (bocG/P), bioturbados e localmente com estratificação cruzada, representando depósitos de energia moderada de barras bioclásticas; grainstones/packstones bioclásticos (bG/P), mal selecionados, bioturbados e localmente com estratificação cruzada, representando depósitos de energia alta a moderada de barras bioclásticas; rudstones bioclásticos (bR), mal selecionados, bioturbados e localmente com estratificação cruzada, representando depósitos de energia alta a moderada de barras bioclásticas; e grainstones oolíticos (ocoG), mal selecionados, bioturbados e localmente com estratificação cruzada, representando depósitos de energia alta a moderada de flancos de barras oolíticas.

4) Calcita é o constituinte diagenético mais abundante e a cimentação por calcita é o principal processo responsável pela perda de porosidade primária nas amostras analisadas. No entanto, a presença de matriz peloidal já havia limitado significativamente a porosidade primária desses depósitos. Portanto, a textura deposicional exerceu um grande controle sobre a porosidade primária nestas rochas. A compactação mecânica, observada pelo fraturamento de bioclastos, pela deformação plástica de partículas aloquímicas como oolitos e oncolitos, e pelos contatos pontuais, retos e côncavo-convexos, também contribuiu para a redução da porosidade primária.

5) A dissolução das partículas aloquímicas é o principal processo de geração de porosidade secundária (porosidade intrapartícula, móldica e vugular) nos carbonatos. A dissolução de partículas aloquímicas (principalmente de bioclastos, oolitos e oncolitos) é abundante, promovendo a formação de porosidade móldica e macro e microporosidade intrapartícula. Contudo, estes poros foram comumente preenchidos por cimento de calcita ou são mal conectados, aumentando a porosidade, mas com muito pouco efeito sobre a permeabilidade. A dissolução das partículas aloquímicas promoveu localmente a formação de poros vugulares, que amplificaram a porosidade interpartícula.

6) Os principais processos diagenéticos que condicionaram a evolução da Formação Quissamã foram: micritização, cimentação, substituição, dissolução, compactação, recristalização e dolomitização. Estes processos diagenéticos foram desenvolvidos em quatro ambientes diagenéticos diferentes: marinho freático, zona de mistura, meteórico freático e mesodiagenético.

7) Nove petrofácies de reservatório foram separadas de acordo com os atributos de maior impacto na porosidade e permeabilidade, incluindo: composição, estrutura e textura primárias e principais processos diagenéticos. A porosidade intergranular foi considerada o principal parâmetro definidor das petrofácies, sendo a cimentação de calcita o principal processo diagenético de redução de porosidade. Essas foram agrupadas em associações de petrofácies segundo a sua qualidade como reservatório: média, ruim e não reservatório.

8) A microporosidade, bem como a porosidade intrapartícula e móldica, são importantes nas amostras estudadas, gerando um aumento significativo na porosidade, porém com pouco efeito na permeabilidade devido à sua fraca conexão. Portanto, a permeabilidade é controlada principalmente pela forma, conectividade e distribuição dos macroporos, principalmente os poros interpartículas. Os sistemas de poros apresentam conectividade predominantemente baixa, devido aos efeitos combinados de textura deposicional (principalmente a presença de matriz peloidal) e processos diagenéticos (principalmente cimentação de calcita), que exerceram um grande controle na redução da porosidade primária e, conseqüentemente, na qualidade limitada de os reservatórios.

9) O perfil sônico, que é comumente utilizado para estimativa de porosidade, sofreu um aumento na petrofácies *rudstone bioclástico (RUD bio)*. Isso corrobora que essa petrofácies seja considerada a petrofácies de reservatório mais porosa entre as 9 petrofácies definidas no poço estudado.

10) As análises de microtomografia de raios-X, a petrografia sistemática e a porosidade e permeabilidade petrofísicas, confirmaram que a petrofácies *rudstone bioclástico (RUD bio)* é a melhor petrofácies de reservatório no intervalo estudado, sendo, portanto, a única petrofácies considerada como um reservatório de média qualidade (porosidade média efetiva >6,5% e porosidade interpartícula média >5,5%). A substituição generalizada de franjas fibrosas de aragonita por calcita (neomorfismo) e a estabilização da fábrica pelo neomorfismo precoce de bivalves aragoníticos em calcita de baixo Mg podem ter ajudado a preservar parcialmente a porosidade interpartícula desta petrofácies. Em geral, os efeitos combinados dos processos deposicionais e diagenéticos contribuíram para a má qualidade dos carbonatos albianos no poço estudado.

11) A caracterização petrográfica quantitativa revela que o intervalo estudado dos carbonatos da Formação Quissamã (Aptiano), do grupo Macaé da Bacia de Campos, possui um complexo sistema de poros, que resulta em padrões de porosidade e permeabilidade heterogêneos. A textura e composição primária, bem como os processos diagenéticos tiveram uma forte influência na evolução da qualidade do reservatório.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abrahão, D. & Warme, J.E. 1990. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, offshore Brazil. In: Katz B.J. (Ed.). Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs, AAPG Memoir 50, p. 287-305.

Alexandersson, T., 1972. Intragranular growth of marine aragonite and Mg-calcite: evidence of precipitation from supersaturated sea water: Jour. Sed. Petrology. v. 42, p. 441-460.

Asmus, H. E. & Guazelli, W. 1981. 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. p. 187-269. (Série Projeto REMAC, 9).

Asmus, H.E & Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. Anais... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 2, p. 67-90.

Azevedo, R.L.M.; Gomide, J.; Viviers, M.C. 1987. Geo-história da Bacia de Campos: do Albiano ao Maastrichtiano. Revista Brasileira de Geociências, v.17, n.2, p.139-146.

Bruhn, C.H.L. 1998. "Deep-Water Reservoirs from the Eastern Brazilian Rift and Passive Margin Basins", AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, Short Course Notes, Part 2, p187.

Bruhn, C. H. L.; Gomes, J.A.T.; Lucchese, C.D.; Johann, P.R.S. 2003. Campos basin: reservoir characterization and management - Historical overview and future challenges. Paper OTC 15220 presented at the Offshore Technology Conference, Houston, Texas: 14p.

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

Chang H.K., Kowsmanm R.O. & Figueiredo A.M.F. 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: Raja Gabaglia G.P. & Milani E.J. (Eds.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Petrobras, Rio de Janeiro, p. 269-289.

Choquette, P. W., and L. C. Pray. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: AAPG Bulletin, v. 54, no. 2, p. 207– 250.

De Ros, L. F., Goldberg, K., Abel, M., Victorinetti, F., Mastella, L. & Casto, E. 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System. *In: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA. 2007 AAPG Annual Conference and Exhibition Abstracts, 2007.*

Dias, J.L.; Scarton, J.C.; Esteves, F.R.; Carminatti, M.; Guardado, L.R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Coords.) Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS: p. 333-360.*

Dias-Brito, D.; Azevedo, R. L. M. 1986. As sequências deposicionais marinhas da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica. *In: Anais do 34º Congresso Brasileiro de Geologia, v.1: p.38-49.*

Duham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Ham, W.E (Ed.). Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir. V. 1:108-121.*

Dunham, R. J. 1971. Meniscus cement, *in Carbonate cements: Johns Hopkins Univ. Studies Geology. no. 19, p. 297-300.*

Embry, A.F. & Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology, V. 19: 730-781.*

Esteban, M. & Klappa, C.F. 1983. Subaerial exposure environment. *In: Carbonate Depositional Environments (Ed. by P.A. Scholle, D.G. Bebout and c.H. Moore) Mem. Am. Ass. petrol. Geol. 33, 1-54.*

Esteves, F.R.; Spadini, A.R.; Saito, M. 1987. A sedimentação albo-turoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos. *In: Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJES, v.1: 27-42.*

Falkenhein, F. U. H., Franke, M. R.; Carozzi, A.V. 1981. Petroleum Geology of the Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin, Brazil (carbonate Microfacies depositional and Diagenetic Models-natural and Experimental Porosity). Petrobrás, CENPES, Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração Petróleo, v.11: 140p.

Figueiredo, A.M.F. & Mohriak, W.U. 1984. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo da Bacia de Campos. *in: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, SBG, p.1380-1394.*

- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 43, 1-38.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: *Classification of Carbonate Rocks* (Ed. by W.E. Ham) Mem. Am. Ass. petrol. Geol. 1, 62-84.
- Folk, R. L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity: *Jour. Sed. Petrology.* v. 44, p. 40-53.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. & Lucchesi, C.F. 1989. Petroleum Geology of the Campos Basin, a Model for a Producing Atlantic-Type Basin. In: Edwards J.D. & P.A. Santogrossi, (Eds.). *Divergent/Passive Margin Basins: AAPG Memoir 48*, p.3-79.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. & Lucchesi, C.F., 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. In: Edwards, J.D and Santogrissi, P.A., *Divergent / Passive Margin Basins*. Tulsa, Okla., AAPG Memoir 48, p. 3-79.
- Ellis, D. V.; Singer, J. M. 2008. *Well Logging for Earth Scientists*. 2ª Edição. Springer. 699p.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.S.L. and Melo, M.R. 2000. Petroleum System of the Campos Basin. In: Mello, M.R. & Katz, B. (Eds.). *Petroleum System of South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73*, p. 317–324.
- Hanor, J. S. 1978. Precipitation of beach rock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂ degassing: *Jour. Sed. Petrology.* v. 48, p. 489-502.
- James, N.P. & Kendall, A. C. 1992. Introduction to carbonate and evaporate facies models. In: Walker, R.G., James, N.P. (Ed.). *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canada, p. 265-275.
- James, N. P., et al. 1976. Facies and fabric specificity of early 1973b, Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, north Jamaica: *Sedimentology.* v. 20, p. 411-422.
- Koutsoukos, E. A. M.; Dias-Brito, D. Paleobatimetria da margem continental do Brasil durante o Albiano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p.86-91, 1987.
- Longman, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 64, 46 1-487.
- Lonoy, A. 2006. Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bull* 90, 9:1381-1405.

Lucia, F.J. 1983. Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space. *J Pet Technol March*: 626-637.

Lucia, F.J. 1995. Rock/fabric petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bull* 79, 9:270-300.

Lucia, F. J. 1999. Carbonate reservoir characterization: Berlin, Springer-Verlag, 226 p.

Lucia, F. J., J. W. Jennings, Jr., and S. C. Ruppel. 2004a. South Wasson Clear Fork reservoir modeling: The rock fabric method for constructing flow layers for fluid flow simulation (abs.): AAPG Hedberg Research Conference, March 15–18, 2004, El Paso, Texas.

Lucia, F. J., R. H. Jones, and J. W. Jennings. 2004b. Poikilotopic anhydrite enhances reservoir quality (abs.): AAPG Annual Meeting Program. v. 13, p. A88.

Lucia, F. J. 2007. Carbonate Reservoir Characterization. 2ª Edição. Berlin, Springer-Verlag, 336p.

Macintyre, I. G. 1977. Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama: *Jour. Sed. Petrology*. v. 47, p. 503-516.

McKee, E.O. & Gutschick, R.C. 1969. History of Redwall Limestone of northern Arizona : *Mem. geol. Soc. Am.* 114, 726.

Moore, C. H. 2001. Carbonate reservoirs: Porosity evolution and diagenesis in a sequence-stratigraphic framework: *Developments in Sedimentology*, v. 55, 444 p.

Pickett, G.R. 1973. Pattern recognition as a means of formation evaluation. *Log Analyst*, vol. 14, nº 4, p. 3-11.

Ponte, E.C., & Asmus, H.E. 1978. Geological framework of the Brazilian continental margin, *Geologische Rundschau*, 68: 201-235.

Rangel, H.D., Martins, F.A., Esteves, F.R. & Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 203-217.

Robaina, L.E.S; Formoso, M.L.L.; Spadini, A.R. 1991. Carbonatos Reservatório da Formação Macaé, Bacia de Campos, RJ, Brasil. Parte I – Contribuição à Geoquímica dos Carbonatos. *Geochim. Brasil.*, 5(1/2):53-67.

Sarg, J.F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Wagoner, J.C. (Ed.). *Sea Level Changes: an Integral Approach* Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 42: 155-181.

- Schaller, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: 27º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Aracaju. Sociedade Brasileira de Geologia. Anais, v.3, p. 247-258.
- Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle, D.S. 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks. *AAPG Memoir 77*.
- Spadini, A. R. 1992. Processos deposicionais e ciclicidade em carbonatos albianos da plataforma rasa da Bacia de Campos. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 143 p. Dissertação de Mestrado.
- Spadini, A. R.; Esteves, F. R.; Dias-Brito, D.; Azevedo, R.L.M.; Rodrigues, R. 1988. The Macaé Formation, Campos basin, Brazil: Its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, 18, n.3, p. 261-272.
- Spadini, A.R.; Marçal, R.A. 2005. Porosidade em Reservatórios Carbonáticos: Algumas Considerações. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.13, n.1, p.129-138.
- Terra, G.J.S., Spadini, A.R., França, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Juschaks, L.C.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P., Matsuda, N.S., Silva, N.G.C., Junior, P.A.M., D'Ávila, R.S.F., Souza, R.S., Tonietto, S.N., Anjos, S.M.C., Campinho, V.S. & Winter, W.R. 2010. Classificação das rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 18(1): 9-29.
- Thomaz-Filho, A.; Mizusaki, A. M. P.; Milani, E.J.; Cesero, P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 17-19.
- Tucker, M.E. 1988. *Techniques in Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publication, 391p.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Wilson, J.L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Berlin: Springer-Verlag.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J. & França, A.B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 511–529.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G. G., (Ed.). *Provenance of Arenites*, Volume 148:Dordrecht, The Netherlands, D. Reidel Pub. Co., p. 165-189.

7. ARTIGO SUBMETIDO

Submission Confirmation for AAPG Bulletin BLTN19-033



AAPG Bulletin <em@editorialmanager.com>

Ter, 29/01/2019 22:42

Você ▾

RE: BLTN19-033

Dear Kamila,

Your submission entitled "Depositional and diagenetic controls on the origin, evolution and geometry of porosity of Albian carbonates of southern Campos Basin, eastern Brazil" has been received by journal AAPG Bulletin

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to Editorial Manager as an author. The URL is <https://www.editorialmanager.com/bltn/>.

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

AAPG Bulletin

Depositional and diagenetic controls on the origin, evolution and geometry of porosity of Albian carbonates of southern Campos Basin, eastern Brazil

Kamila Cardias Rodrigues Ferreira^{1*}

Ariely Luparelli Rigueti²

Luiz Fernando De Ros¹

¹Geosciences Institute, Rio Grande do Sul Federal University - UFRGS, Porto Alegre - RS, Brazil (kamilacardias@hotmail.com; lfderos@inf.ufrgs.br).

²Sedimentary Geology Laboratory, Rio de Janeiro Federal, University, and Solintec Serviços de Geologia Integrados, Rio de Janeiro - RJ; Brazil (luparellirigueti@gmail.com).

*Corresponding author.

ABSTRACT

Shallow water carbonates of the Quissamã Formation, Macaé Group (lower Albian) contain important petroleum accumulations in central Campos Basin, eastern Brazil. However, this section shows heterogeneous and often limited reservoir quality in the South of the basin. A study integrating quantitative petrographic characterization, detailed core description, digital photomicrographs, backscattered electrons and X-ray microtomography images, aimed to increase the understanding of the factors controlling the distribution and geometry of porosity in these rocks. The analyzed rocks correspond to diverse depositional facies of high and low energy shallow marine ramp, including oolitic-oncolithic grainstones, bioclastic rudstones, and oncolithic-intraclastic-peloidal packstones, as well as hybrid siliciclastic-carbonate arenites and dolostones. Nine reservoir petrofacies were defined according to the attributes of strongest impact on porosity and permeability, including depositional structure and texture, primary composition, and main diagenetic processes, which were grouped in petrofacies associations medium and poor no reservoir quality, and non-reservoirs. Their eodiagenetic evolution involved intense micritization and incipient cementation under stagnant marine phreatic conditions, limited dolomitization due to mixing with meteoric waters, dissolution of oncoliths and bioclasts, neomorphism and drusiform cementation by non-Mg calcite under meteoric phreatic conditions. During burial, interparticle chemical compaction and limited stylolitization, and cementation by blocky calcite, subordinately by barite, anhydrite, quartz and pyrite occurred. These diagenetic changes generated complex pore systems, combining dominantly intraparticle and moldic pores generated by the partial or total dissolution of bioclasts, ooliths and oncoliths, as interparticle porosity was reduced by cementation and compaction. Fracture, channel and vugular pores generated by dissolution have little volume expression, though locally important for the connectivity of pore systems and for permeability. Intercrystalline pores are important only where dolomitization was most expressive. Fabric-selective pores (*sensu* Choquette & Pray) dominate the pore systems of grainstones and rudstones. The importance of the porosity generated by allochems dissolution is reflected by the predominance of unconnected vugular pore systems type

(*sensu* Lucia), or moldic type (*sensu* Lønøy), in relation to the interparticle type. Micropores generated by partial dissolution of ooliths and oncoliths constitute the main part of the porosity of some samples with expressive interparticle cementation. This study showed that the Albian carbonates of southern Campos Basin have complex pore systems with heterogeneous porosity and permeability patterns. Primary texture and composition, as well as the diagenetic processes, had great influence on the quality evolution of these deposits.

Key-words: Campos Basin, carbonates, diagenesis, porosity, reservoirs.

1. INTRODUCTION

Carbonate reservoir rocks contain most of the most important petroleum accumulations worldwide. Nearly half the world's oil reserves and most of the giant petroleum accumulations occur in carbonate reservoirs, which commonly exhibit highly variable depositional facies, diagenesis and pore systems (Moore, 2001).

According to the National Petroleum Agency (ANP, 2018), the Campos Basin is one the most prolific Brazilian basins, corresponding to 45% of oil and 19% of gas production in Brazil. In this basin, marine carbonates of the Quissamã Formation (Macaé Group, Albian) constitute important reservoirs in the Tubarão Azul, Badejo, Garoupa, Polvo, Linguado, Congro, Tartaruga Verde and Catuá fields. The quality of these reservoirs is controlled both by depositional facies, with the best reservoirs corresponding to porous grainstones deposited in high energy settings (Carvalho et al., 1990), and by diagenesis. Intense cementation obliterated the original porosity of part of the grainstones at depths greater than 3000 meters, which exhibit a complex diagenetic evolution.

The Quissamã Formation, object of this study, presents a wide porosity and permeability variation. These rocks include a range of depositional facies and complex pore systems.

The main objective of this study is to characterize the geometry and the controls exerted on the pore systems of the of the Quissamã Formation carbonate reservoirs. For this, we used a combination of quantitative petrography, digital polarized light images, scanning electron microscopy (SEM) analyses in the backscattered electrons (BSE) mode, three-dimensional images from X-ray microtomography, and conventional petrophysical analysis (porosity and permeability). A better understanding of the genesis, evolution and geometry of the porosity of these carbonates should contribute to optimize efficiency of production from these reservoirs in the Campos Basin, as well as for the exploration of similar reservoirs.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Campos Basin is located at the eastern Brazilian margin, along the north coast of the Rio de Janeiro State and south of the Espírito Santo State. It is bordered to the north by the Vitória Arch, which separates it from the Espírito Santo Basin, and to the south by the Cabo Frio Arch, which separates it from the Santos Basin (Fig. 1). The basin covers an area of approximately 100,000 km², with only a small onshore area (5,800 km²).

The exploration well 3-OGX-54-RJS, focus of the study, was drilled near to Tubarão Azul Field, in the southern portion of the Campos Basin.

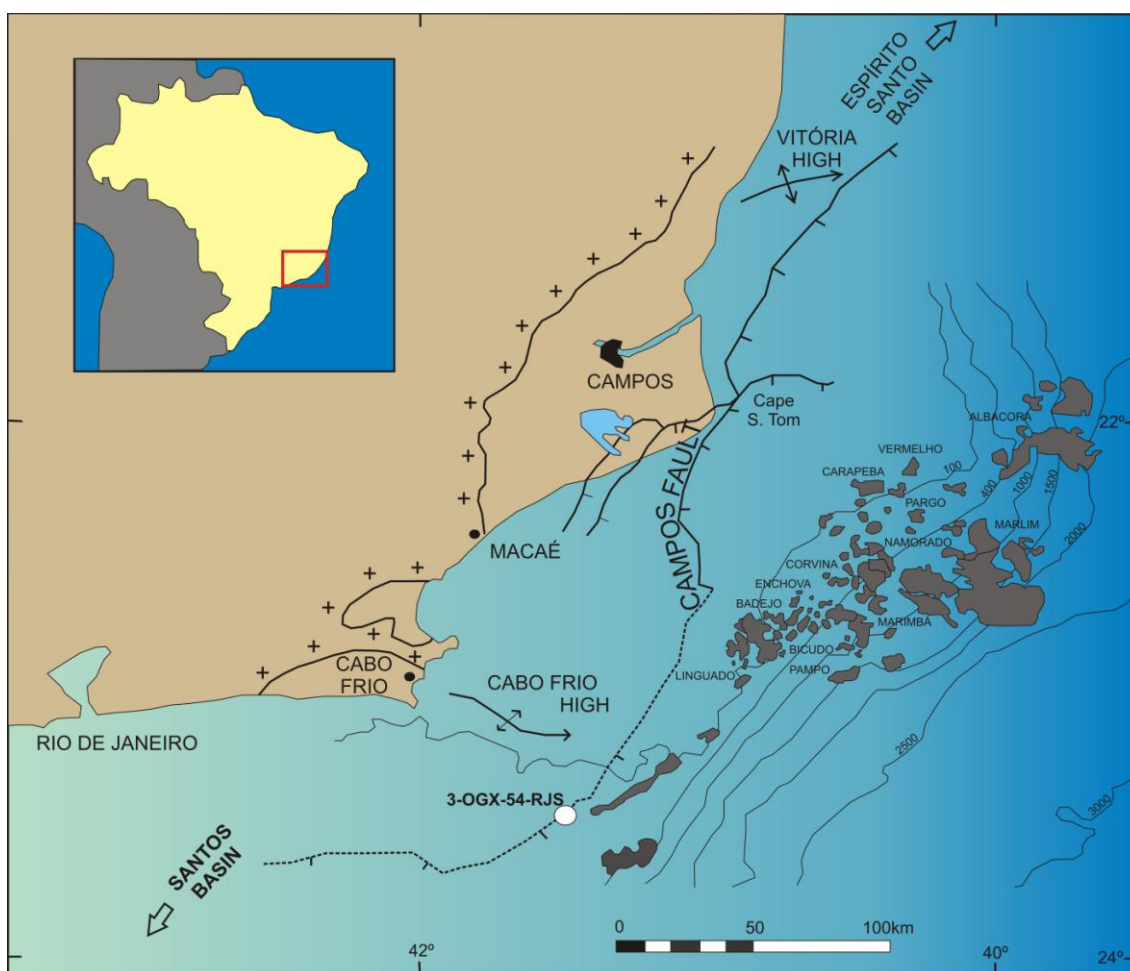


Figure 1. Location map of the main oilfields from the Campos Basin, with the studied well. Modified from Bruhn et al. (2003).

The basin was formed in Early Cretaceous as a consequence of Gondwana breakup, when the South American and African plates were separated by a rift system that propagated from south to north. The breakup led to the formation of several rifts with different timing and fillings, often with

basaltic floods in the onset, culminating with crustal rupture and expansion of the ocean floor (Milani and Thomaz Filho, 2000).

The tectonic and stratigraphic evolution of the Campos Basin was subdivided by Winter et al. (2007) in three supersequences, named: Rift, Post-Rift and Drift.

According to Chang et al. (1990), the Campos Basin presents two distinct tectonic styles: diastrophic tectonic, that affects the sediments of the rift phase, and adiastrorphic tectonic, related to the salt tectonics, that acts on the sediments of the transitional and drift phases.

The major rift phase structures were formed in NE direction, parallel to the main alignments of the adjacent basement (Dias et al., 1990). The rift section presents a tectonic pattern of horsts, grabens and half-grabens, elongated in the NE direction, and limited by synthetic and antithetic faults. Some subordinate faults occur in the NNW-SSE and E-W directions. An important unconformity of Aptian age, known as Pre-Alagoas unconformity, separates the tectonic pattern of the rift phase from the post-rift phase pattern.

The tectonic pattern of the post-rift phase is characterized mainly by salt flow related faults with listric geometry, associated anticlines and gutters, salt domes and diapirs.

The drift supersequence, in which the Quissamã Formation is inserted, comprises the sediments formed in a transgressive marine environment, starting from the Middle Cretaceous (Albian), and deposited under a thermal subsidence regime associated with adiastrorphic tectonism (Winter et al., 2007). The transgression resulted in the deposition of a thick wedge of siliciclastic and carbonate shallow platform sediments, deeper marine calcilutites, marls and shales (Winter et al., 2007). The drift supersequence started during the Albian with the formation of a carbonate-clastic ramp of the Macaé Group, under a hot and dry climate, accompanying an eustatic elevation of the sea level. The Macaé Group constitutes the lower portion of the post-salt sequence, and represents the installation of marine conditions in Campos Basin, with the carbonate deposition under shallow marine conditions, hot and restricted. It is composed of the Goitacás, Quissamã, Outeiro, Imbetiba and Namorado Formations. The shallow water, high energy calcarenites of the Quissamã

southern and central portions of Campos Basin, thinning towards the deeper, more distal portions of the basin, where they are absent.

The Búzios Member dolomites are products of the early diagenesis of shallow water basal carbonates of Quissamã Formation. Magnesium-rich solutions that percolated these basal sediments resulted in a range of textures, with different values of porosity/permeability. The dolomites are interdigitated both with limestones of the Quissamã Formation and with siliciclastics of the Goitacás Formation.

The upper portion of the Quissamã Formation corresponds to the sequence II of Esteves et al. (1987). This sequence was deposited as banks of carbonate sands elongated in NE-SW direction. A variety of facies, corresponding predominantly to grainstones and packstones, are stacked in shallowing-upward cycles (Falkenhein et al., 1981; Guardado et al. 1989). These rocks are composed of oncoids, ooids, peloids and bioclasts, deposited under paleobatimetric conditions shallower than 50 meters (Koutsoukos & Dias-Brito, 1987; Spadini et al., 1988).

According to Spadini and Marçal (2005), the Albian carbonate reservoirs generally show high porosity and wide permeability variation, covering a wide range of depositional facies and containing complex pore systems. The high permeabilities correspond to rocks with good preservation of depositional interparticle porosity, while rocks with low permeabilities normally show a predominance of microporosity. The discovery of oil in the Albian carbonate rocks of the Quissamã Formation in the 70's marks the beginning of Campos Basin exploration success.

3. METHODS

Petrographic modal analysis was performed in 117 thin sections prepared from core samples, and 29 thin sections prepared from sidewall samples from 3-OGX-54-RJS well. All but 3 samples taken from the Outeiro Formation are from the Quissamã Formation. The samples were impregnated with blue epoxy resin before sectioning, and the thin sections were stained with a solution of alizarine red S and potassium ferrocyanide (Tucker, 1988) for identification of the carbonate minerals. The sections were systematically

analyzed using polarized petrographic microscopes and the Petroledge® software (De Ros et al., 2007). The quantification was performed by counting 300 points per thin section, following transects perpendicular to the lamination or grain orientation. The quantitative petrography aimed at the systematic characterization of the types, textural aspects, habits, locations and paragenetic relations of primary and diagenetic constituents, and pore types. The quantified samples were classified according to Dunham (1962) and Embry & Klovan (1971). Digital photomicrographs of the main structural, textural and compositional features of primary and diagenetic constituents, and pore types of the analyzed thin sections were systematically recorded.

A sequential description of the cores from 3-OGX-54-RJS well, provided by Solintec - Serviços de Geologia Integrados, was used in this work. The description was performed using the Strataledge® software, which allows systematic description of drill cores, integrating macroscopic observations with geophysical logs and petrographic information.

Scanning electron microscopy (SEM) analyses in the backscattered electrons (BSE) mode were performed on 14 selected, polished and carbon-coated thin sections for a detailed visualization of microporosity, pore system geometry and connectivity, as well as for enhancing the definition of the paragenetic relations among primary and diagenetic constituents. These analyses were performed with a JEOL JSM-6610LV electron microscope equipped with a Bruker energy dispersive spectrometer (EDS), for the identification of the elemental composition of the constituents. 2D images of different macropores types were recorded, as well as images of the microporosity and pores connectivity present in the selected samples.

Classical petrographical techniques provide a detailed view of the diagenetic phases and history, but limit the observations to two dimensions. X-ray microtomography (μ -CT) based 3D visualization of a rock sample allows understanding the spatial relationship (on a plug scale) of the different diagenetic phases and permits a more adequate quantification of the pore space and petrophysical properties (Nader et al., 2013).

X-ray microtomography of 5 selected samples was executed by Institute of Petroleum and Natural Resources - PUCRS and by Ingrain Brazil. Samples

with higher petrographic porosity and with different porous systems were selected so that the pores geometry and connectivity could be observed.

The μ -CT images were obtained using a Skyscan 1173 scanner. This device consists of a micro focus X-ray source operated at 130kV and 61 μ A. In these samples, the pixel size range varied from 40 μ m and 10.5 μ m to 12 μ m. The samples were analyzed using filters of brass of 0.25mm in order to correct beam hardening effects. During the acquisition, the object under-goes a 360 rotation process, with a fixed rotation step (0.3 degree). At each angular position, a transmission image is acquired. The cone beam acquisition saves all these projection images as 16bit TIFF files on the hard disk. When the acquisition is finished, the reconstruction can be started. A 3D cone beam reconstruction algorithm, such as Feldkamp et al. (1984), is used in order to take into account the thickness of the object. When the reconstruction is finished, an image will be generated and the 3D image will be created. The porosity estimate is performed using the image treatment software CTAn[®]. The two-dimensional image under-goes a treatment procedure where the region of interest (ROI) in the rocks is appointed. The image is then binarized in grayscale and the determination of the optimal threshold is carried out. The porosity is estimated based on the 3D analysis of a binary image corresponding to the volume of binarized pores found in the sample.

The porosity values obtained from μ -CT analyses was smaller than petrographic and petrophysical analyses. According Reis Neto et al. (2011), the limitation in porosity analysis by μ -CT is the resolution reached in the sample, which may not reach the smallest pore size. If the resolution is not sufficient, this may make the portion of individualization (binarization) of the pores in the image difficult. Another hypothesis that may explain these smaller porosity values obtained through the μ -CT analyses is the sample size, which may not represent the total sample size very well. Due to these limitations, we disregard the porosity values obtained through microtomography.

Geophysical gamma ray, resistivity and sonic logs of 3-OGX-54-RJS well, originally executed for OGX Petróleo e Gás Ltda. were integrated with the descriptions of the samples. Results of conventional petrophysical analyses (porosity and permeability), originally performed for OGX Petróleo e Gás Ltda., were provided by the National Petroleum Agency (ANP).

Reservoir petrofacies were defined according the concept of De Ros and Goldberg (2007) through the identification of the main primary attributes (such as depositional structure, texture, fabric and major primary compositional constituents), and diagenetic processes that controlled the distribution of porosity.

In order to understand better the primary parameters controlling the geometry and distribution of porosity in the studied section and their effects on reservoir quality, depositional facies were interpreted from the cores description, and integrated with the petrographic descriptions. The integration between the cores description provide by Solintec, with modal petrography results, 2D and 3D images, geophysical logs and petrophysical analyses allowed an improved understanding of the factors controlling the origin, evolution, geometry and distribution of porosity in the Quissamã Formation.

4. PRIMARY COMPOSITION AND TEXTURE

The primary composition of the analyzed samples includes carbonate and siliciclastic constituents. Most of the analyzed samples were classified as carbonate rocks, but siliciclastic and hybrid rocks were also classified, based on the relative proportion among total carbonate intrabasinal constituents (allochems), total non-carbonate extrabasinal non-coeval (siliciclastic) constituents, and total non-carbonate intrabasinal coeval constituents (Zuffa, 1980; 1985).

The main constituents (Table 1) comprise carbonate grains (allochems), including oncoids (oncoliths), ooids (ooliths), intraclasts, bioclasts, peloids, and peloidal carbonate matrix.

Oncoliths are the most abundant allochems in the analyzed rocks (Fig. 3A, 3B), varying in size from 0.5 to 9 mm, with spherical to oval shape and commonly irregular cryptocrystalline envelopes, showing total to partial micritization, and cores composed of peloids, bioclasts, feldspars or quartz. Dissolution of cores and envelopes and generation of microporosity are also commonly observed. Ooliths (Fig. 3C) are sub-spherical to spherical, commonly micritized, rarely recrystallized, varying in size from 0.2 to 2 mm, with modal size of coarse sand to very coarse sand. Ooliths cores were composed of

peloids, feldspars or quartz. Total to partial dissolution of cores and microporosity are also characteristic of ooliths.

The carbonate intraclasts occur as different types. Microbial carbonate intraclasts (Fig. 3D) present microcrystalline texture, with lumpy or pseudo-peloidal (clotted) textures indicative of biomineralization of microbial colonies, probably of cyanobacteria (Burne & Moore, 1987; Riding, 2000). Some microbial intraclasts show Girvanella-like, well developed tubular structure. Irregular intraclasts correspond to agglomerate oncoliths and composite ooliths. Carbonate sand intraclasts are generally formed by oncoliths, ooliths, peloids and bioclasts. Spherulitic carbonate intraclasts are rare. Some carbonate intraclasts could not be identified because of their intense micritization and fracturing.

The bioclasts show a low diversity. The main carbonate bioclasts comprise bivalves, echinoids and gastropods. The bivalve bioclasts (Fig. 3E), show a wide variety of size, and are almost always disarticulated, and are often dissolved and filled in by blocky or drusiform calcite cement, or recrystallized, and commonly micritized. The echinoids are almost always micritized and showing syntaxial overgrowth. The gastropods (Fig. 3E) are always dissolved and filled in by blocky or drusiform calcite cement, and commonly also micritized. Other much less common carbonate bioclasts include planktonic, miliolid and other benthic foraminifers, ostracods, crustaceans, annelids and green algae, all commonly micritized. Many bioclasts and other allochems could not be identified because of their intense micritization and dissolution.

Spherical or ovoidal peloids with cryptocrystalline homogeneous internal texture occur predominantly with very fine sand to fine sand size. A carbonate matrix made of silt-sized, commonly densely packed, peloids, occurs in several samples (Fig. 3A), in places exhibiting a clotted fabric.

Siliciclastic grains, including quartz, feldspars, micas, and heavy minerals, are generally scarce in the samples. Quartz grains are monocrystalline, commonly subrounded, and orthoclase predominate among the feldspars. Micas are mostly represented by muscovite and piritized biotite, and amphiboles predominate among the heavy minerals.

The carbonate rocks from Quissamã Formation include packstones, grainstones, rudstones and dolostones (*sensu* Dunham, 1962; Embry & Klovan,

1971). The packstones (Fig. 3A) are dominantly oncolitic-peloidal, massive, very poorly-sorted to poorly sorted, sometimes with stylolites. The grainstones (Fig. 3B, 3C) are predominantly oolitic to oncolitic, massive, very poorly-sorted to moderately-sorted, sometimes fractured or with stylolites. The rudstones (Fig. 3E) are commonly bioclastic and massive.

A few of the analyzed samples correspond to hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980) constituted by 1/3 to 2/3 of clastic grains (Fig. 3F). These hybrid arenites are constituted by quartz, predominantly monocrystalline, feldspars, predominantly orthoclase, and micas, predominantly muscovite, and are extensively dolomitized. The feldspars are commonly dissolved. These rocks often present inter- and intracrystalline porosity.

The rocks from Outeiro Formation are relatively scarce, being sidewall samples, which include micritic calcirudite (Mod. Grabau, 1904; Folk, 1959) and shale. A micritic calcirudite is composed by microcrystalline carbonate intraclasts, marl matrix and bivalve and echinoid bioclasts. Spherulitic carbonate intraclasts, phosphatic bioclasts, and quartz and muscovite grains are rare. The siliciclastic mud matrix of the shale is rich in amorphous organic matter, replaced by dolomite and pyrite, and presents irregular lamination.

Table 1. Maximum and average values of main primary constituents.

Primary main constituents	Maximum (%)	Average (%)
Total carbonate allochems	77.35	52.8
Total carbonate bioclasts	30.3	7.3
<i>Bivalve bioclasts</i>	26.0	3.0
<i>Echinoids bioclasts</i>	8.0	1.6
<i>Gastropods bioclasts</i>	4.0	<1
<i>Other carbonate bioclasts</i>	2.0	<1
<i>Undifferentiated micritized carbonate bioclasts</i>	12.7	2.1
Total carbonate ooids	51.3	24.1
<i>Carbonate oncoliths</i>	32.7	16.4
<i>Carbonate ooliths</i>	46.0	7.7
Total carbonate intraclasts	39.0	13.5
<i>Microbial carbonate intraclasts</i>	33.7	1.8
<i>Other carbonate intraclasts</i>	36.3	<1
<i>Agglomerate oncoliths</i>	29.0	6.3
<i>Composite ooliths</i>	19.0	2,4
<i>Undifferentiated carbonate intraclasts</i>	17.7	2.3
Carbonate peloids	50.7	7.8
Undifferentiated allochems	5.0	<1
Peloidal carbonate matrix	30.3	3.2
Marl matrix	21.3	<1

Phosphatic bioclasts	<1	<1
Carbonaceous fragments	4.0	<1
Amorphous organic matter	5.7	<1
Glauconite grains	<1	<1
Total siliciclastic grains	20.7	2.9
<i>Monocrystalline quartz grains</i>	10.7	1.9
<i>Microcline grains</i>	2.3	<1
<i>Orthoclase grains</i>	3.0	<1
<i>Plagioclase grains</i>	<1	<1
<i>Undifferentiated feldspar grains</i>	2.3	<1
<i>Muscovite</i>	6.7	<1
<i>Biotite</i>	1.3	<1
<i>Detrital heavy minerals</i>	<1	<1
Clay peloids	<1	<1
Syn-depositional siliciclastic mud matrix	92.5	1.0

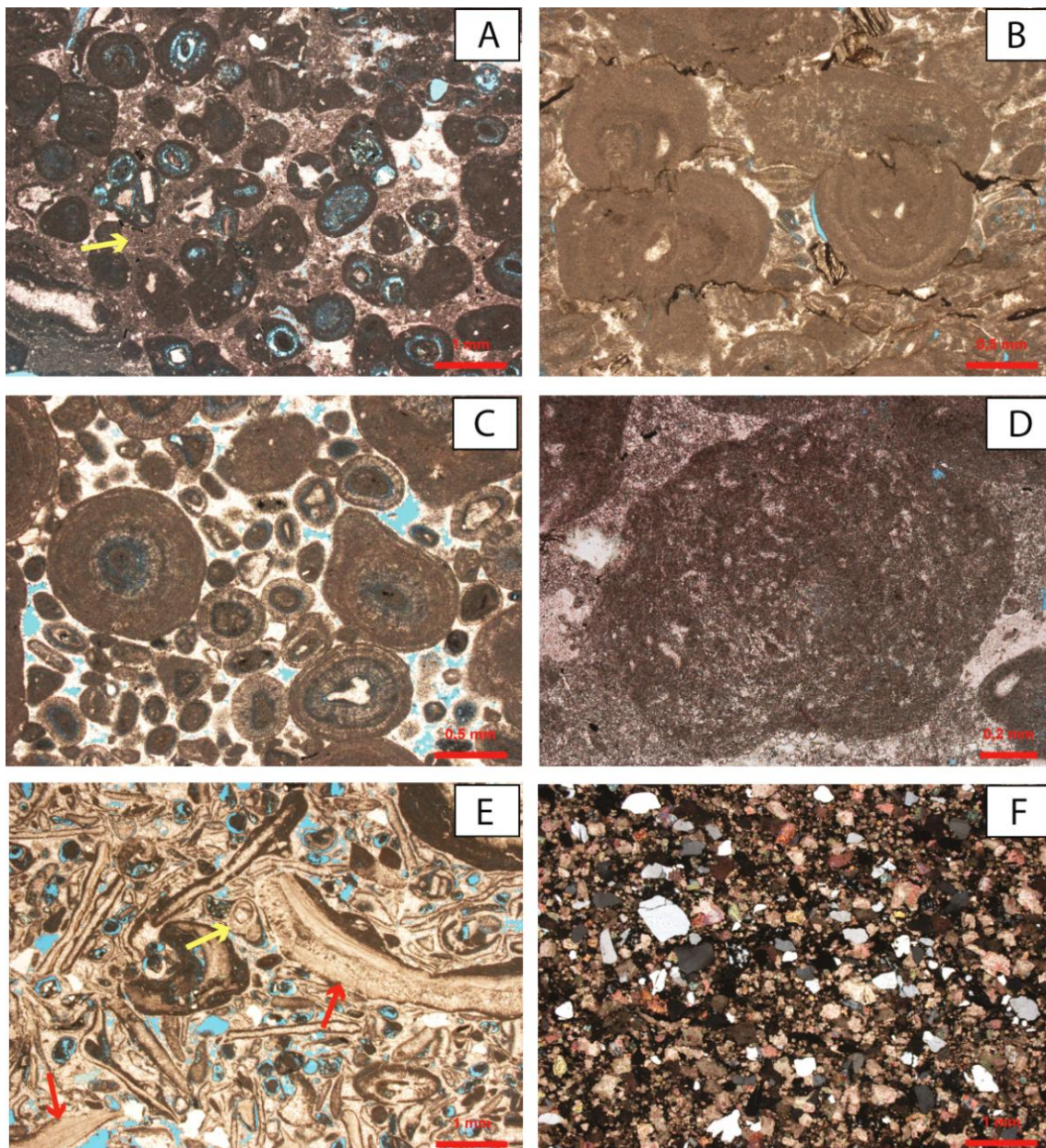


Figure 3. Photomicrographs of main textural, compositional and rock types of analyzed samples. A) Oncolitic-peloidal packstone with peloidal carbonate matrix (yellow arrow) and micritized oncoliths, locally cemented by calcite. 3342.86. Uncrossed polarizers (//P). B) Incipiently stylolitized oncolitic grainstone, made of extensively micritized oncoliths. 3360.89. (//P). C) Oolitic grainstone, with partially micritized ooliths, and partially-cemented interparticle porosity. 3352.54. (//P). D) Microbial carbonate intraclast with pseudo-peloidal (clotted) texture indicative of biomineralization of microbial colonies, probably of cyanobacteria in oncolitic packstone. 3340.40. (//P). E) Bioclastic rudstone, made of bivalve (red arrows) and gastropod (yellow arrow) bioclasts, and other bioclasts (probably bivalves) dissolved and filled in by calcite. 3354.79. (//P). F) Extensively dolomitized hybrid arenite. 3428.00. Crossed polarizers (XP).

5. DIAGENETIC PROCESSES AND PRODUCTS

The main diagenetic constituents occurring in the analyzed samples are calcite, dolomite, pyrite and kaolin. Anhydrite, barite, chlorite, quartz and bitumen occur in small amounts.

The main diagenetic processes that conditioned the evolution of the Quissamã Formation were: micritization, cementation, replacement, dissolution, compaction, recrystallization and dolomitization.

5.1. Micritization

Micritization occurs due to the action of endolithic algae, fungi and bacteria, which promote microborings in bioclasts and other allochems, mostly under stagnant conditions, leading to the partial to total alteration of the internal structure of the grains (Tucker and Wright, 1990). The micritization was quite intense in the studied limestones, causing total or partial modification of the internal structure of the oncoliths, ooliths and bioclasts, often making it difficult to recognize their original structure (Fig. 3A, 3B, 3C, 4A). Partial micritization affected the surface of bioclasts, resulting in cryptocrystalline envelopes marking their margins (Fig. 4A).

5.2. Cementation and Replacement

5.2.1. Cementation and replacement by calcite

Calcite is the main diagenetic mineral present in the studied samples, occurring in the limestones and hybrid arenites with a non-ferroan composition. Calcite occurs mainly in the interstitial space and occupying intraparticle or moldic pores created by the dissolution of framework grains, and subordinately filling fractures or vugs (Table 2). Calcite occurs dominantly with fine calcite mosaic habit, and less commonly with blocky (euhedral), microcrystalline, macrocrystalline (anhedral), and drusiform habits, or as syntaxial overgrowths on echinoids (Fig. 4B), rarely with poikilotopic or spherulitic habits.

In the limestones, fine mosaic calcite occurs dominantly filling interparticle pores (Fig. 4C) and intraparticle pores formed by dissolution of bioclasts, intraclasts, oolites and oncolites (Fig. 4C). Less commonly, fine calcite mosaic occurs filling moldic and vuggy pores, fractures cutting individual particles or the rock, and expanding biotite and muscovite. Blocky calcite occurs dominantly filling interparticle pores (Fig. 4D) and intraparticle pores formed by dissolution of bioclasts, intraclasts, oolites and oncolites, and covering continuously to discontinuously the allochems. The rimming of allochems by blocky calcite may have been produced by replacement of aragonite or Mg-calcite rims (Fig. 4E). Less commonly, blocky calcite occurs filling or surrounding intraparticle, moldic and vuggy pores, and fractures cutting individual particles or the rock. Microcrystalline calcite that occurs mainly covering continuously to discontinuously the allochems may have replaced aragonite rims or Mg-calcite rims. Microcrystalline calcite also fills or surrounds intraparticle pores formed by dissolution of bioclasts, intraclasts, oolites and oncolites, and less commonly fractures and interparticle pores, and expands biotite and muscovite. Macrocrystalline calcite occurs replacing and filling intraparticle and moldic pores formed by dissolution of bioclasts, intraclasts, oolites, oncolites and other allochems, and also filling fractures and interparticle pores. Drusiform calcite occurs only filling intraparticle pores formed by dissolution of bioclasts, oolites, oncolites and intraclasts. Spherulitic calcite is rare and occurs replacing oolites and bioclasts. Poikilotopic calcite is also rare, and occurs locally filling interparticle pores.

In the hybrid arenites, blocky calcite occurs replacing allochems and filling moldic pores. Macrocrystalline calcite replaces allochems and other

grains, dolomite and kaolin, and also fills intraparticle and moldic pores formed by dissolution of undifferentiated allochems.

5.2.2 Cementation and replacement by dolomite / Dolomitization

Dolomite is much less common than calcite in the studied limestones and hybrid arenites. Dolomite occurs mainly occupying framework space, and rarely filling interstitial space or fractures and vugs (Table 2). Dolomite occurs dominantly with blocky habit, and less commonly with microcrystalline, rarely macrocrystalline and saddle habits.

In the limestones, blocky dolomite occurs replacing totally or partially intraclasts, ooliths, other allochems and grains (Fig. 5A), and also filling intraparticle pores formed by dissolution of ooliths and oncoliths (Fig. 4F), and interparticle, moldic and vugular pores and fractures, expanding biotite (Fig. 5A) and muscovite, partially filling interparticle pores as discrete crystals, and engulfing and replacing calcite. Microcrystalline dolomite mainly replaces intraclasts, ooliths, other allochems, and marly matrix. Macrocrystalline (anhedral) dolomite replaces ooliths, intraclasts and other allochems, and fills interparticle pores. Saddle dolomite occurs partially filling interparticle pores (Fig. 5B), replacing allochems, and filling intraparticle pores formed by dissolution of intraclasts and oncoliths.

In the hybrid arenites, blocky dolomite occurs replacing kaolin, allochems and other grains, expanding biotite and muscovite, and filling interparticle, fracture, and moldic pores. Microcrystalline dolomite occurs only replacing intraclasts and undifferentiated allochems. Macrocrystalline dolomite replaces undifferentiated allochems and fills interparticle pores.

5.2.3 Cementation and replacement by pyrite

Pyrite occurs in the limestones and hybrid arenites mainly replacing the framework grains, and less commonly filling interstitial space, filling fractures and vugs (Table 2). Pyrite occurs dominantly with microcrystalline habit, and less commonly with framboidal, blocky and macrocrystalline habits.

In the limestones, microcrystalline pyrite occurs replacing grains (mainly biotite; Fig. 5A), intraclasts, other allochems, carbonaceous organic matter, and

locally marly matrix and filling interparticle, moldic, vugular and fracture pores, being engulfed by dolomite or calcite. Framboidal pyrite replaces siliciclastic grains (mainly biotite), intraclasts, undifferentiated allochems, amorphous and carbonaceous organic matter, and marly matrix, and partially fills interparticle pores, being engulfed by dolomite and calcite. Blocky and macrocrystalline pyrite occurs replacing siliciclastic grains, intraclasts and other allochems and amorphous organic matter, and also filling interparticle pores.

In the hybrid arenites, microcrystalline pyrite replaces siliciclastic grains, allochems and amorphous organic matter, and fills fractures. Framboidal pyrite occurs replacing biotite, allochems and organic matter, and is also engulfed by dolomite. Blocky pyrite replaces only allochems.

5.2.4 Cementation and replacement by kaolin

Kaolin occurs in the limestones and in the hybrid arenites, mainly replacing the framework grains, rarely filling interstitial spaces or fractures, channels and vugs (Table 2).

In the limestones, lamellar kaolin occurs expanding muscovite (Fig. 5D). Booklets of kaolin occurs filling intraparticle and moldic pores formed by dissolution of oncoliths (Fig. 5E), ooliths, bioclasts, intraclasts and other allochems, and also filling interparticle, vugular, fracture and channel pores, and replacing feldspars.

In the hybrid arenites, lamellar kaolin expands muscovite. Kaolin booklets replace feldspars, fill fractures and moldic pores formed by dissolution of feldspars, allochems and undifferentiated primary constituents (Fig. 5F).

5.2.5 Cementation and replacement by other diagenetic constituents

Other diagenetic constituents occurring in the limestones include anhydrite, barite, chlorite, quartz, bitumen, and carbonate pseudomatrix (Table 2), and were rarely observed. Macrocrystalline anhydrite replaces undifferentiated intraclasts and other allochems, and fills interparticle pores. Prismatic discrete crystals of barite occur replacing feldspars and dolomite, and partially filling intraparticle and moldic pores formed by dissolution of intraclasts and undifferentiated allochems. Chlorite sheaves occur locally, replacing

intraclasts. Quartz occurs as macrocrystalline crystals replacing intraclasts and other allochems, anhydrite, kaolin and dolomite, as blocky crystals replacing intraclasts, as discrete prismatic crystals filling partially intraparticle and intragranular pores, and as prismatic outgrowths on quartz grains. Bitumen occurs surrounding and filling interparticle, intraparticle and vugular pores. Carbonate pseudomatrix generated by the compaction of peloids fill interparticle pores.

In the hybrid arenites, prismatic barite replaces dolomite, fills moldic pores formed by dissolution of allochems and undifferentiated primary constituents (Fig. 5F), and also fills partially intraparticle pores. Discrete prismatic quartz crystals fill partially intragranular and interparticle pores, and quartz outgrowths cover discontinuously quartz grains. Microcrystalline undifferentiated diagenetic silica occurs covering discontinuously some quartz grains.

5.3 Dissolution

Dissolution of allochems is the main process for the generation of secondary porosity (intraparticle, moldic and vug pores) in the limestones. Dissolution of allochems (mainly of bioclasts, oolites and oncolites) is very abundant, promoting the formation of intraparticle macroporosity (Fig. 6A) and microporosity (Fig. 6B), and moldic porosity (Fig. 6D). Commonly intraparticle or moldic pores created by dissolution of framework grains are filled by calcite cement. Dissolution of allochems can also promote vugular pores, which can amplify the interparticle porosity (Fig. 6F).

In the hybrid arenites, dissolution of allochems is the main process for the generation of secondary porosity too, promoting moldic pores. Dissolution of calcite and dolomite crystals promoting intracrystalline porosity is significant, and dissolution of feldspars promoting moldic, vugular (Fig. 5F) and intragranular pores is significant too.

5.4 Compaction

In the limestones was observed mechanical and chemical compaction. Mechanical compaction is mostly observed by the fracturing of bioclasts, plastic

deformation of soft allochems like oololiths and oncololiths, deformation of peloids, locally promoting the formation of carbonate pseudomatrix, and point, elongated and concavo-convex contacts. Chemical compaction was observed through the pressure dissolution along interparticle contacts and stylolites (Fig. 3B). Solution seams is locally significant, occurring in a few samples.

In the hybrid arenites was observed mechanical and chemical compaction too. Mechanical compaction was observed by the deformation of quartz and feldspars, and chemical compaction was observed through the stylolites.

5.5 Recrystallization and neomorphism

According Tucker & Wright (1990), recrystallization, strictly, refers to changes in crystal size without any change of mineralogy. Since many carbonate sediments originally consist of a mixture of calcite and aragonite, the term recrystallization cannot properly be applied to replacement textures and neomorphism is used instead. Grainstones were the most recrystallized studied carbonate rocks, showing significant partial recrystallization. Recrystallization of bioclasts (mainly bivalves and gastropods) to blocky and fine calcite mosaic, and oololiths and peloids to microcrystalline calcite are abundant. Neomorphism occurred by replacement of aragonite or Mg-calcite rims by blocky and microcrystalline calcite is locally significant.

Table 2. Maximum and average values of diagenetic main constituents.

Diagenetic main constituents	Maximum (%)	Average (%)
Total Calcite	58.0	21.2
<i>Framework calcite</i>	27.3	5.6
<i>Interstitial calcite</i>	36.3	14,8
<i>Fracture-filling calcite</i>	5.0	<1
<i>Vug-filling calcite</i>	1.3	<1
Total Dolomite	77.0	6.6
<i>Framework dolomite</i>	77.0	5.9
<i>Interstitial dolomite</i>	25.0	<1
<i>Fracture-filling dolomite</i>	12.3	<1
<i>Vug-filling dolomite</i>	1.3	<1
Total Pyrite	33.3	8.9
<i>Framework pyrite</i>	33.0	7.8
<i>Interstitial pyrite</i>	10.0	1.0
<i>Fracture-filling pyrite</i>	1.3	<1
<i>Vug-filling pyrite</i>	<1	<1

Total Kaolin	13.0	1.7
<i>Framework kaolin</i>	13.0	1.4
<i>Interstitial kaolin</i>	1.0	<1
<i>Fracture-filling kaolin</i>	5.7	<1
<i>Vug-channel-filling kaolin</i>	1.7	<1
Other diagenetic constituents	16.0	<1

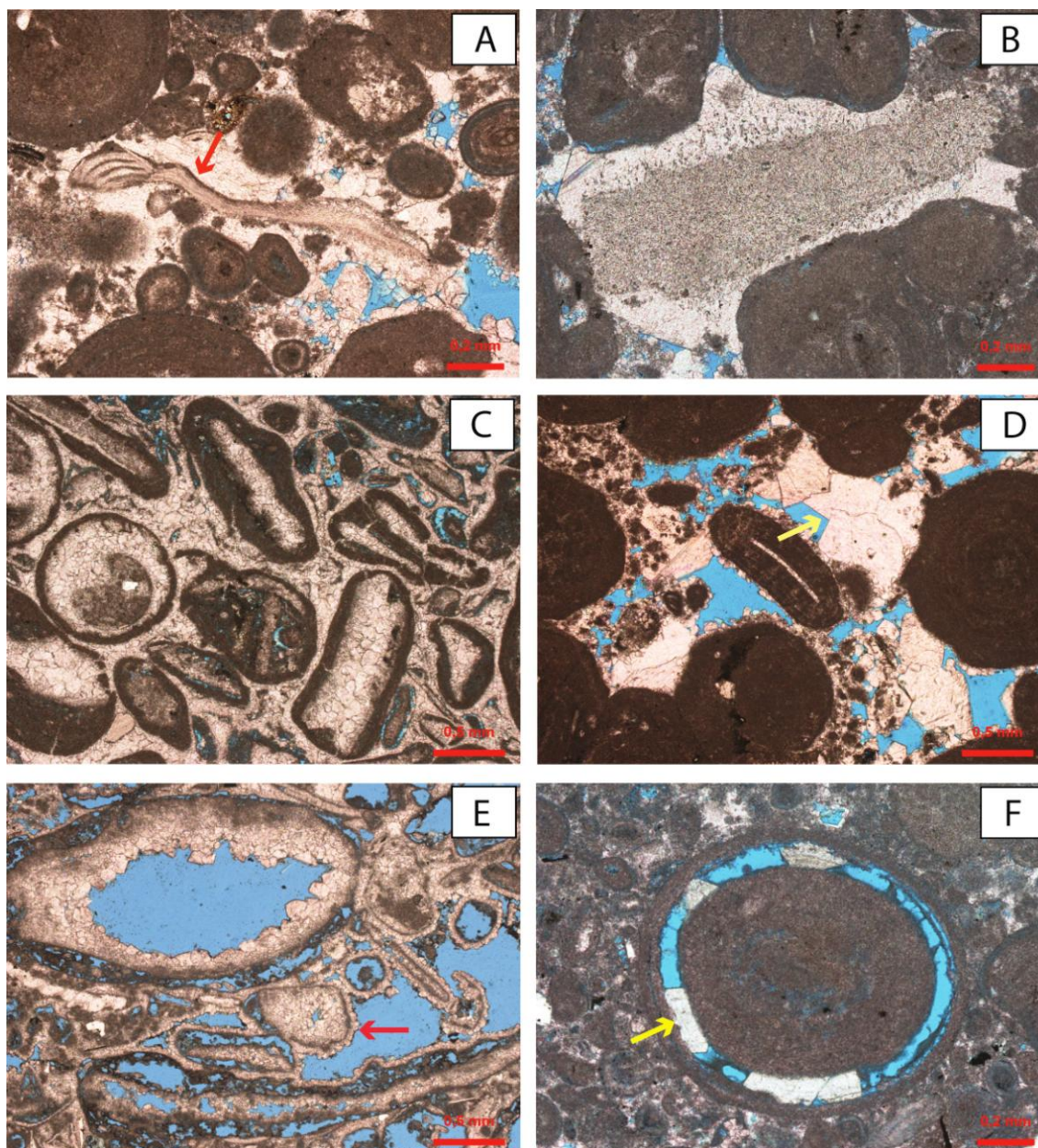


Figure 4. Photomicrographs of diagenetic constituents. A) Partial micritization in the surface portion of bivalve bioclast, resulting in a cryptocrystalline envelope (red arrow), and intensively micritization causing total or partial modification of the internal structure of the oncoliths and ooliths. 3367.59. Uncrossed polarizers (//P). B) Calcite syntaxial overgrowth surrounding an echinoid bioclast. 3344.91. (//P). C) Fine calcite mosaic filling interparticle and intraparticle pores formed by dissolution of oncoliths and bioclasts. 3354.24. (//P). D) Blocky calcite partially filling interparticle pores. 3361.45.

(//P). E) Blocky calcite covering the allochems (red arrow). 3373.57. (//P). 3373.29.
 (//P). F) Blocky dolomite partially filling intraparticle pore formed by partial dissolution of oncolith (yellow arrow). 3347.13. (//P).

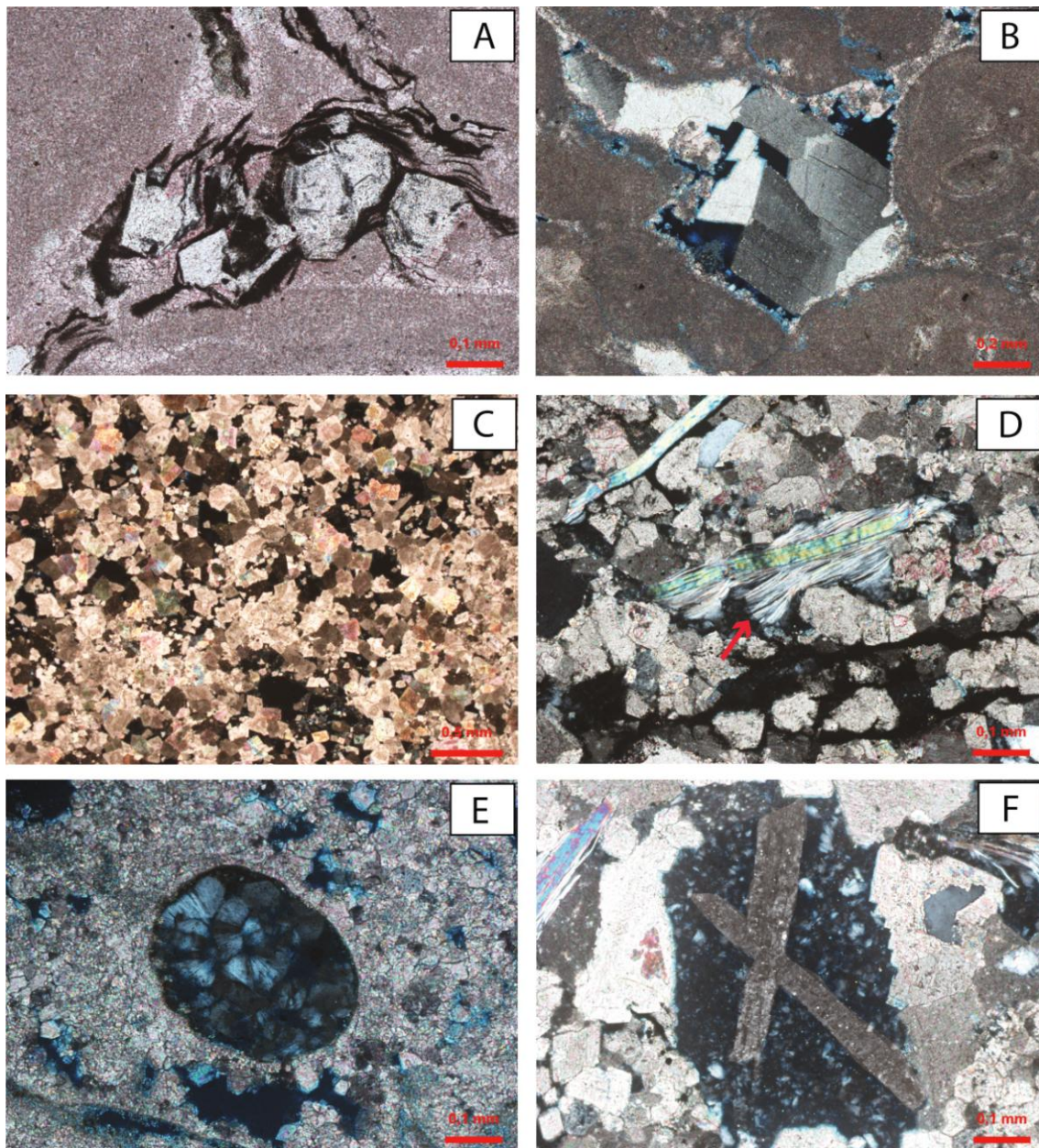


Figure 5. Photomicrographs of diagenetic constituents. A) Biotite partially replaced by microcrystalline pyrite, and expanded by blocky dolomite. 3392.50. Uncrossed polarizers (//P). B) Saddle dolomite filling interparticle pores. 3344.91. Crossed polarizers (XP). C) Dolostone formed by total replacement of the rock by blocky dolomite. 3445.60. (XP). D) Muscovite partially replaced and expanded by lamellar kaolin. 3466,50. (XP). E) Kaolin booklets filling moldic pore formed by dissolution of oncolith. 3357.59. (XP). F) Prismatic barite and kaolin booklets filling vugular pore. 3460.00. (XP).

6. POROSITY

The pore types and systems of the studied carbonate rocks were evaluated in relation to the systems of porosity classification of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995), and Lønøy (2006).

Most of the porosity in the analyzed samples corresponds to fabric selective porosity *sensu* Choquette and Pray (1970), and less commonly to not fabric selective porosity (Table 3). Intraparticle pores are the main fabric selective type (Table 3), commonly from partial dissolution, mainly of bioclasts and ooliths (Fig. 6A). Commonly, the dissolution generated microporosity, mainly within the ooliths (Fig. 6B). The interparticle pores (Table 3) are commonly filled by calcite cementation, which was responsible for most of porosity reduction. In some samples, cementation occurred only as thin rims covering the allochems (aragonite replaced by blocky and microcrystalline calcite), and interparticle porosity was preserved (Fig. 6C). The moldic porosity (Table 3) corresponds to pores of secondary origin originated by total dissolution, mainly of bioclasts and oncoliths (Fig. 6D; 6E). Intragranular porosity (Table 3) from dissolution of feldspars is insignificant. Intercrystalline and intracrystalline porosity (Table 3), which occurs mainly in the dolostones (Fig. 6E) and hybrid arenites, is responsible for most of the high porosity amounts present in these facies. Pores of the not fabric selective category correspond to rock fractures, and less commonly to grain fracture, and vugular pores (Table 3). The latter were formed mostly by expansion of the interparticle porosity through dissolution of allochems (Fig. 6F). Channel pores (Table 3), formed by dissolution along fractures are volumetrically insignificant.

Table 3. Porosity of the analyzed samples classified according the Choquette and Pray (1970) types.

Porosity types	Maximum (%)	Average (%)
Total not fabric selective	5.7	<1
<i>Channel</i>	1.7	<1
<i>Rock fracture</i>	4.3	<1
<i>Grain fracture</i>	3.3	<1
<i>Vug</i>	5.7	<1
Total fabric selective	22.6	6.3
<i>Intercrystal</i>	3.3	<1

<i>Interparticle</i>	10.0	1.6
<i>Intracrystal</i>	6.3	<1
<i>Intragrain</i>	1.0	<1
<i>Intraparticle</i>	11.6	3.6
<i>Moldic</i>	11.0	<1

The porosity of the analyzed samples corresponds mainly to vuggy pore space, and less commonly to interparticle pore space, according to Lucia classification (1983, 1995; Table 4). Lucia (1983, 1995) subdivided the vuggy pore space into separate-vug pores and touching-vug pores. In the Quissamã limestones, separate-vug pores are more common than touching-vug pores (Table 4). He also subdivided the intraparticle porosity of Choquette and Pray (1970) into intrafossil, applied only for pores within bioclasts, and intragranular porosity, for other allochems and grains. Intragranular pores formed by partial dissolution, mainly of ooliths (Fig. 6A) and oncoliths are the mainly separate-vug pores indentified (Table 4). Intrafossil pores were formed by dissolution mainly of bivalve bioclasts (Table 4). Moldic pores formed originated by total dissolution, mainly of bioclasts and ooliths occur less commonly (Table 4; includes the intracrystalline porosity of Choquette and Pray, 1970; Fig. 6D; 6E). Fracture pores according to the Lucia types include fractures cutting the rock and individual grains fracture porosity of Choquette and Pray (1970) are the main touching-vug pores identified (Table 4). Solution-enlarged fractures, including vug and channel porosity of Choquette and Pray (1970) are locally significant (Fig. 6F; Table 4). The interparticle pore space according the Lucia (1983, 1995) types includes intergranular/interparticle and intercrystalline porosity of Choquette and Pray (1970) are commonly obliterated by calcite cementation (Fig. 6C; 6E; Table 4).

Table 4. Porosity of the analyzed samples classified according the Lucia (1983, 1995) types.

Porosity types	Maximum (%)	Average (%)
Total vuggy pore space	23.0	5.1
<i>Total separate-vug pores</i>	17.3	4.5
Moldic	17.3	<1
Intrafossil	5.67	<1
Intragranular	8.0	1.83
<i>Total touching-vug pores</i>	5.7	<1

Fractures	4.6	<1
Solution-enlarged fractures	5.7	<1
Total interparticle pore space	10.0	1.7

The analyzed samples contain mainly moldic pores according to the Lønøy (2006) classification (including intraparticle and intragrain porosity of Choquette and Pray, 1970; Table 5), formed by total or partial dissolution of grains, allochems and crystals (Fig. 6A, 6D, 6E). Moldic pores are divided into two size classes: micropores (< 10-20 μm) and macropores (> 10-30 μm). We could perform a systematic measurement of the mean diameter, or the largest inscribed circle. Therefore, we could not subdivide the moldic pores into micropores and macropores. Interparticle pores of Lønøy (2006) classification have the same definition as in Choquette and Pray (1970) classification, and are commonly obliterated by calcite cementation (Fig. 6C; Table 5). Six natural classes of interparticle pores are proposed by Lønøy (2006) for obtaining a good permeability-porosity relationship, based on pore size and pore distribution. Vuggy pores of Lønøy (2006; Table 5) classification have the same definition of Choquette and Pray (1970) classification, were formed by locally intense dissolution of allochems, combined with adjacent interparticle porosity (Fig. 6F).

Table 5. Porosity of the analyzed samples classified according the Lønøy (2006) types.

Porosity types	Maximum (%)	Average (%)
Interparticle	10.0	1.6
Intercrystalline	3.3	<1
Vuggy	5.7	<1
Moldic	16.7	4.5

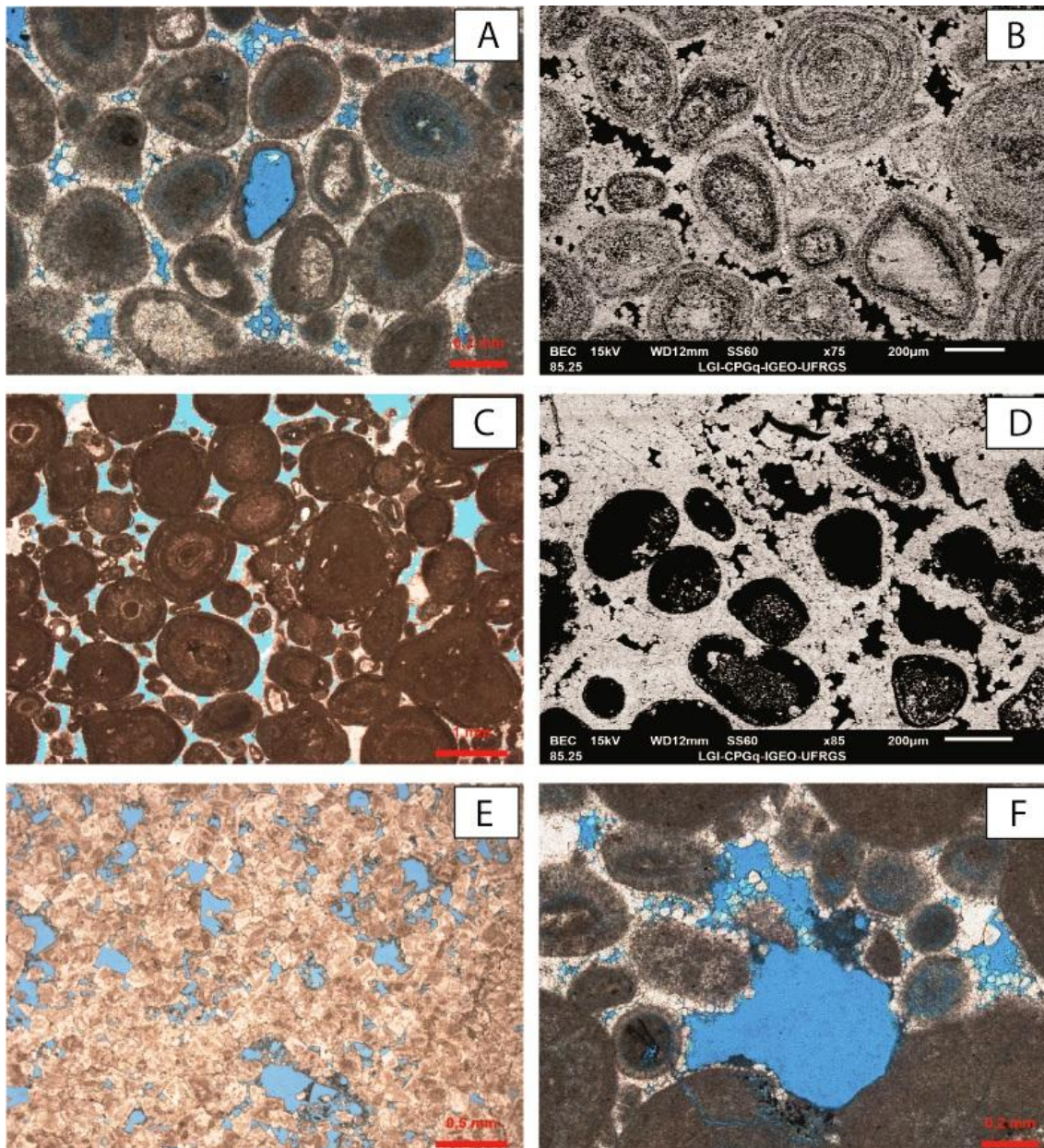


Figure 6. Photomicrographs of main porosity types. A) Intraparticle porosity of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular porosity of Lucia (1983, 1995) and moldic porosity of Lønøy (2006), formed by dissolution of ooliths, and interparticle porosity reduced by cementation. 3352.54. Uncrossed polarizers (//P). B) Intraparticle microporosity of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular microporosity of Lucia (1983, 1995), formed by dissolution of ooliths, and interparticle porosity reduced by cementation. 3352.54. Backscattered electrons (BSE). C) Primary interparticle porosity of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006). 3352.23. (//P). D) Moldic porosity of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006), originated by total dissolution of oncoliths. 3349.12. (BSE). E) Moldic porosity of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006), and intercrystalline porosity of Choquette and Pray (1970) and Lønøy (2006),

equivalent to interparticle porosity of Lucia (1983, 1995) in dolostone. 3445.60. (//P). F) Vugular porosity of Choquette and Pray (1970) and Lønøy (2006), equivalent to solution-enlarged fractures of Lucia (1983, 1995), formed by dissolution of allochems, together with adjacent interparticle porosity. 3352.54. (//P).

7. DISCUSSION

7.1 Paragenetic Sequence

The sequence of diagenetic processes that affected the limestones of Quissamã Formation (Fig. 7) was defined based essentially on the textural paragenetic relationships observed among the primary and diagenetic constituents, and the porosity through quantitative optical petrography and electron microscopy. The diagenetic processes that affected the analyzed samples were developed in at least four different diagenetic environments: eodiagenetic marine phreatic, mixing zone and meteoric phreatic, and mesodiagenetic (*sensu* Choquette and Pray, 1970).

Diagenetic Processes/Environments		Marine	Mixing	Meteoric	Subsurface
Eodiagenesis	Aragonite/Mg-calcite rims	—			
	Micritization	—			
	Microcrystalline/framboidal pyrite	—			
	Dissolution		—	—	
	Mechanical compaction		- - - -	- - - -	- - - -
	Syntaxial overgrowth			—	—
	Mosaic/drusiform calcite			—	—
	Neomorphism			—	
	Recrystallization			—	—
	Kaolin			—	
	Dolomitization		—		
Mesodiagenesis	Blocky calcite				—
	Anhydrite				- - - -
	Barite				- -
	Quartz			- -	- -
	Interparticle pressure dissolution				—
	Blocky pyrite				- - - -
	Stylolitization				—

Figure 7. Diagenetic sequence interpreted for the analyzed limestones of Quissamã Formation.

The initial eodiagenetic alteration of the carbonate sediments occurred in the stagnant zone of the marine phreatic environment (*sensu* Longman, 1980). Under such conditions, the activity of bacteria and other microbes promoted the micritization of allochems, ranging from intense and pervasive, as interpreted for the peloids, to superficial, as observed in some bioclasts (mainly of bivalves and gastropods). The authigenesis of microcrystalline and framboidal pyrite was related to bacterial reduction of sulfate dissolved in water (Berner, 1984), which also occurred under stagnant marine conditions. Reduction of sulfate by bacteria generates hydrogen sulfide (H₂S) and CO₂. The reaction of H₂S with Fe⁺⁺ from alteration of iron-magnesium minerals, such as biotite and heavy minerals promotes pyrite precipitation. The precipitation of thin aragonite or Mg-calcite rims around the allochems occurred in a phreatic marine environment with active circulation (cf. Longman, 1980).

The dissolution observed in the studied rocks is probably related to the percolation of meteoric waters resulting from sea level oscillations. The partial to total dissolution of the allochems and feldspars generated microporosity, moldic pores after bioclasts, oololiths and oncololiths, and enlargement the intergranular pores. The local authigenesis of kaolinite after feldspars and micas is probably also product of interaction with dilute meteoric waters (Worden & Morad, 2003).

Mechanical compaction is mostly observed by the fracturing of bioclasts, and by the plastic deformation of oololiths, oncololiths and peloids, locally promoting the formation of carbonate pseudomatrix. The occurrence of fracturing prior to calcite cementation suggests that mechanical compaction started quite early.

Low Mg calcite cementation in drusiform mosaics, as syntaxial overgrowths on echinoids, and less commonly as microcrystalline and macrocrystalline (anhedral) habits filling interparticle, intraparticle and fracture pores occurred in a eodiagenetic meteoric environment with active circulation. Pervasive replacement of aragonite rims by calcite (neomorphism), and partial allochems recrystallization probably took place under more stagnant meteoric

conditions (Longman, 1980). A second cementation stage occurred in the mesodiagenesis, as blocky calcite filling interparticle and intraparticle pores.

The limited dolomitization observed in the Quissamã calcarenites and the pervasive dolomitization of the Búzios Member are both apparently product of variable dolomitization of Quissamã Formation basal deposits during early diagenesis (Winter et al., 2007). The dolomitization of these basal sediments resulted in a varied range of textures, with different degrees of porosity/permeability. The pervasive dolomitization of the Búzios Member was probably promoted by fluids derived from the underlying Retiro Formation evaporites. The same mechanism could be also invoked for the limited dolomitization of the Quissamã calcarenites, but another possibility would correspond to Dorag dolomitization by the mixture of marine and meteoric waters (Tucker & Wright, 1990).

The scarce anhydrite cementation partially filling interparticle, intraparticle or moldic porosity from allochems dissolution is probably related to the circulation of fluids strongly influenced by the dissolution of Retiro Formation evaporites. Dissolved sulfate for the precipitation of barite that fills intraparticle porosity and replaces dolomite and feldspars is probably derived from the same source, while the barium derived from the dissolution and replacement of feldspars. The source of silica for the late formation of macrocrystalline, blocky and prismatic quartz is probably related to the dissolution and replacement of feldspars.

The limited chemical compaction that affected the calcarenites during burial evolved from interparticle pressure dissolution, progressively to stylolitization. Blocky, replacive pyrite precipitated during burial as a result of thermal reduction of sulfate derived from the underlying evaporites (Machel, 2001).

The sequence of diagenetic processes that affected the hybrid arenites of Quissamã Formation (Fig. 8) was also defined essentially based on the textural paragenetic relationships observed through optical petrography and electron microscopy. The diagenetic process affecting the analyzed samples suggests the occurrence of at least four different diagenetic environments: eodiagenetic marine phreatic, meteoric phreatic, mixing zone and mesodiagenetic (*sensu* Choquette and Pray, 1970).

Diagenetic Processes / Environments		Marine	Mixing	Meteoric	Subsurface
Eodiagenesis	Mechanical compaction		---	---	---
	Dissolution			=====	
	Kaolin			-----	
	Microcrystalline/framboidal pyrite	-----			
	Dolomite		=====		
	Macrocrystalline calcite			-----	
	Diagenetic silica			---	
Mesodiagenesis	Blocky calcite				-----
	Barite				-----
	Quartz				-----
	Interparticle pressure dissolution				-----
	Stylolitization				-----

Figure 8. Diagenetic sequence interpreted for the analyzed hybrid arenites of Quissamã Formation.

The first diagenetic process observed in the hybrid arenites occurred in a stagnant marine phreatic environment, where microcrystalline and framboidal pyrite were precipitated by the bacterial reduction of dissolved sulfate (Berner, 1984). Bacterial sulfate reduction generates hydrogen sulfide (H_2S) and CO_2 . The reaction of H_2S with Fe^{++} from the alteration of biotite and heavy minerals promoted pyrite precipitation. Eodiagenetic dissolution of allochems, feldspars and other grains by influx of meteoric waters generated moldic pores and precipitated kaolinite. Also under meteoric conditions, macrocrystalline calcite filled intraparticle and moldic pores, replaced kaolinite, allochems and other grains. The precipitation of microcrystalline silica that covered discontinuously some quartz grains is probably may related to the dissolution of feldspars by the meteoric waters.

The main diagenetic process that affected the hybrid arenites was the extensive precipitation of dolomite replacing kaolin, allochems and other grains, expanding biotite and muscovite, and filling interparticle, fracture, and moldic pores. The most likely mechanism for the dolomitization and dolomite cementation of the hybrid arenites is the mixing of marine and meteoric waters (Dorag model; Tucker & Wright, 1990), although fluids derived from the underlying Retiro Formation evaporites could also be considered as potential

Mg source. The generation of intracrystalline pores by dissolution of dolomite took place under meteoric phreatic conditions.

During mesodiagenesis, a second stage of calcite precipitation occurred, as blocky calcite replacing allochems and filling moldic pores.

Barium for the precipitation of barite replacing dolomite and filling partially moldic and intraparticle pores was probably sourced from the dissolution and replacement of feldspars during burial. The silica source for the formation of prismatic quartz crystals and prismatic outgrowths on quartz grains may be related to late feldspar dissolution during burial. Mesodiagenetic chemical compaction processes involved interparticle pressures dissolution and late stylolitization.

7.2 Porosity and Permeability of Reservoir Petrofacies

The concept of reservoir petrofacies (De Ros and Goldberg, 2007) was applied in this study to evaluate the influence of diagenesis, depositional texture and composition on the quality of the Quissamã Formation rocks. Reservoir petrofacies are defined by the combination of the main depositional structures, textures, primary composition, and diagenetic processes that control porosity. Rocks ascribed to each reservoir petrofacies should, therefore, present a specific range of porosity and permeability, as well as characteristic log and seismic signatures (De Ros and Goldberg, 2007).

Reservoir petrofacies were defined by the recognition of attributes with larger impact on porosity and permeability, highlighting the main factors affecting reservoir quality. The analyzed samples were grouped according to texture, structure, primary composition, and main diagenetic processes affecting the pore types and volumes. The amount of intergranular porosity was considered the main parameter defining petrofacies, being calcite cementation the main diagenetic process of porosity reduction.

Nine representative reservoir petrofacies were defined among the analyzed samples from the Quissamã Formation. Two other petrofacies were recognized in few thin sections from the Outeiro Formation. Table 6 summarizes the main petrofacies and defining parameters.

The evolution of porosity and permeability on the studied rocks was controlled by original fabric and composition, which conditioned the impact of mainly eodiagenetic processes on the quality of the Quissamã Formation reservoirs.

None of the recognized petrofacies was considered of good reservoir quality. The nine defined petrofacies (Table 6) were grouped into three petrofacies associations, identified as: medium quality, low quality, and non-reservoir.

The *bioclastic rudstones (RUD bio)* petrofacies with average effective porosity (interconnected pores, such as fracture, vug, channel, interparticle, and intercrystalline pores) $>6.5\%$ and average intergranular porosity $>5.5\%$ was considered as of medium reservoir quality. Petrofacies with average effective porosity $\geq 2.5\%$ and average interparticle porosity $>2\%$ were considered of low reservoir quality, comprising the *peloidal to oncolitic peloidal packstones (PCK onc pel)*, *oolitic/oncolitic/bioclastic to oncolitic-bioclastic grainstones (GST ool onc bio)*, and *hybrid arenites (HYB ART)* petrofacies. Lastly, non-reservoir petrofacies include *peloidal to oncolitic peloidal/intraclastic/bioclastic packstones (PCK onc pel bio int)*, *oolitic/oncolitic/peloidal grainstones (GST ool onc pel)*, *partially recrystallized grainstones (RecGST)*, *intraclastic/oncolitic to oncolitic bioclastic peloidal rudstones (RUD int onc bio pel)*, and *dolostones (DOL)*, presenting average effective porosity $<1.5\%$ and average interparticle porosity $<1\%$.

Medium reservoir quality petrofacies

Bioclastic rudstones (RUD bio) - The bioclastic rudstones are massive, very poorly to poorly sorted, with a chaotic fabric. The main primary constituents are bioclasts of bivalves, echinoids, and gastropods, with subordinate annelids, ostracods, crustaceans, benthic foraminifers, and phosphatic bioclasts, as well as peloids, microbial and undifferentiated carbonate intraclasts, and oncoliths. The main diagenetic processes that affected these rocks were micritization, dissolution and fracturing of bioclasts, and cementation by blocky and fine mosaic calcite. The main pore types in bioclastic rudstones are interparticle, intraparticle, and moldic (Fig. 9A and 9B). Interparticle pores are commonly

distributed heterogeneously in the fabric, partially reduced by mechanical compaction and limited cementation, and connected by large pore throats. In some cases, however, cementation has narrowed the pore throats, decreasing permeability. Pervasive replacement of fibrous aragonite rims by calcite (neomorphism) (Fig. 4E) and stabilization of the fabric by early neomorphism of aragonitic bivalves to low-Mg calcite may have helped to preserve the interparticle porosity. Intraparticle and moldic porosity formed by dissolution of bioclasts (mainly bivalve bioclasts) are poorly-connected, and therefore have little effect on permeability. This petrofacies presents average effective porosity of 6.7% (Table 6; mainly interparticle pores), average non-effective porosity (non-connected pores, such as intraparticle, intragranular, intracrystalline, and moldic pores) of 9.4% (mainly intraparticle and moldic pores), average petrophysical porosity of 17.6%, average microporosity of 2.34%, and average permeability of 8.42mD (Table 6). Therefore, these rudstones have a highest petrophysical and permeability porosity values (Fig. 11A), as well as effective petrographic porosity (Fig. 11B), total petrographic porosity (Fig. 11C), and non-effective petrographic porosity (Fig. 11D), even though some samples showed lower values.

Poor reservoir quality petrofacies

Peloidal to oncolitic-peloidal packstones (PCK onc pel): This petrofacies comprises oncolitic and oncolitic-peloidal packstones, massive, poorly sorted, with a chaotic or non-oriented fabric. The primary constituents are peloidal matrix, oncoliths, ooliths, agglomerate oncoliths, composite ooliths, microcrystalline carbonate intraclasts, carbonate sand intraclasts, and bioclasts (mainly echinoids and bivalves). The main diagenetic processes were partial to total micritization of allochems (Fig. 4A), and cementation by fine mosaic to microcrystalline, blocky and drusiform calcite (Fig. 4D). Primary porosity was extensively reduced by calcite cementation, and depositional texture exerted a major control on the limited primary porosity, mostly due to the presence of peloidal matrix. The main pore types in peloidal to oncolitic-peloidal packstones are intraparticle (Fig. 9C) and moldic. Intraparticle and moldic porosity formed by dissolution of oncoliths are poorly-connected, increasing the porosity, but

with little contribution to permeability. The presence of interparticle porosity remnants (Fig. 4D) and fractures contributes to some permeability, however, are commonly distributed heterogeneously in the fabric, extensively reduced by calcite cementation, and controlled by depositional texture (mostly due to the presence of peloidal matrix). This petrofacies presents average effective porosity of 2.5% (mainly interparticle pores and rock fractures), average non-effective porosity of 5.0% (mainly intraparticle and moldic pores), average petrophysical porosity of 9.02 %, average microporosity of 2.11%, and average permeability of 0.08mD (Table 6).

Oolitic/oncolitic/bioclastic to oncolitic bioclastic grainstones (GST ool onc bio): This petrofacies comprises oncolitic, oolitic, oncolitic-oolitic, bioclastic, and oncolitic-bioclastic grainstones, massive, poorly sorted, with a chaotic or non-oriented fabric. The primary constituents are oncoliths, ooliths, agglomerate oncoliths, composite ooliths, carbonate sand intraclasts, and bioclasts of echinoids, bivalves, benthic and planktonic foraminifers, gastropods, and crustaceans. The main diagenetic processes were partial to total micritization of allochems, blocky, fine mosaic, drusiform and microcrystalline calcite cementation, as well as blocky (Fig. 4F) and saddle (Fig. 5B) dolomite filling interparticle and intraparticle pores, and partially replacing allochems. The main pore types in oolitic/oncolitic/bioclastic to oncolitic bioclastic grainstones are interparticle (Fig. 6C and 9D), intraparticle (Fig. 6A), and moldic (Fig. 6D). Primary porosity was strongly reduced by calcite cementation, but local preservation of interparticle porosity, commonly distributed heterogeneously in the fabric, occurred may have been caused by pervasive replacement of aragonite rims by calcite (neomorphism) (Fig. 4E), and stabilization of the fabric by the early neomorphism of aragonitic bivalves to low-Mg calcite (Fig. 6A and 6C). The dissolution of oncoliths and ooliths, resulting in moldic (Fig. 6D), and intraparticle porosity (Fig. 6A), and microporosity (Fig. 6B), are important, generating a significant increase in porosity, however like are poorly-connected, have little effect on permeability. This petrofacies presents average effective porosity of 3.4% (mainly interparticle pores), average non-effective porosity of 5.6% (mainly intraparticle and moldic pores), average petrophysical porosity of 8.7%, average microporosity of 3.28%, and average permeability of 0.66mD

(Table 6). Therefore, these grainstones have a slightly higher petrophysical and permeability porosity values than the other petrofacies (except bioclastic rudstones; Fig. 11A), as well as effective petrographic porosity (Fig. 11B), total petrographic porosity (Fig. 11C), and non-effective petrographic porosity (Fig. 11D).

Hybrid arenites (HYB ART): These rocks are formed by allochems and sub-angular to sub-rounded quartz and feldspars grains, presenting massive structure to irregular lamination, and moderate sorting. The main diagenetic processes were the extensive replacement of allochems and siliciclastic grains and the filling of interparticle pores by blocky and macrocrystalline dolomite and calcite, the partial filling of intragranular and interparticle pores by discrete prismatic quartz crystals, the precipitation of quartz outgrowths covering discontinuously quartz grains, and of prismatic barite replacing dolomite and feldspars, and filling vugular (Fig. 5F) and intragranular pores formed by dissolution of feldspars. As it was difficult to separate the interstitial dolomite from the dolomite it was replacing the framework, it is possible that the amount of interstitial dolomite was underestimated in these rocks. The main pore types in hybrid arenites are intercrystalline, intragranular and moldic (Fig. 9E). Intercrystalline pores are commonly distributed heterogeneously in the fabric (with exception of one sample, where the intercrystalline pores are distributed homogeneously), formed by dissolution of allochems and grains. Intragranular and moldic porosity mainly formed by dissolution of feldspars are poorly-connected, and therefore have little effect on permeability. This petrofacies presents average effective porosity of 3.4% (mainly intercrystalline pores), average non-effective porosity 3.7% (mainly intragranular and moldic pores), average petrophysical porosity of 9.1%, average microporosity of 4.08%, and average permeability 0.09mD (Table 6).

Non-reservoir petrofacies

Peloidal to oncolitic peloidal/intraclastic/bioclastic packstones (PCK onc pel bio int): This petrofacies comprises peloidal, oncolitic-peloidal, intraclastic-peloidal, and bioclastic-peloidal packstones, massive, very poorly to poorly sorted, with a chaotic or non-oriented fabric. The primary constituents are

peloidal matrix, peloids, oncoliths, agglomerate oncoliths, composite oololiths, oololiths, microcrystalline and carbonate sand intraclasts, microbial carbonate intraclasts (some with *Girvanella*), bioclasts of echinoids, bivalves, gastropods and planktonic, benthic and miliolid foraminifers, ostracods, annelids, and crustaceans. The main diagenetic processes were partial to total micritization of allochems, fine mosaic, microcrystalline and blocky calcite cementation, as well as saddle dolomite locally filling intraparticle pores created by dissolution of intraclasts. Primary porosity was intensely reduced by calcite cementation, and mechanical compaction. Nevertheless, the presence of peloidal matrix had already significantly limited the primary porosity of these deposits, and therefore depositional texture exerted a major control on the limited primary porosity in this petrofacies. The pore types in oncolitic peloidal/intraclastic/bioclastic packstones are intraparticle (Fig. 9F) and moldic, however they are insignificant. Intraparticle and moldic pores formed by dissolution of bioclasts are very poorly-connected, having very little effect on porosity and permeability. This petrofacies presents average effective porosity <1%, average non-effective porosity of 1.0% (mainly intraparticle pores), average petrophysical porosity of 4.6%, average microporosity of 3.1%, and average permeability of 0.01mD (Table 6).

Oolitic/oncolitic/peloidal grainstones (GST ool onc pel): This petrofacies comprises oolitic, oncolitic, oncolitic-oolitic, peloidal, oolitic-peloidal, and oncolitic-peloidal grainstones, massive, moderately to poorly sorted, with a chaotic or non-oriented fabric. The primary constituents are oololiths, oncoliths, agglomerate oncoliths, composite oololiths, peloids, microcrystalline and carbonate sand intraclasts, and bioclasts mainly of echinoids and bivalves, but also of benthic and planktonic foraminifers, and crustaceans. The main diagenetic process were partial to total micritization of allochems, microcrystalline calcite covering allochems, and fine mosaic, macrocrystalline, drusiform and blocky calcite cementation, as well as blocky and microcrystalline dolomite partially filling pores from allochems dissolution. Primary porosity was extensive reduced by calcite cementation, and mechanical compaction. The pore types in oolitic/oncolitic/peloidal grainstone are intraparticle (Fig. 10A) and moldic. The few intraparticle and moldic pores, formed by dissolution of

allochems, are poorly-connected, increasing the porosity but with very little effect on permeability. This petrofacies presents average effective porosity <1%, average non-effective porosity of 3.0% (mainly intraparticle and moldic pores), average petrophysical porosity of 6.9%, average microporosity of 3.35%, and average permeability of 0.02mD (Table 6).

Partially recrystallized grainstones (RecGST): The partially recrystallized grainstones are massive, very poorly to poorly sorted, with a chaotic fabric. The primary constituents are microcrystalline carbonate intraclasts, bioclasts of bivalves, echinoids, green algae, ostracods and planktonic foraminifers, peloids, and oncoliths. The main diagenetic processes were the recrystallization of bioclasts, oncoliths and peloids, the partial to total micritization of allochems, and fine mosaic and drusiform calcite cementation. Primary porosity was totally occluded by recrystallization. The only remaining porosity is secondary (intraparticle and moldic porosity; Fig. 10B), formed by dissolution of bioclasts, intraclasts and oncoliths, however are poorly-connected, increasing a few the porosity but with no effect on permeability. This petrofacies presents average petrographic porosity <1%, average non-effective porosity of 1.8% (mainly intraparticle pores), average petrophysical porosity of 1.7%, average microporosity of 0.7%, and average permeability of 0.02mD (Table 6).

Intraclastic/oncolitic to oncolitic intraclastic/bioclastic/peloidal rudstones (RUD int onc bio pel): This petrofacies comprises intraclastic, oncolitic-intraclastic, oncolitic rudstone, oncolitic-bioclastic, and oncolitic-peloidal rudstones, massive, very poorly to poorly sorted, with a chaotic fabric. The primary constituents are oncoliths, agglomerate oncoliths, microcrystalline and microbial carbonate intraclasts some with *Girvanella*), peloids, peloidal matrix, and bivalves, echinoids, ostracods, gastropods, benthic foraminifers, and phosphatic bioclasts. The main diagenetic processes were micritization, dissolution and fracturing of allochems, partially recrystallization of peloids, and fine mosaic, microcrystalline, blocky and drusiform calcite cementation. Primary porosity was extensively reduced by calcite cementation (Fig. 4C) and mechanical compaction. Depositional texture exerted a major control on the limited primary porosity, mostly due to the presence of peloidal matrix and poor

sorting. The pore types in intraclastic/oncolitic to oncolitic intraclastic/bioclastic/peloidal rudstones are intraparticle (Fig. 10C) and moldic. The few intraparticle and moldic pores, formed by dissolution of bioclasts, intraclasts and oncoliths, are very poorly-connected, increasing a few the porosity but with very little effect on permeability. This petrofacies presents average effective porosity of 1.4%, average non-effective porosity of 6.2% (mainly intraparticle and moldic pores), average petrophysical porosity of 8.3%, average microporosity of 2.57%, and average permeability of 0.04mD (Table 6).

Dolostones (DOL): These rocks originated from extensive replacement of primary constituents (allochems and subordinate siliciclastic grains) by blocky dolomite (Fig. 5C). Blocky dolomite and macrocrystalline and blocky calcite filled moldic and vugular pores, and prismatic barite partially filled moldic pores. The main pore types in dolostones are vugular and moldic (Fig. 6E and 10D). The vugular pores are formed by dissolution of allochems, commonly distributed heterogeneously in the fabric. The moldic pores, formed by dissolution of allochems, are locally connected, increasing the porosity and permeability. This petrofacies presents average effective porosity of 1.5% (mainly vugular pores), average non-effective porosity of 4.8% (mainly moldic pores), average petrophysical porosity of 8.6%, average microporosity of 1.33%, and average permeability of 9.04mD (Table 6). However, only one sample showed better intercrystalline and vugular porosity in this petrofacies. In this sample, with vugular, moldic and intercrystalline pores (Fig. 6E), porosity and permeability are significantly high (Fig. 11A, 11B, 11C and 11D), due to the higher connectivity of the pore system, therefore increasing the average permeability of this petrofacies. Nevertheless, because core samples with high vugular porosity were poorly recovered or poorly sampled, it is possible that the average amount of vugular porosity and intercrystalline has been underestimated.

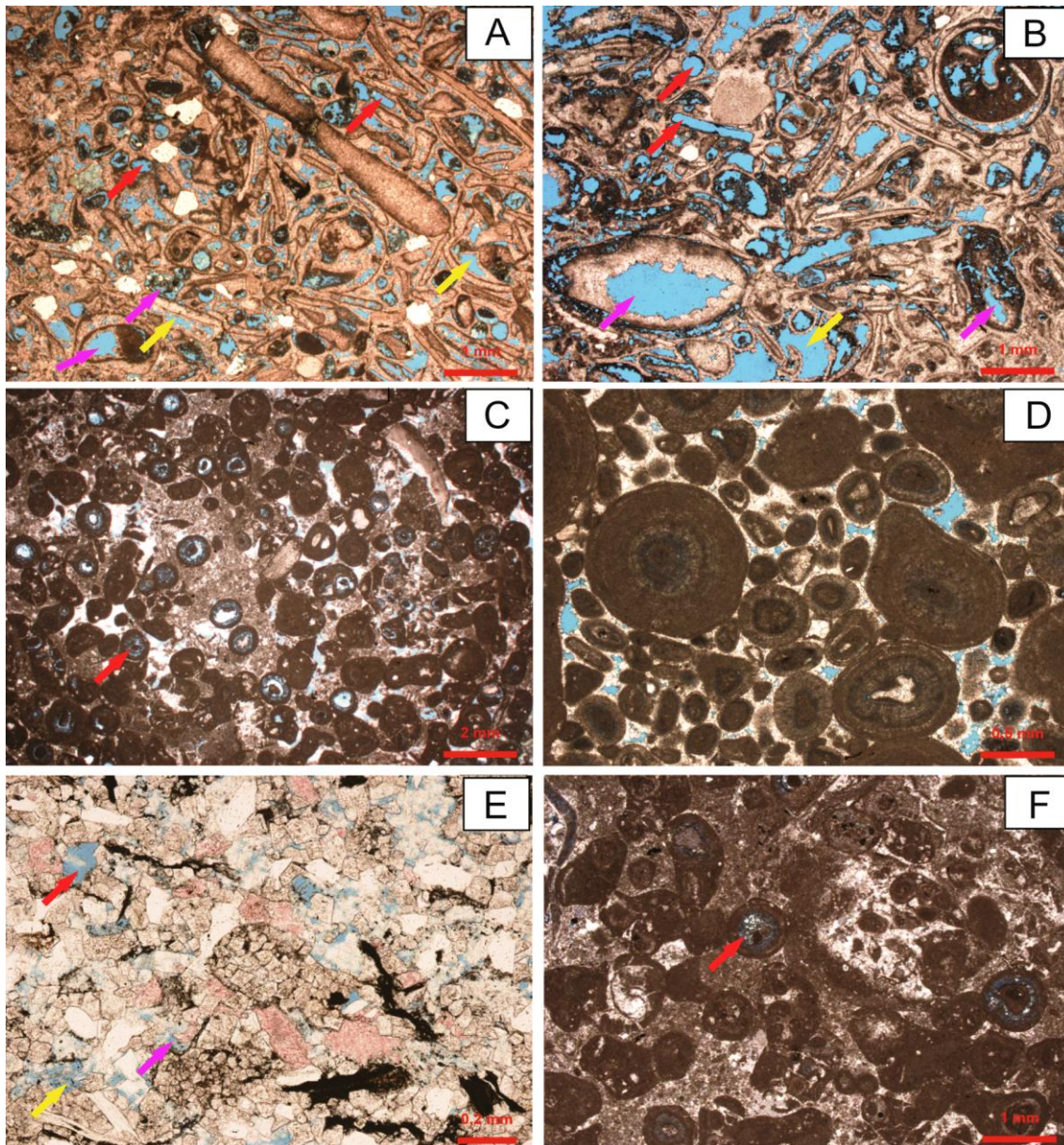


Figure 9. Photomicrographs of main porosity types of each petrofacies. A) Intraparticle (pink arrow) and moldic (red arrow) porosity originated by dissolution of oncoliths and bioclasts, and interparticle porosity (yellow arrow) reduced by calcite cementation in *RUD bio* petrofacies. 3356.24. Uncrossed polarizers (//P). B) Intraparticle (pink arrow) and moldic (red arrow) porosity originated by dissolution of oncoliths and bioclasts, and interparticle porosity (yellow arrow) reduced by calcite cementation in *RUD bio* petrofacies. 3373.29. Uncrossed polarizers (//P). C) Intraparticle porosity (red arrow) originated by dissolution of oncoliths in *PCK onc pel* petrofacies. 3343.20. (//P). D) Interparticle porosity reduced by calcite cementation in *GST ool onc bio* petrofacies. 3352.54. (//P). E) Intercrystalline porosity (pink arrow) formed by dissolution of allochems and grains, and intragranular (yellow arrow) and moldic (red arrow) porosity originated by dissolution of feldspars in *HYB ART* petrofacies. 3483.20. (//P). F) *HYB ART* petrofacies. 3483.20. (//P).

Intraparticle porosity (red arrow) originated by dissolution of oncoliths in *PCK onc pel bio int* petrofacies. 3342.60. (//P).

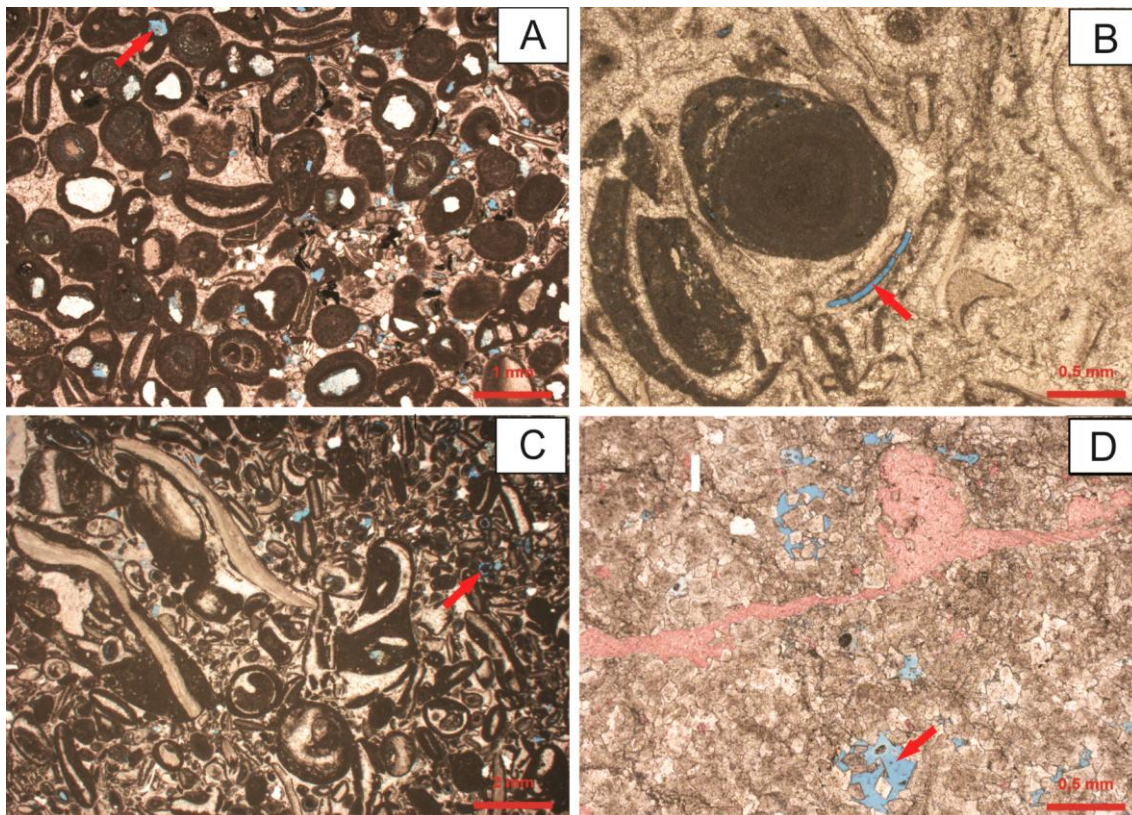


Figure 10. Photomicrographs of main porosity types of each petrofacies. A) Intraparticle porosity (red arrow) originated by dissolution of oncoliths in *GST ool onc pel* petrofacies. 3370.05. (//P). B) Moldic porosity (red arrow) originated by dissolution of bioclast in *RecGST* petrofacies. 3359.59. (//P). C) Intraparticle porosity (red arrow) originated by dissolution of allochems in *RUD int onc bio pel* petrofacies. 3353.54. (//P). D) Moldic porosity (red arrow) originated by dissolution of allochems in *DOL* petrofacies. 3440.00. (//P).

Table 6. Main petrofacies and defining parameters.

		RUD bio	PCK onc pel	GST ool onc bio	HYB ART	PCK onc pel bio int	GST ool onc pel	Rec GST	RUD int onc bio pel	DOL
Total petrographic porosity	Max. (%)	22.7	11.3	21.0	10.7	7.0	10.3	5.7	12.0	25.7
	Avg. (%)	16.8	7.6	9.0	5.5	1.9	3.6	2.4	7.6	8.1
Interparticle porosity	Max. (%)	10.0	5.0	7.0	-	2.0	2.0	<1	2.7	-
	Avg. (%)	5.9	2.2	3.0	-	<1	<1	<1	<1	-
Petrographic effective porosity	Max. (%)	10.3	5.0	7.3	8.3	3.7	3.3	1.3	5.3	3.3
	Avg. (%)	6.7	2.5	3.4	3.4	<1	<1	<1	1.4	1.5
Petrographic non-effective porosity	Max. (%)	12.7	9.0	15.3	7.3	4.0	8.0	4.7	10.0	17.3
	Avg. (%)	9.4	5.0	5.6	3.7	1.0	3.0	1.8	6.2	4.8
Siliciclastic grains	Max. (%)	6.7	5.3	12.0	42.0	9.7	9.7	5.6	9.0	8.0
	Avg. (%)	3.9	2.9	1.8	29.9	3.9	4.5	2.3	3.6	4.7
Interstitial calcite	Max. (%)	35.0	23.0	35.3	-	32.0	24.0	37.3	26.0	-
	Avg. (%)	24.2	14.0	16.5	-	14.9	13.6	30.3	14.2	-
Interstitial dolomite	Max. (%)	<1	1.0	4.0	4.3	1.7	15.7	-	2.3	7.0
	Avg. (%)	<1	<1	<1	2.2	<1	<1	-	<1	1.0
Grain/allochém dissolution	Max. (%)	15.0	9.0	15.3	7.3	4.0	8.0	4.7	10.3	17.3
	Avg. (%)	10.2	9.0	5.6	3.7	1.0	3.0	1.8	6.1	4.7
Petrophysical porosity	Max. (%)	22.5	14.4	18.8	10.5	11.6	10.8	3.5	14.7	16.3
	Avg. (%)	17.6	9.02	8.7	9.1	4.6	6.9	1.7	8.3	8.6
Petrophysical permeability	Max. (mD)	26.0	0.4	0.68	0.2	0.28	0.24	0.08	0.38	36.1
	Avg. (mD)	8.42	0.08	0.66	0.09	0.01	0.02	0.02	0.04	9.04
Microporosity	Avg. (%)	2.34	2.11	3.28	4.08	3.1	3.35	0.7	2.57	1.33
Petrofacies Associations		MEDIUM RESERVOIR	POOR RESERVOIR			NON-RESERVOIR				

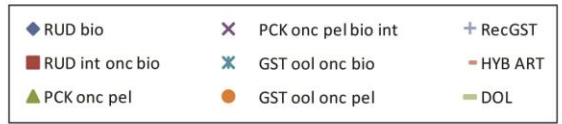
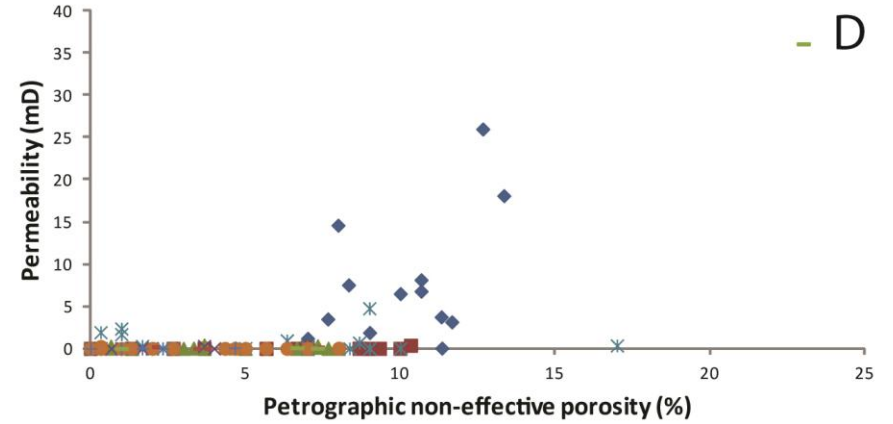
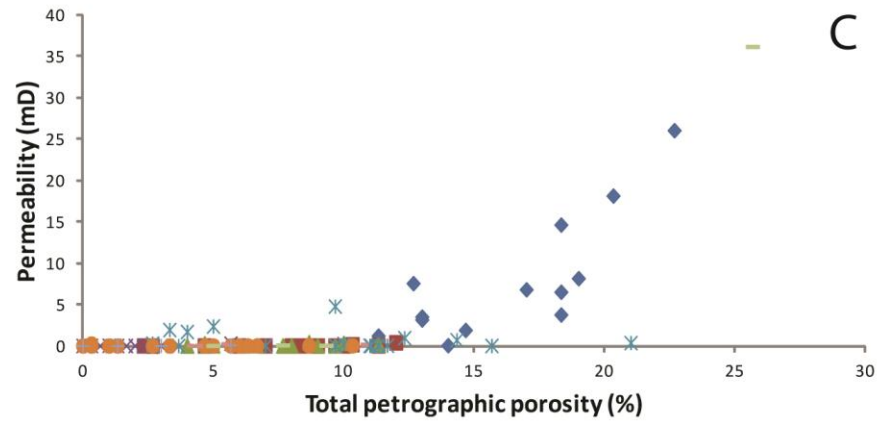
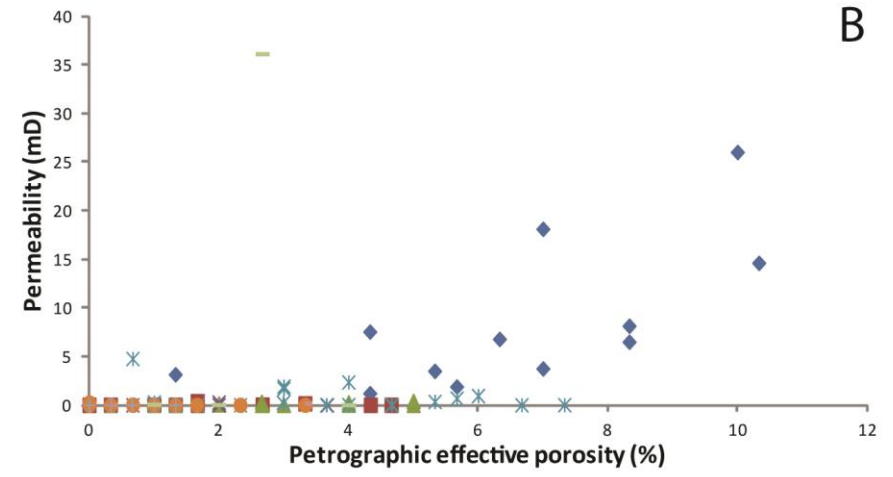
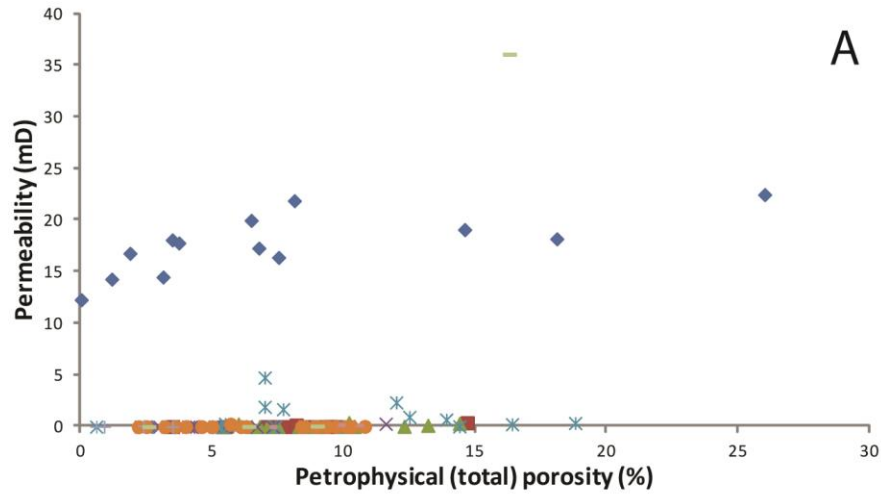


Figure 11. Graphs demonstrating the relations between porosity and permeability related to the quality of reservoir petrofacies from Quissamã Formation. A) Petrophysical (total) porosity plotted against permeability. B) Petrographic effective porosity against permeability. C) Total petrographic porosity *versus* permeability. D) Petrographic non-effective porosity plotted against permeability.

7.3 Description of the well

The distribution of the defined petrofacies associations and porosity was set in to the context of the depositional facies of the Quissamã Formation. Seven depositional facies, described in Table 7, were defined in the studied core of 3-OGX-54-RJS well between 3342.40 and 3375.84 meters of depth (Fig. 12).

Table 7. Description of the depositional facies defined in 3-OGX-54-RJS core.

Facies	Description	Paleoenvironmental Interpretation
pP	Packstone dominantly composed of peloids (very fine- to medium-grained sand). Minor proportion of bioclasts (fine to medium-grained sand) and ooids (fine-grained sand). Moderately-sorted. Bioturbated.	Low energy setting. Inter-bars.
ocpP	Packstone dominantly composed of peloids (very fine- to medium-grained sand) and oncoids (coarse grained sand to granule). Minor proportion of bioclasts (fine- to coarse-grained sand), intraclasts (coarse grained sand to granule), aggregate grains (coarse grained sand to granule), and ooids (fine- to medium-grained sand). Very poorly-sorted. Bioturbated.	Low energy setting. Inter-bars or flank of oolitic bars.
ocP/G	Packstone dominantly composed of oncoids (coarse-grained sand to pebble). Minor proportion of peloids (very fine- to medium-grained sand), bioclasts (fine-grained sand to granule), intraclasts (coarse grained sand to granule), aggregate grains (coarse grained sand to granule) and ooids (fine- to medium-grained sand). Very poorly-sorted. Bioturbated.	Moderate energy setting. Flank of oolitic bars.

bocG/P	Grainstone/packstone dominantly composed of oncoids (coarse-grained sand to pebble) and bioclasts (medium-grained sand to pebble). Minor proportion of peloids (fine- to medium-grained sand), intraclasts (coarse-grained sand to granule), aggregate grains (coarse-grained sand to granule) and ooids (fine- to medium-grained sand). Bioturbated. Locally cross-stratified.	Moderate energy setting. Bioclastic bars.
bG/P	Grainstone/packstone dominantly composed of bioclasts of bivalves (medium-grained sand to pebble). Minor proportions of peloids (very fine- to medium-grained sand), oncoids (coarse-grained sand to pebble), intraclasts (coarse-grained sand to pebble), aggregate grains (coarse-grained sand to pebble) and ooids (fine- to medium grained sand). Poorly-sorted. Bioturbated. Locally cross-stratified.	High to moderate energy setting. Bioclastic bars.
bR	Rudstone dominantly composed of bioclasts of bivalves (medium-grained sand to pebble), intraclasts (coarse-grained sand to granule), aggregate grains (coarse grained sand to granule), peloids and ooids (fine- to medium-grained sand). Poorly-sorted. Bioturbated. Locally cross-stratified.	High to moderate energy setting. Bioclastic bars.
ocoG	Grainstone dominantly composed of ooids (fine- to coarse-grained sand) and oncoids (coarse-grained sand to pebble). Minor proportion of peloids (fine- to medium-grained sand), intraclasts (coarse-grained sand to granule), aggregate grains (coarse-grained sand to granule) and bioclasts (fine-grained sand to pebble). Poorly-sorted, coarse-grained sand. Bioturbated. Locally cross-stratified.	High to moderate energy setting. Flank of oolitic bars.

The seven facies recognized are represented by packstones, grainstones and rudstones composed of ooids, oncoids, peloids, intraclasts, aggregate grains and bioclasts. The bioclasts are of bivalves, ostracods, gastropods, crustaceans, annelids, echinoids, green algae, brachiopods, benthic and

planktonic foraminifers. Bioturbated packstones and grainstones composed predominantly of peloids and oncoids (pP, ocpP, ocP/G) are interpreted as deposited in moderate to low energy settings, in stabilized bottoms of the inter-bars or flanks of bars, with only intermittent influence of high-energy conditions. Cross-stratified, bioturbated grainstones composed predominantly of ooids and oncoids (ocoG) are interpreted as deposited in high to moderate energy settings, in flanks of bars, where constant high energy conditions precluded lime mud deposition. Large proportion of ooids indicates proximity to crests of bars, areas of stronger wave and current activity. Cross-stratified, bioturbated grainstones, packstones and rudstones composed predominantly of fragmented bivalve shells and oncoids with nuclei of bivalves (bocG/P, bG/P, bR) were deposited in high to moderate energy settings. Abundance of bivalve shells implies in a different source of the sediments, and could be related to tidal bars oriented perpendicular to the oolitic shoal.

In the Great Bahama Bank, similar facies association are found in a carbonate tidal shoal system. Dominant grain types and texture vary according to waves and tidal currents dynamics. Ooids are the most abundant grain type in tidal delta shoal crests, and their abundance decreases drastically off the crests. Peloids and aggregate grains constitute the majority of grains in seagrass stabilized bottoms, and skeletal grains are dominant along channels of the inlets (Purdy, 1963; Reeder and Rankey, 2009).

Metric-scale shallowing-upward cycles are represented at the base by microfacies deposited in low to moderate energy settings, evolving to microfacies deposited under moderate to high energy conditions (Fig. 9).

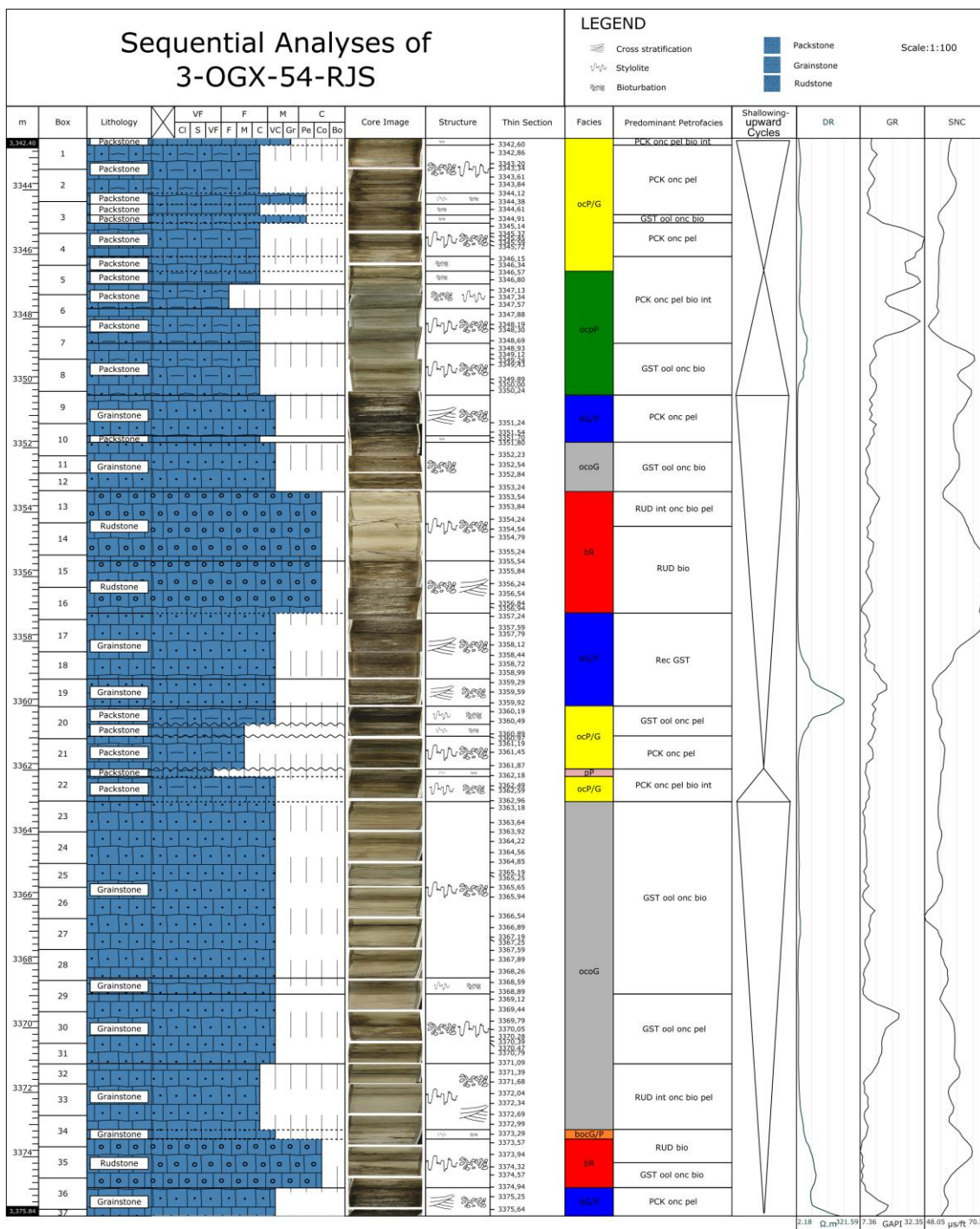


Figure 12. Lithological log for the described drill core interval of 3-OGX-54-RJS well, integrating core images, structures, samples locations, schematic representation of the distribution of facies and predominant petrofacies, and geophysical resistivity (DR), gamma ray (GR) and sonic (SNC) logs.

Table 8 shows the maximum and minimum values of resistivity (DR), gamma ray (GR) and sonic (SNC) logs of 3-OGX-54-RJS well for each petrofacies.

Resistivity (DR) is the ability of a rock or other material to prevent the passage of electric current. This parameter conventionally decreases with increasing porosity (Pickett, 1973), but is strongly influenced by the amount and distribution of microporosity in microcrystalline phases, which large specific surface holds extensive conductive films of ionic-rich conductive water.

Gamma ray (GR) measures the total natural radioactivity emitted from the geological formations under analysis, due to the presence of unstable isotopes in some minerals and fluids (mainly rocks such as shales, rich in clay minerals). It is commonly used in the identification of lithologies, distinguishing especially clayey from non-clayey materials. Thus, it is possible to observe that gamma ray values increase in the peloidal to oncolitic-peloidal packstones (PCK onc pel) and peloidal to oncolitic peloidal/intraclastic/bioclastic packstones (PCK onc pel bio int) petrofacies (Fig. 9, Table 8) probably due to the presence of minor clay contents in the peloidal matrix.

The sonic log (SNC) measures the difference in the transit times of a mechanical wave through the rocks. The generated sonic log is a record of the depth versus time required for a sound wave to go through the formation. It is commonly used for porosity estimation. Therefore, it is possible to observe that sonic log increase in the bioclastic rudstones (RUD bio) petrofacies, confirming that it is the most porous petrofacies defined in the analyzed samples from the Quissamã Formation.

Table 8. Maximum and minimum values of geophysical resistivity (DR), gamma ray (GR) and sonic (SNC) logs of 3-OGX-54-RJS well for each petrofacies.

Petrofacies	DR ($\Omega.m$)		GR (GAPI)		SNC ($\mu s/ft$)	
	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum
PCK onc pel bio int	50.27	5.88	30.81	9.32	57.64	49.35
PCK onc pel	195.68	5.88	32.35	9.36	64.29	52.92
GST ool onc bio	49.25	2.18	15.23	8.3	65.5	48.05
RUD int onc bio pel	94.44	4.17	14.91	7.79	69.74	54.39
RUD bio	82.8	3.13	12.18	7.36	70.53	57.45
Rec GST	232.85	3.41	17.63	8.51	68.44	50.86
GST ool onc pel	203.9	5.62	22.48	8.65	59.19	52.3

7.4 Geometry and description of porosity

Anselmetti et al. (1998) proposed a digital image analysis method for quantifying pore parameters over more than three orders of magnitude, from a submicron to a millimeter scale. Such porosity characterization does not require knowledge of lithology, age, burial depth, or diagenesis of the sample. The method is based on digital analyses of images from thin sections at variable magnifications taken through optical microscopy (OM) and scanning electron microscopy (SEM). The SEM images have sufficient density contrast to apply a simple gray-level threshold to separate between dark microporosity and light solid phase. The OM images provide macroporosity information, whereas the SEM images yield information on microporosity. The OM images allow to characterize the macropore space, and are not binarized into pore and a solid phases, as the allochems contain optically undetectable microporosity. The SEM images display the micropores within the framework.

Wardlaw (1976) defined the geometry of pores in limestones from SEM images of resin pore casts, which typically have a spongy appearance and concave surfaces, as the confining grains have rounded rather than planar surfaces. These pores were described as polyconcave micropores, following the terminology of Choquette and Pray (1972). Where porosity has been reduced by further crystal growth, polyhedral pores (P) are transformed to tetrahedral pores (T) and finally to interboundary-sheet pores (S). In this process of porosity reduction, pore structure becomes geometrically simpler and more regular and pore-to-throat size ratios increase.

In the present study, optical microscope images (OM), scanning electron microscopy images (SEM) and X-ray microtomography (μ -CT) at different scales were integrated to characterize the geometry, connectivity and distribution of pores and pore systems (Fig. 13 and 14).

Bioclastic rudstones corresponds to a medium reservoir quality petrofacies (average effective porosity of 6.7% and average interparticle porosity of 5.9%; Table 6). The main pore types in *RUD bio* are primary interparticle pores of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy; intraparticle pores of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular porosity of Lucia (1983, 1995) and moldic porosity of Lønøy

(2006); and moldic pores of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006)). Figure 13 shows 3D and 2D visualization of the pore structure of *RUD bio* petrofacies. In Figures 13A, 13B and 13C (pixel size scales of 40 μ m), it is possible to observe the geometry of the larger pores. Figure 13D (pixel size scales of 12 μ m) shows the smaller pores and throats. These pores have an approximately globular shape (Fig. 13E and 13F), arranged in a network of pores moderately connected and distributed homogeneously in the fabric. The irregular shapes of the pores, typical of dissolution, as verified also in the microscopic analysis (Fig. 13G, 13H, 13I and 13J). The pore system is formed by a network of moldic, intraparticle, and smaller interparticle pores (Fig. 13A and 13D). The observed polyconcave pores *P* and concave-tetrahedral pores *T* are connected by interboundary sheet pores *S* (Fig. 13H). As previously mentioned, in this petrofacies the interparticle pores are commonly distributed heterogeneously in the fabric, partially reduced by mechanical compaction and limited cementation, and connected by relatively large pore throats. In some cases, however, cementation has narrowed the pore throats, decreasing permeability. Pervasive replacement of fibrous aragonite rims by calcite (neomorphism) (Fig. 4E and 13G) and stabilization of the fabric by early neomorphism of aragonitic bivalves to low-Mg calcite may have helped to preserve partially the interparticle porosity. Intraparticle and moldic pores formed by dissolution of bioclasts (mainly bivalve bioclasts) are poorly-connected (Fig. 13I), and therefore have little effect on permeability. Microporosity in this petrofacies (average 2.34%; Table 6; Fig. 13J) is mainly intraparticle, formed by dissolution of bioclasts, and contributes to porosity, however with little effect on permeability as well.

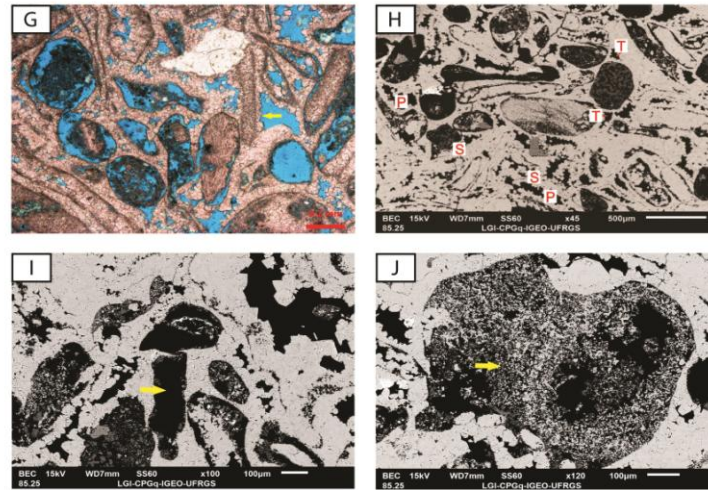
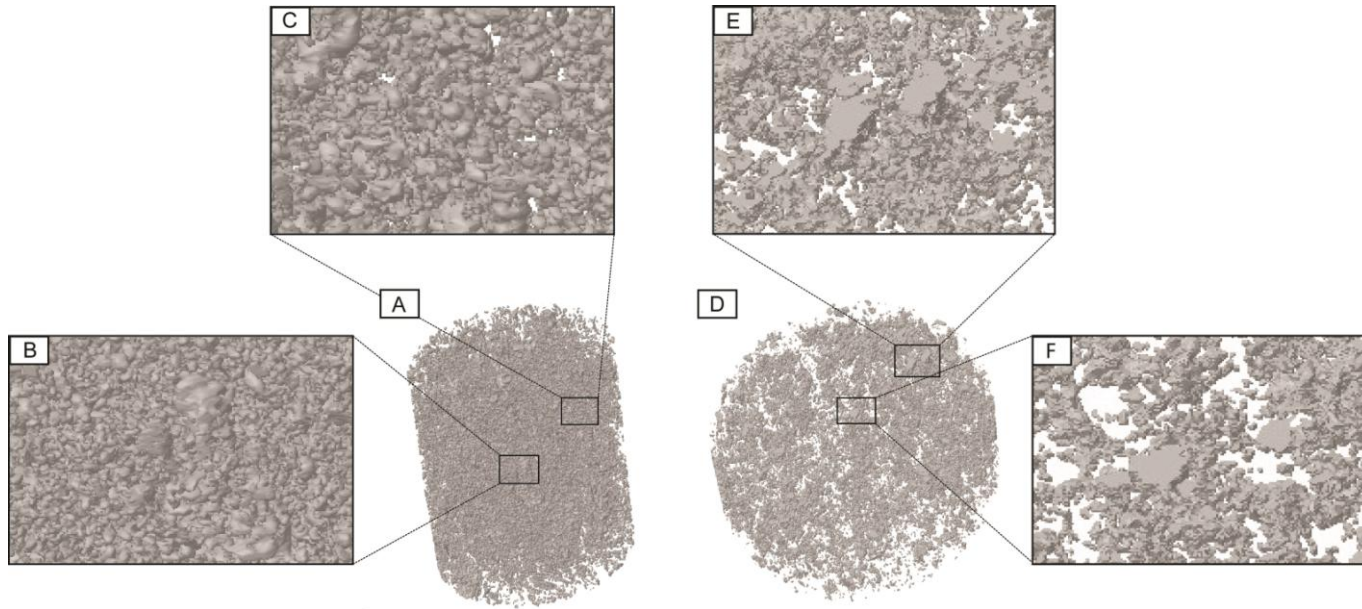


Figure 13. Optical microscopy (OM), backscattered electrons (BSE) microscopy and X-ray microtomography (μ -CT) images at different scales, integrated to characterize pore geometry and connectivity of *RUD bio* petrofacies (sample 3356.24). A) 3D image with porosity in gray and resolution of 40 μ m/voxel. B) Zoom showing pores with an approximately globular shape (resolution of 40 μ m/voxel). C) Zoom showing pores with an approximately globular shape (resolution of 40 μ m/voxel). D) 3D image with porosity in gray and resolution of 12 μ m/voxel. E) Zoom showing pores with an approximately globular shape, arranged in a network of pores moderately connected and distributed homogeneously in the fabric (resolution of 12 μ m/voxel). F) Zoom showing pores with an approximately globular shape, arranged in a network of pores moderately connected and distributed homogeneously in the fabric (resolution of 12 μ m/voxel). G) Intraparticle and moldic porosity originated by dissolution of oncoliths and bioclasts mostly as unconnected moldic pores, isolated by the reduction of interparticle porosity by calcite cementation. Uncrossed polarizers. (//P). H) Intraparticle and moldic porosity originated by dissolution of oncoliths and bioclasts mostly as unconnected moldic pores, and interparticle porosity reduced by calcite cementation. Polyconcave pores *P* and concave-tetrahedral pores *T* are connected by inter-boundary sheet pores *S*. Backscattered electrons (BSE). I) Poorly-connected intraparticle and moldic (yellow arrow) porosity formed by dissolution of bioclasts (mainly bivalves). (BSE). J) Intraparticle microporosity formed by dissolution of bioclasts (yellow arrow). (BSE).

Peloidal to oncolitic-peloidal packstones corresponds to a poor reservoir quality petrofacies (average effective porosity of 2.5% and average interparticle porosity of 2.2%; Table 6). The main pore types in *PCK onc pel* are intraparticle pores of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular porosity of Lucia (1983, 1995) and moldic porosity of Lønøy (2006), and moldic pores of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006). As previously mentioned, the presence of fractures and interparticle porosity remnants contributes to some permeability. However, these pores are commonly distributed heterogeneously in the fabric, controlled by depositional texture (mostly due to the presence of peloidal matrix), and extensively reduced by calcite cementation. This petrofacies presents average microporosity of 2.11% (Table 6), mainly within particles, formed by dissolution of oncoliths and peloids.

Oolitic/oncolitic/bioclastic to oncolitic bioclastic grainstones corresponds to a poor reservoir quality petrofacies (average effective porosity of 3.4% and

average interparticle porosity of 3.0%; Table 6). The main pore types in *GST ool onc bio* are primary interparticle pores of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy; intraparticle pores of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular porosity of Lucia (1983, 1995) and moldic porosity of Lønøy (2006); and moldic pores of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006). Figure 14 shows 3D and 2D visualization of the pore structure of *GST ool onc bio* petrofacies. In figures 14A, 14B and 14C (pixel size scales of 40 μ m), it is possible to observe the geometry of the larger pores. Figure 14D (pixel size scales of 10.5 μ m) shows the smaller pores and throats. These pores have approximately tubular irregular shapes, are very poorly connected and distributed heterogeneously in the fabric. The pore system is a network of intraparticle and smaller interparticle pores (Fig. 14A and 14D). Some these interparticle pores are connected to vugular pores (Fig. 14E, 14F, 14I and 14J). The observed polyconcave pores *P* and concave-tetrahedral pores *T* are connected by interboundary sheet pores *S* (Fig. 14H and 14J). As previously mentioned, in this petrofacies, primary porosity was strongly reduced by calcite cementation, but local, heterogeneous preservation of interparticle porosity (Fig. 14G, 14H and 14I), may have been caused by pervasive replacement of aragonite rims by calcite (neomorphism) (Fig. 14G), and stabilization of the fabric by the early neomorphism of aragonitic bivalves to low-Mg calcite. This petrofacies presents average microporosity of 3.28% (Table 6; Fig. 14H), mainly within particles, formed by dissolution of ooliths and oncoliths, which contributes significantly to porosity, however little to permeability.

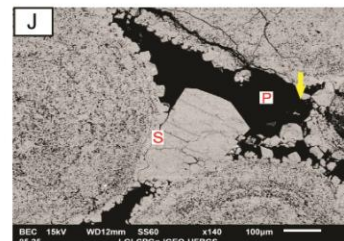
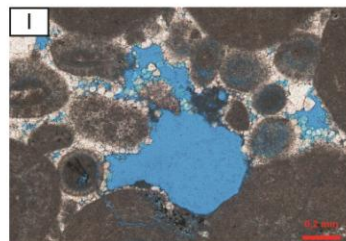
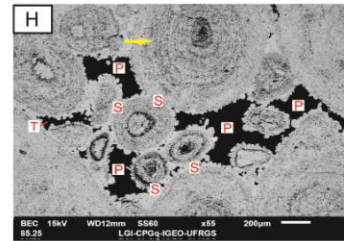
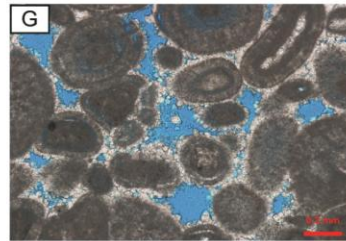
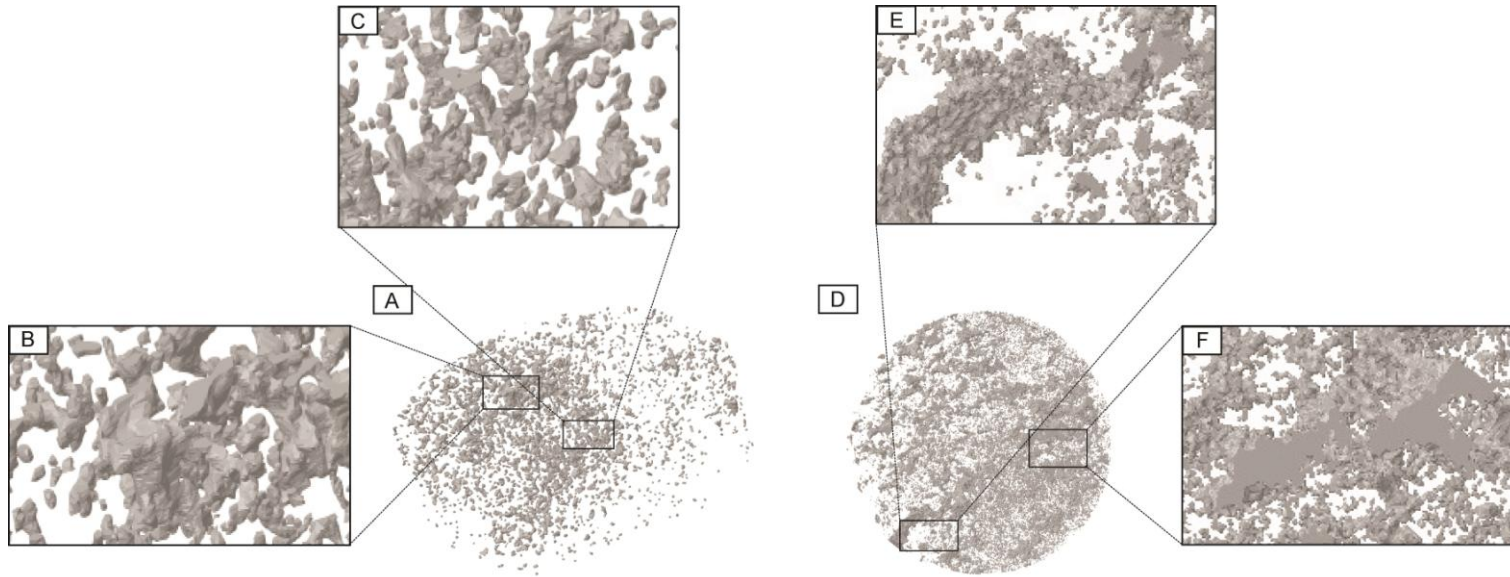


Figure 14. Optical microscopy (OM), backscattered electrons (BSE) microscopy and X-ray microtomography (μ -CT) images at different scales, integrated to characterize pore geometry and connectivity of *GST ool onc bio* petrofacies (sample 3352.54). A) 3D image with a resolution of 40 μ m/voxel. B) Zoom image showing pores with approximately tubular irregular shapes (resolution of 40 μ m/voxel). C) Zoom image showing pores with approximately tubular irregular shapes (resolution of 40 μ m/voxel). D) 3D image with a resolution of 10.5 μ m/voxel. E) Zoom image showing some interparticle pores connected to vugular pores (resolution of 10.5 μ m/voxel). F) Zoom image showing some interparticle pores connected to vugular pores (resolution of 10.5 μ m/voxel). G) Interparticle porosity reduced by calcite cementation. Uncrossed polarizers. (//P). H) Intraparticle microporosity formed by dissolution of ooliths (yellow arrow), and interparticle porosity reduced by calcite cementation. Polyconcave pores *P* and concave-tetrahedral pores *T* are connected by interboundary sheet pores *S*. Backscattered electrons (BSE). I) Vugular porosity formed by dissolution of allochems, together with adjacent interparticle porosity. (//P). J) Vugular porosity formed by dissolution of allochems (yellow arrow), and polyconcave pores *P* connected by interboundary sheet pores *S*. (BSE).

Hybrid arenites corresponds to a poor reservoir quality petrofacies (average effective porosity of 3.4%; Table 6). The main pore types in *HYB ART* are intercrystalline pores of Choquette and Pray (1970) and Lønøy (2006), equivalent to interparticle porosity of Lucia (1983, 1995), intragranular pores of Choquette and Pray (1970) and Lucia (1983, 1995), equivalent to moldic porosity of Lønøy (2006), and moldic pores of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006). As previously mentioned, intercrystalline pores are commonly distributed heterogeneously in the fabric. This petrofacies presents average microporosity of 4.08% (Table 6), mainly in intracrystalline location, formed by dissolution of calcite and dolomite crystals.

Peloidal to oncolitic peloidal/intraclastic/bioclastic packstones corresponds to a non-reservoir petrofacies (average effective porosity and average interparticle porosity <1%; Table 6). The main pore types in *PCK onc pel bio int* are intraparticle pores of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular porosity of Lucia (1983, 1995) and moldic porosity of Lønøy (2006). Moldic porosity of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006) is insignificant. As previously mentioned, primary porosity was

intensely reduced by calcite cementation and mechanical compaction. Nevertheless, the presence of peloidal matrix had already significantly limited the primary porosity of these deposits, and therefore depositional texture exerted a major control on the limited primary porosity in this petrofacies. This petrofacies presents average microporosity of 3.1% (Table 6) mainly within particles, formed by dissolution of oncoliths and peloids.

Oolitic/oncolitic/peloidal grainstones corresponds to a non-reservoir petrofacies (average effective porosity and average interparticle porosity <1%; Table 6). The main pore types in *GST ool onc pel* are intraparticle pores of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular porosity of Lucia (1983, 1995) and moldic porosity of Lønøy (2006), and moldic porosity of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006). As previously mentioned, primary porosity was extensively reduced by calcite cementation, and mechanical compaction, and intraparticle and moldic pores are poorly-connected. This petrofacies presents average microporosity of 3.35% (Table 6), located mainly within particles, formed by dissolution of oncoliths and oololiths.

Partially recrystallized grainstones corresponds to a non-reservoir petrofacies (average effective porosity and average interparticle porosity <1%; Table 6). The main pore types in *RecGST* are intraparticle pores of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular porosity of Lucia (1983, 1995) and moldic porosity of Lønøy (2006), and moldic porosity of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006). However, these are poorly-connected, without contribution to permeability. As previously mentioned, primary porosity was totally occluded by recrystallization. This petrofacies presents average microporosity of 0.7% (Table 6), mainly within particles, formed by dissolution of intraclasts and oncoliths.

Intraclastic/oncolitic to oncolitic intraclastic/bioclastic/peloidal rudstones corresponds to a non-reservoir petrofacies (average effective porosity of 1.4% and average interparticle porosity <1%; Table 6). The main pore types in *RUD int onc bio pel* are intraparticle pores of Choquette and Pray (1970), equivalent to intragranular porosity of Lucia (1983, 1995) and moldic porosity of Lønøy (2006), and moldic porosity of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006). As previously mentioned, the few intraparticle and moldic pores are very poorly-connected, with very small contribution to permeability.

This petrofacies presents average microporosity of 2.57% (Table 6), located mainly intraparticle, formed by dissolution of the intraclasts.

Dolostones corresponds to a non-reservoir petrofacies (average effective porosity of 1.5%; Table 6). The main pore types in *DOL* are vugular porosity of Choquette and Pray (1970) and Lønøy (2006), equivalent to solution-enlarged fractures of Lucia (1983, 1995), and moldic porosity of Choquette and Pray (1970), Lucia (1983, 1995) and Lønøy (2006). As previously mentioned, the vugular pores, commonly distributed heterogeneously in the fabric, and the moldic pores, formed by dissolution of allochems, are poorly-connected, thus little contributing to permeability. This petrofacies presents average microporosity of 1.33% (Table 6), located mainly intracrystalline, formed by dissolution of dolomite.

Microporosity, as well as intraparticle and moldic porosity, are important in the studied samples, generating a significant increase in porosity, however with little effect on permeability owing to their poor-connection,. Therefore, permeability is mainly controlled by the shape, connectivity and distribution of macropores, mainly the interparticle pores. The pore systems present predominantly low connectivity, due to the combined effects of depositional texture (mainly the presence of peloidal matrix) and diagenetic processes (mainly calcite cementation) exerted a major control on the reduction of primary porosity, and consequently on the limited quality of the reservoirs (Fig. 15).

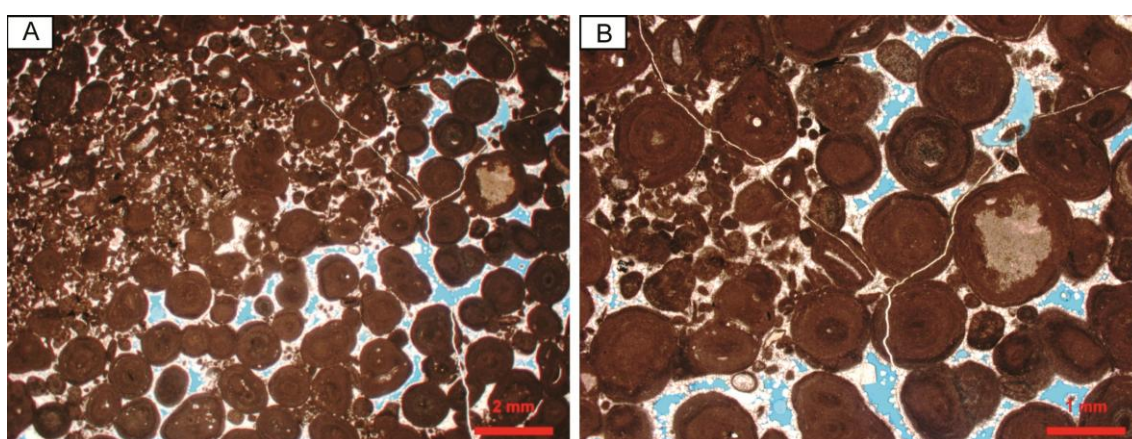


Figure 15. Photomicrographs showing the control of the depositional texture and diagenetic processes on the limited primary porosity. A) Oolitic-oncolitic, poorly sorted grainstone with peloids. 3367.41. Uncrossed polarizers (//P). B) Detail showing micritized ooliths and oncoliths, blocky calcite cement as rims covering the allochems

and filling interparticle porosity (mainly among the peloids), and interparticle porosity reduced mostly by cementation. 3367.41. (//P).

X-ray μ -CT analysis, systematic petrography, and petrophysical porosity and permeability, confirmed that *rudstone bioclastic* petrofacies (*RUD bio*) is the best reservoir petrofacies. The combined effects of depositional and diagenetic processes contributed to the overall poor quality of the Albian carbonates in the studied well.

8. CONCLUSIONS

A study integrating quantitative petrographic characterization, detailed sedimentologic core description, digital optical photomicrographs, scanning electron microscopy images and X-ray microtomography images of carbonates of the Quissamã Formation (Aptian), Macaé Group, from one well in southern Campos Basin, offshore eastern Brazil, allowed the identification of the main factors controlling the distribution and geometry of the porosity in these rocks:

- The analyzed samples were classified as siliciclastic, hybrid and predominantly carbonate rocks. The carbonate rocks from Quissamã Formation include packstones, grainstones, rudstones and dolostones. Packstones are dominantly oncolithic-peloidal, massive, very poorly- to poorly-sorted, locally with stylolites. Grainstones are predominantly oolitic to oncolithic, massive, very poorly- to moderately-sorted, locally fractured or with stylolites. Rudstones are commonly bioclastic and massive. The primary constituents of carbonate rocks include oncoliths, ooids (ooliths), intraclasts, bioclasts, peloids, and peloidal carbonate matrix.
- Seven depositional facies were recognized in the analyzed well, comprising: peloidal packstones (pP), moderately sorted and bioturbated, representing inter-bars, deposited under low energy; oncolithic-peloidal packstones (ocpP), very poorly-sorted and bioturbated, representing inter-bars or flanks of bars, deposited under low energy; oncolithic packstones (ocP/G), very poorly-sorted and bioturbated, representing flanks of bars deposited under moderate energy; oncolithic-bioclastic grainstones/packstones (bocG/P), bioturbated and locally cross-stratified,

representing bioclastic bars deposited under moderate energy; bioclastic grainstones/packstones (bG/P), poorly sorted, bioturbated and locally cross-stratified, representing bioclastic bars deposited under high to moderate energy; bioclastic rudstones (bR), poorly sorted, bioturbated and locally cross-stratified, representing bioclastic bars deposited under high to moderate energy; and oolitic grainstones (ocoG), poorly sorted, bioturbated and locally cross-stratified, representing flanks of bars deposited under high to moderate energy.

- Calcite is the most abundant diagenetic constituent, being calcite cementation the main process of primary porosity reduction in the analyzed samples. However, the presence of peloidal matrix already significantly limited the primary porosity of part of these deposits. Therefore, depositional texture exerted a great control over the primary porosity of these rocks. Mechanical compaction, observed mostly by fracturing of the bioclasts and by the plastic deformation of peloids and micritized ooliths and oncoliths, and chemical compaction, visible in concave-convex and sutured interparticle contacts and along stylolites, also contributed to primary porosity reduction.
- Dissolution of allochems was the main process of secondary porosity generation, with formation of intraparticle, moldic and vugular pores. The dissolution of allochems (mainly of bioclasts, ooliths and oncoliths) was intense, promoting the formation of moldic and intraparticle macro- and microporosity. However, these pores are poorly connected, contributing to total porosity, but with very little to permeability. The dissolution of allochems locally promoted the formation of vugular pores, through enlargement of the interparticle porosity.
- The main diagenetic processes that conditioned the evolution of the Quissamã Formation were: micritization, cementation mainly by calcite, replacement mainly of allochems by calcite, dissolution of allochems, mechanical and chemical compaction, recrystallization and dolomitization. These diagenetic processes were developed in at least four different diagenetic environments, comprising: eodiagenetic marine phreatic, mixing zone and meteoric phreatic, and mesodiagenetic.

- Nine reservoir petrofacies were defined by the recognition of the attributes with larger impact on porosity and permeability, including: primary composition, structure and texture, and main diagenetic processes. Intergranular porosity was considered the main parameter defining the petrofacies, being calcite cementation the main diagenetic process of porosity reduction. The reservoir petrofacies were grouped into three petrofacies associations, identified as medium quality, low quality, and non-reservoir.
- Microporosity, as well as intraparticle and moldic porosity, are important in the studied samples, enhancing significantly total porosity, however with little effect on permeability, owing to their poor-connection. Therefore, permeability is mainly controlled by the shape, connectivity and distribution of macropores, mainly of the interparticle pores. The analyzed pore systems present predominantly low connectivity, due to the combined effects of depositional texture (mainly the presence of peloidal matrix) and diagenetic processes (mainly calcite cementation), which exerted a major control on the reduction of primary porosity, and consequently on the limited quality of the reservoirs.
- X-ray microtomography (μ -CT), systematic petrography, and petrophysical porosity and permeability analyses, confirmed that the *bioclastic rudstone* petrofacies (*RUD bio*) corresponds to the best reservoir petrofacies in the studied range, being the only petrofacies considered of medium reservoir quality (average effective porosity >6.5% and average interparticle porosity >5.5%). The pervasive replacement of fibrous aragonite rims by calcite (neomorphism) and the stabilization of the fabric by early neomorphism of aragonitic bivalves to low-Mg calcite may have helped to preserve the interparticle porosity of this petrofacies. The combined effects of depositional and diagenetic processes contributed to the overall poor quality of the Albian carbonates in the studied well.
- The integrated analysis performed in this study has shown that the limestones of the Quissamã Formation (Aptian), Macaé Group of southern Campos Basin, have complex pore systems, with heterogeneous porosity and permeability patterns. Primary texture and

composition, as well as the diagenetic processes, had a great influence on reservoir quality evolution.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank Solintec - Serviços de Geologia Integrados, for access to data and samples, as well as for the license to publish this article, and the National Research Council of Brazil - CNPq, for a research grant to KCS. We also thank the analytical and infrastructural support of Rio Grande do Sul Federal University – UFRGS Geosciences Institute and Graduate Program in Geosciences, as well as the Institute of Petroleum and Natural Resources of Rio Grande do Sul Pontifical Catholic University – IPR-PUCRS, and Ingrain Brazil, for X-ray microtomography analysis.

REFERENCES

- Anselmetti, F. S., S. Luthi, and G. P. Eberli, 1998, Quantitative characterization of carbonate pore systems by digital image analysis: AAPG Bulletin, v. 82, p. 1815–1836.
- Berner, R. A., 1984, Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 605-615.
- Burne, L. V., and L. S. Moore, 1987, Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities: *Palaios*, v. 2, p. 241-254.
- Carvalho, M. D., U. M. Praça, J. J. Moraes Júnior, and A. R. Spadini, 1990, Reservatórios Carbonáticos Profundos do Eo-Mesoalbio da Bacia de Santos: *Boletim de Geociências de Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 4, p. 429-450.
- Chang H. K., R. O. Kowsmanm, and A. M. F. Figueiredo, 1990, Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste

- brasileiro, in G. P. Raja Gabaglia, and E. J. Milani, *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares: Rio de Janeiro*, Petrobras, p. 269-289.
- Choquette, P. W., and L. C. Pray, 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *AAPG Bulletin*, v. 54, p. 207– 250.
- De Ros, L. F., K. Goldberg, M. Abel, F. Victorinetti, L. Mastella, and E. Casto, 2007, Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System, in *AAPG Annual Conference and Exhibition: Long Beach, CA, AAPG Annual Conference and Exhibition Abstracts*, v. 6.
- Dias, J. L., J. C. Scarton, F. R. Esteves, M. Carminatti, and L. R. Guardado, 1990, Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campo, in G. P. Raja Gabaglia, and E. J. Milani, *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares: Rio de Janeiro*, Petrobras, p. 333-360.
- Duham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W. E. Ham, *Classification of carbonate rocks: Tulsa*, AAPG Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Embry, A. F., and J. E. Klovan, 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.
- Esteves, F. R., A. R. Spadini, and M. Saito, 1987, A sedimentação albertoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos: Rio de Janeiro, *Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES*, v.1, p. 27-42.

- Falkenhein, F. U. H., M. R. Franke, and A. V. Carozzi, 1981, Petroleum Geology of the Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin, Brazil (carbonate Microfacies depositional and Diagenetic Models-natural and Experimental Porosity): Rio de Janeiro, Petrobras (CENPES), v.11, 140p.
- Feldkamp, L. A., L. C. Davis, and J. W., Kress, 1984, Practical cone-beam algorithm: Journal of the Optical Society of America, v. 1, p. 612–619.
- Folk, R. L, 1959, Practical petrographic classification of limestones: Austin, AAPG Bulletin, v. 43, p. 1-38.
- Grabau, A. W., 1904, On the classification of sedimentary rocks: American Geologist, v. 33, p. 228-247.
- Guardado, L. R., L. A. P. Gamboa, and, C. F. Lucchesi, 1989, Petroleum Geology of the Campos Basin, a Model for a Producing Atlantic-Type Basin: AAPG Memoir, v. 48, p. 3-79.
- Koutsoukos, E. A. M., and D. D. Brito, 1987, Paleobatimetria da margem continental do Brasil durante o Albiano: Revista Brasileira de Geociências, v. 17, p. 86-91.
- Longman, M. W., 1980, Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments: AAPG Bulletin, v. 64, p. 461-487.
- Lønøy, A., 2006, Making sense of carbonate pore systems: AAPG Bulletin, v. 90, p. 1381-1405.
- Lucia, F. J., 1983. Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space: Journal of Petroleum Technology, v. 35, p. 626-637.

- Lucia, F. J., 1995, Rock/fabric petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization: AAPG Bulletin, v. 79, p. 270-300.
- Machel, H. G., 2001, Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings - old and new insights: Sedimentary Geology, v. 140, p. 143-175.
- Milani, E. J., and A. Thomaz Filho, 2000, Sedimentary basins of South America, in U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, and D. A. Campos, Tectonic evolution of South America: Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 389-452.
- Moore, C. H., 2001, Carbonate reservoirs: Porosity evolution and diagenesis in a sequence-stratigraphic framework: Developments in Sedimentology, v. 55, 444p.
- Nader, F. H., E. Boever, M. Gasparini, M. Liberati, C. Dumont, A. Ceriani, S. Morad, O. Lerat, and B. Doligez, 2013, Quantification of diagenesis impact on the reservoir properties of the Jurassic Arab D and C members (Offshore, U.A.E.): Geofluids, v. 13, p. 204-220.
- Pickett, G. R., 1973, Pattern recognition as a means of formation evaluation: The Log Analyst, v. 14, p. 3-11.
- Purdy, E. G., 1963, Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank: 2 Sedimentary facies: Journal of Geology, v. 71, p. 472-497.
- Reeder, S. L., and E. C. Rankey, 2009, Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas: Marine Geology v. 267, p. 141-155.
- Reis Neto, J. M., A. P. Fiori, A. P. Lopes, C. Marchese, C. V. Pinto-Coelho, E. M. G. Vasconcellos, G. F. Silva, and R. Secchi, 2011, A microtomografia

- computadorizada de raios x integrada à petrografia no estudo tridimensional de porosidade em rochas: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, p. 498-508.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms: *Sedimentology*, v. 47, p. 179-214.
- Robaina, L. E. S., M. L. L. Formoso, and A.R. Spadini, 1991, Carbonatos Reservatório da Formação Macaé, Bacia de Campos, RJ, Brasil. Parte I – Contribuição à Geoquímica dos Carbonatos: *Geochimica Brasiliensis*, v. 5, p. 53-67.
- Spadini, A. R., F. R. Esteves, D. Dias-Brito, R. L. M. Azevedo, and R. Rodrigues, 1988, The Macaé Formation, Campos basin, Brazil: Its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, p. 261-272.
- Spadini, A. R., and R. A. Marçal, 2005, Porosidade em Reservatórios Carbonáticos: Algumas Considerações: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 13, p.129-138.
- Tucker, M. E., 1988, *Techniques in Sedimentology*: Oxford, Blackwell Scientific Publication, 391p.
- Tucker, M. E., and V. P. Wright, 1990, *Carbonate sedimentology*: Oxford, Blackwell Scientific Publication, 492p.
- Warden, R. H., and S. Morad, 2003, Clay minerals in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution, in R. H. Warden, and S. Morad, *Clay Mineral Cements in Sandstones*: Oxford, International Association of Sedimentologists, v. 34, p. 3-41.

- Wardlaw, N. C., and R. P. Taylor, 1976, Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behaviour in reservoir rocks: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 24, p. 225-262.
- Winter, W. R., R. J. Jahnert, and A. B. França, 2007, Bacia de Campos: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, p. 511–529.
- Zuffa, G. G., 1980, Hybrid arenites: their composition and classification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 21-29.
- Zuffa, G. G., 1985, Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results, in G. G. Zuffa, *Provenance of Arenites*: Dordrecht, NATO-ASI Series, v. 148 p. 165-189.

8. ANEXOS (CD-ROM)

Anexo I. Tabela de resultados de petrografia quantitativa

Anexo II. Descrições petrográficas individuais

Anexo III. Documentação fotomicrográfica

Anexo IV. Resultados das análises de microscopia eletrônica de varredura-MEV

Anexo V. Perfil estratigráfico de testemunho

Anexo VI. Tabela de dados petrofísicos

Anexo VII. Dados de microtomografia de raios-X (μ -CT).

ATA Nº 858

A comissão abaixo assinada tendo examinado a Dissertação de Mestrado da aluna **Kamila Cardias Rodrigues**, intitulada “**ORIGEM, EVOLUÇÃO E GEOMETRIA DA POROSIDADE DAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ, GRUPO MACAÉ, ALBIANO, BACIA DE CAMPOS, BRASIL.**”, atribuem os seguintes conceitos:

Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba (UFRN)
CONCEITO: "A" (EXCELENTE)

Prof. Dr. Francisco Eduardo Gomes da Cruz (Petrobras)
CONCEITO: "A" (EXCELENTE)

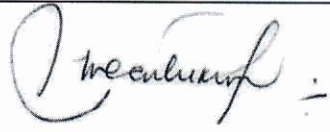
Profa. Dra. Valesca Brasil Lemos (PPGGEO/IGEO)
CONCEITO: "A" (EXCELENTE)

10 de abril de 2019.

Homologação pela Comissão de Pós-Graduação,	
Ata nº 858	Data: 10/04/2019
Conceito Final: "A" (EXCELENTE)	
Rubrica:	

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“ORIGEM, EVOLUÇÃO E GEOMETRIA DA POROSIDADE DAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ, GRUPO MACAÉ, ALBIANO, BACIA DE CAMPOS, BRASIL”
Área de Concentração: Estratigrafia
Autora: Kamila Cardias Rodrigues Ferreira
Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros
Examinadora: Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba
Data: 10/04/2019
Conceito: A
Parecer:
<p>A aluna apresenta uma abordagem relevante acerca dos parâmetros responsáveis por moldar as características permo-porosas dos reservatórios carbonáticos da Formação Quissamã, Grupo Macaé, Albiano inferior da Bacia de Campos. Tais parâmetros relacionam-se aos aspectos deposicionais, representados pela composição primária, textura e estruturas sedimentares, assim como às modificações ocorridas durante todo curso da diagênese.</p> <p>Ressalta-se com mérito o fato da aluna realizar um estudo integrado com a aplicação de vários métodos, desde a descrição petrográfica quantitativa de lâminas delgadas, de testemunhos de sondagem, de microtomografia de raios-X, além da aquisição e análise de fotomicrografias digitais e de imagens de elétrons retroespalhados, com o intuito de expandir o entendimento dos fatores controladores da geometria e distribuição da porosidade destes litotipos.</p> <p>O texto encontra-se bem redigido, apresentando, contudo, alguns erros gramaticais, conceituais ou de digitação. Os objetivos são claros e estão bem estabelecidos. A revisão bibliográfica referente à bacia estudada bem como à fundamentação teórica está abrangente, no entanto, há a necessidade de uma atualização. Os resultados estão devidamente apresentados e discutidos e as conclusões são apresentadas de forma clara e encontram-se suficientemente apoiadas pelos dados apresentados. As ilustrações, com exceção das que compõem o artigo científico, que são de excelente qualidade, principalmente as fotomicrografias, carecem de uma adequação.</p> <p>Em síntese, a Dissertação de Mestrado, e em especial o artigo científico, trazem à tona um tema instigante e atual, apresentando resultados relevantes do ponto de vista da aplicação multiferramental no estudo da diagênese e das características permo-porosas de rochas carbonáticas, úteis na definição de petrofácies e na avaliação do potencial de reservatório da formação estudada.</p>

Assinatura:



Data: 08/04/2019

Ciente do Orientador:

Ciente da Aluna:

ANEXO I

Título da Dissertação:

**"ORIGEM, EVOLUÇÃO E GEOMETRIA DA POROSIDADE DAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA
FORMAÇÃO QUISSAMÃ, GRUPO MACAÉ, ALBIANO, BACIA DE CAMPOS, BRASIL"**

Área de Concentração: Estratigrafia

Autora: **KAMILA CARDIAS RODRIGUES FERREIRA**

Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando de Ros

Examinadora: Profa. Dra. Valesca Brasil Lemos

Data: 04/03/2019

Conceito: **"A" (EXCELENTE)**PARECER

Trata-se de dissertação com capítulos com excelente redação e material ilustrativo. O texto é claro, cuidadosamente organizado e revisado. Os diferentes tipos de porosidade e geometria do espaço poroso e a inserção de análises e resultados apresentados revelaram muita consulta e bom entendimento da bibliografia atualizada, favorecendo também a compreensão do leitor. Figuras e tabelas de boa qualidade e lista bibliográfica bem completa. Excelente estudo descritivo sobre a geometria do espaço poroso mais do que suficiente para uma dissertação de mestrado, entretanto seria interessante um pouco mais de discussão sobre a gênese do espaço poroso.

Algumas sugestões e correções:

No título da monografia mudar Brazil para Brasil

Página 39, corrigir Choquette & Pray (1970) não consideram porosidade intercrystalina como de origem primária, como foi afirmado na segunda linha do terceiro parágrafo.

Página 47, primeira linha, a melhor redação seria: "A estimativa de porosidade através do perfil sônico, sofreu..."

Página 66, terceiro parágrafo, linhas 2 e 3 "micritic calcirudite", deveria ter mantido a mesma terminologia do restante do artigo "micritic rudstone".

No artigo as figuras estão muito distantes da citação, prejudicando a leitura.

A primeira citação da figura no texto deve estar em ordem crescente. No terceiro parágrafo da página 70 a primeira citação da fig.4F está após a citação da fig.5A.

Com relação à bibliografia:

Ellis, D.V... 2008 está fora de ordem alfabética.

James, N.P...1976 não pode ser referido como *et al* na lista bibliográfica, deve ter o nome de todos os autores.

Página 84, no item 7.2 as citações de De Ros and Goldberg,2007, devem ser De Ros *et al* porque são vários autores.

Com relação às figuras:

A figura 7 não contempla todos os eventos observados nas lâminas. É necessário incluir na diagênese de subsuperfície um evento de dissolução. Possivelmente (ver comentários na figura 5F) a fase de kaolin é na verdade dickita também da diagênese de subsuperfície.

Na figura 12 as escalas dos perfis de resistividade, RG e sônico só podem ser lidas com o auxílio de uma lupa. Uma solução seria escrever na legenda os intervalos das escalas de cada perfil, ainda mais considerando que no desenho foram cortadas as escalas e não estão nos intervalos convencionais.

COMENTÁRIOS SOBRE A FIGURA 5B



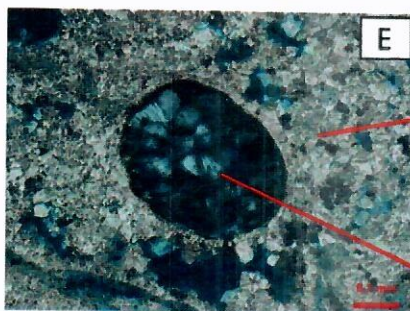
1- Corrosão dos grãos. Neste ponto uma camada do envelope foi corroída.

2- Poro muito grande em relação à granulometria da rocha indicando que a dissolução foi intensa.

3- Dolomita *saddle* preenchendo poro de dissolução. Dolomita *saddle* é uma indicação de diagênese de subsuperfície por fluídos hidrotermais.

Juntando todos os elementos pode-se concluir o seguinte: a dissolução pode ser em parte meteórica e em parte em subsuperfície. Não há condições de saber qual a contribuição de cada processo pois o resultado é um vazio=poro. Entretanto pela presença de dolomita *saddle* preenchendo um poro anormalmente grande pode-se inferir que grande parte do processo foi em subsuperfície por ação de fluídos ascendentes.

COMENTÁRIOS SOBRE A FIGURA 5E

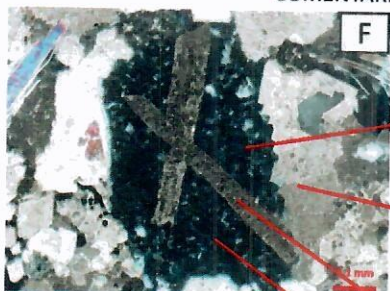


1- A dolomita foi interpretada como produzida na zona de mistura (fig 7). Neste caso estaria substituindo principalmente a matriz de um protólito Packstone oncolítico.

2- A estrutura cristalina dos oncolitos é mais resistente à substituição da dolomita por ter uma área superficial maior. Posteriormente o oncolito que não dolomitizou fica mais suscetível à dissolução do que a dolomita. Para a dissolução do oncolito ocorrer na zona meteórica teria que ocorrer um rebaixamento do nível do mar, já que geometricamente a zona de mistura, onde foi interpretada a dolomitização, é mais profunda que a zona meteórica e também para explicar a kaolinita que foi interpretada como de zona meteórica.

3- Como na foto 6F há clara indicação pela sucessão de eventos diagenéticos que a kaolinita descrita foi precipitada após a precipitação de barita em subsuperfície, fica a dúvida se essa kaolinita descrita não é na verdade dickita, a variedade hidrotermal com mesmo aspecto da kaolinita na petrografia ótica convencional.

COMENTÁRIOS SOBRE A FIGURA 5F



1- Sucessão de eventos diagenéticos em ordem temporal:

- A-geração de um grande poro por dissolução (origem discutida mais adiante);
- B-cimentação por dolomita (ou calcita) blocosa. Como parece ter um teste de alizarina no cristal da esquerda da foto parece ser dolomita o mineral blocoso;
- C-precipitação de cristais euédricos de barita em subsuperfície;
- D-precipitação de dickita em subsuperfície preenchendo o restante da porosidade.

2- A sucessão de eventos diagenéticos mostrados nessa foto deixa claro que além de processos próximos à superfície (*sensu* Choquette & Pray) também processos e fluidos ascendentes em subsuperfície geraram dissolução e porosidade que posteriormente foram preenchidos por uma clássica suíte de minerais hidrotermais (dolomita ou calcita blocosa-barita-dickita). A interpretação da mestranda, de kaolinita meteórica e barita de subsuperfície, não se sustenta pela forma e posição dos cristais euédricos de barita. O último mineral precipitado e que preencheu o que sobrou da porosidade foi dickita e não kaolinita.

Assinatura:

Valério Bortolero

Data: 04/03/2019

Ciente do Orientador

Ciente da Aluna:

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
"ORIGEM, EVOLUÇÃO E GEOMETRIA DA POROSIDADE DAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO QUISSIMÃ, GRUPO MACAÉ, ALBIANO, BACIA DE CAMPOS, BRAZIL"	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autora: Kamila Cardias Rodrigues Ferreira	
Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros	
Examinador: Dr. Francisco Eduardo Gomes da Cruz	
Data: 05/04/19	
Conceito: A (EXCELENTE)	
PARECER:	
A DISSERTAÇÃO DA ALUNA KAMILA FERREIRA ABORDA UM ESTUDO DETALHADO DE ASPECTOS SEDIMENTO-LÓGICOS PETROGRÁFICOS E PETROFÍSICOS USANDO A CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DO ALBIANO DA BACIA DE CAMPOS. ESTE TEMA É DE SUMA IMPORTÂNCIA NA AVALIAÇÃO E DESENVOLVIMENTO DA PRODUÇÃO DE RESERVATÓRIOS DE UM CAMPO DE PETRÓLEO.	
A ESTRUTURA DO DOCUMENTO ENVIADO PARA A COMISSÃO EXAMINADORA ESTÁ MUITO BEM ORGANIZADA BEM COMO OS ANEXOS RECEBIDOS EM FORMATO DE CD.	
A APRESENTAÇÃO DOS CAPÍTULOS INTRODUTÓRIOS E CONCEITOS ABORDADOS, BEM COMO A METODOLOGIA UTILIZADA NO TRABALHO ESTÃO CLAROS E CONSTITUEM UM TEXTO IMPORTANTE NO VOLUME QUE ANTECEDE AO ARTIGO SUBMETIDO.	
O TEXTO EM PORTUGUÊS QUE APRESENTA E ANTECEDE O ARTIGO ESTÁ BEM ESCRITO COM POUCOS ERROS DE DIGITAÇÃO OU GRAMATICAIS, O QUE DEMONSTRA O CUIDADO DA ALUNA KAMILA PARA COM A APRESENTAÇÃO DO DOCUMENTO.	
QUANTO AS INFORMAÇÕES GEOLÓGICAS QUE DEVERIAM SER CORRIGIDAS, CONSTA UM ERRO NA IDADE DA	

FM. QUISSAMA, NO ITEM 11 DA PAG. 47 DO VOLUME.
SUBSTITUIR ARTIANO POR ALBIANO. NÃO PERCEBI OUTROS
ERROS MAIS RELEVANTES QUE COMPROMETESSEM A LEITURA.

NA LEITURA DO ARTIGO, RESSALTO ALCUNS PEQUENOS
ERROS DE DITATAÇÃO A SEGUIR:

4º parágrafo pg. 57; 1º par. pg. 58, 2º e 3º par. pg. 58; também
FALTA LOCALIZAÇÃO DO CAMPO TUBARÃO AZUL.

NO 3º par. pg. 61, REESCREVERIA A ÚLTIMA FRASE.

NO VOLUME RECEBIDO, FIGURAS E LEGENDAS ÀS
VEZES EM PÁGINAS DIFERENTES DIFICULTA A LEITURA.
AS PROFUNDIDADES REPORTADAS PRELIXAM SER DEFINIDAS
SE SÃO MEDIDAS OU COTAS.

ACHEI UM POUCO DESNECESSÁRIO TENTAR ASSOCIAR A
CARACTERIZAÇÃO DO SISTEMA POROSO INVESTIGADO À TODAS
AS CLASSIFICAÇÕES MENCIONADAS.

PENSO QUE CABERIA UMA LEGENDA UM POUCO
MAIS DIRECIONADA ÀS PETROFACIES E DEPOIS AOS TIPOS
DE POROSIDADE NAS FIG. 9 e 10.

NORMALMENTE AS PERMEABILIDADES SÃO PLOTADAS EM
ESCALA LOG. PRECISA TAMBÉM LEGENDA PARA AS FAIXAS NA FIG. 12.

A MEU VER, AS FAIXAS E DESCRIÇÃO DO TESTEMUNHO
DEVERIAM ANTECEDER A PETROGRAFIA (MÉTODO "ZOOM IN")
E DEPOIS DA PETROGRAFIA, A MICROTOMOGRAFIA E
PETROFÍSICA.

NOS ESTUDOS DE ANÁLOGOS DAS BAHAMAS, É COMUM
ASSOCIAÇÃO DE GRANITONES/PXISTONES/RUDST BIOLÍTOS COM
CANAL DE MARÉ QUE ESTÃO ASSOCIADOS ÀS BARRAS DE OOLITOS.

Assinatura: *Francisco Eduardo Stey* Data: 05/09/19

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: