

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ESTRATIGRAFIA**

**DIAGÊNESE E POROSIDADE EM ROCHAS  
CARBONÁTICAS ALBIANAS DO SUL DA BACIA DE  
CAMPOS**

GARIBALDI ARMELENTI

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

CO-ORIENTADORA: Profa. Dra. Karin Goldberg

Porto Alegre, 2022

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ESTRATIGRAFIA**

**DIAGÊNESE E POROSIDADE EM ROCHAS  
CARBONÁTICAS ALBIANAS DO SUL DA BACIA DE  
CAMPOS**

GARIBALDI ARMELENTI

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

CO-ORIENTADORA: Profa. Dra. Karin Goldberg

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba – Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

Dra. Rosalia Barili da Cunha – Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUCRS)

Profa. Dra. Amanda Rodrigues Goulart – Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências

Porto Alegre, 2022

### CIP - Catalogação na Publicação

Armelenti, Garibaldi  
Diagênese e Porosidade em Rochas Carbonáticas  
Albianas do Sul da Bacia de Campos / Garibaldi  
Armelenti. -- 2022.  
198 f.  
Orientador: Luiz Fernando De Ros.

Coorientador: Karin Goldberg.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio  
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de  
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2022.

1. Bacia de Campos. 2. Pós-sal. 3. Reservatórios  
carbonáticos. 4. Diagênese. 5. Qualidade reservatório.  
I. De Ros, Luiz Fernando, orient. II. Goldberg,  
Karin, coorient. III. Título.

## **Agradecimentos**

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo ensino público gratuito e de qualidade.

À Solintec pelo fornecimento do material para a realização deste estudo.

À minha esposa Suelen pelo apoio, incentivo e paciência durante o período de realização desta tese.

Aos meus colegas da estratigrafia: Carlinhos Feijó, Argos Schrank, Sabrina Altenhofen, Francyne Amarante, Renata Alvarenga, Joãozinho Ferronato, Adriano dos Reis, Amandinha Rodrigues, Elias Cembrani, George Pantopoulos, Leonardo Halfen, Matheus Schirmbeck, Kenji Orita, Rodrigo Theobald e aos Professores Claiton Scherer e Juliano Kuchle.

Agradecimento especial para meu orientador e grande amigo Prof. Luiz Fernando De Ros, que me ajudou muito nesta tese, e para minha eterna amiga Prof. Karin Goldberg.

## RESUMO

Carbonatos marinhos Albianos são produtores de hidrocarbonetos desde os anos 70 na Bacia de Campos. Descobertas recentes reacenderam o interesse na sua exploração. Análises petrográficas, de microscopia eletrônica de varredura, catodoluminescência, petrofísica e descrições de testemunhos de quatro poços foram integradas para compreender os controles deposicionais e diagenéticos sobre a porosidade e permeabilidade de carbonatos da seção basal do Albiano no sul da Bacia de Campos. Os calcários da Formação Quissamã são depósitos de alta a moderada energia, representados por calcarenitos oolíticos, oncolíticos e peloidais, calcirruditos oncolíticos e intraclásticos, e arenitos híbridos, que foram depositados em altos controlados pela topografia dos evaporitos subjacentes da Formação Retiro. Processos diagenéticos de diferentes ambientes e intensidades resultaram em grande heterogeneidade na qualidade dos reservatórios. A cimentação eodiagenética parcial por calcita em franjas e crescimentos sintaxiais em equinóides preservou a porosidade interpartícula primária da compactação. Entretanto, a cimentação pervasiva por calcita em mosaico obliterou a porosidade. A escassez de cimentação resultou em intensa redução da porosidade pela compactação mecânica e química. Arenitos híbridos intercalados foram intensamente cimentados e/ou compactados, com destruição da porosidade. A porção basal, denominada Membro Búzios, é constituída por depósitos carbonáticos e híbridos que foram intensamente dolomitizados pelo processo de infiltração por refluxo de salmouras ricas em magnésio. Sua permeabilidade e conexão dos poros móldicos foram muito reduzidos pela cimentação da porosidade intercrystalina por crescimentos de dolomita. Os processos diagenéticos foram mais importantes do que os deposicionais no controle da qualidade de reservatório dos carbonatos do Albiano no sul da Bacia de Campos. Essa compreensão é importante para a exploração por novas acumulações e para a otimização da recuperação de óleo dos campos em produção.

**Palavras-chave:** Bacia de Campos; Pós-sal; Reservatórios Carbonáticos; Diagênese; Qualidade de Reservatório.

## **ABSTRACT**

Albian marine carbonates are hydrocarbon producers since the 70's in the Campos Basin, offshore eastern Brazil. Recent discoveries reawakened the interest s on their exploration. Petrographic analyses, scanning electron microscopy, cathodoluminescence, petrophysics and core descriptions of four wells were integrated with the aim to understand the depositional and diagenetic controls on the porosity and permeability of the basal Albian carbonates in southern Campos Basin. The Quissamã Formation limestones are high to moderate energy deposits represented by oolitic, oncolitic and peloidal calcarenites, oncolitic and intraclastic calcirudites and hybrid arenites, which were deposited in highs controlled by the topography of the underlying Retiro Formation evaporites. Diagenetic processes of different environments and intensities resulted in large heterogeneity in reservoir quality. Partial eogenetic cementation by calcite rims and syntaxial overgrowths on echinoids preserved the primary interparticle porosity from compaction. However, pervasive mosaic calcite cementation obliterated the porosity. Scarce cementation resulted in intense porosity reduction by mechanical and chemical compaction. Intercalated hybrid arenites were intensely cemented and/or compacted, with porosity destruction. The basal section named Búzios Member, is constituted by carbonate and hybrid deposits that were intensely dolomitized by the seepage reflux of magnesium-rich brines. Their permeability and the connection of the moldic pores were strongly reduced by the cementation of the intercrystalline porosity by dolomite overgrowths. The diagenetic processes were more important than the depositional texture and composition on the control of the reservoir quality of southern Campos Basin Albian carbonates. This understanding is important for the exploration for new accumulations, and for optimizing oil recovery from producing fields.

**Keywords:** Campos Basin; Post-salt, Carbonate Reservoirs, Diagenesis; Reservoir Quality.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de localização da área de estudo, mostrando: A) Localização da Bacia de Campos na margem leste Brasileira B) Mapa com os principais campos petrolíferos com reservatórios Albianos (modificado de ANP; <a href="http://www.anp.gov.br">www.anp.gov.br</a> - Round 4). C) Detalhe da localização dos poços estudados, 1-OGX-06-RJS e 1-OGX-15-RJS, localizados próximos a área do Campo de Tubarão Azul, e 6-OGX-32P-RJS e 1-OGX-18A-RJS, localizados próximo aos Campo de Tubarão Martelo.....	11
<b>Figura 2.</b> Coluna estratigráfica da Bacia de Campos (Winter <i>et al.</i> , 2007), com o intervalo de estudo marcado. ....	12
<b>Figura 3.</b> Diagrama ilustrando os ambientes diagenéticos onde ocorre a evolução da porosidade em rochas carbonáticas. Moore & Wade (2013). ....	16
<b>Figura 4.</b> Hábito de crescimento dos cristais de calcita em função do teor de Mg. Moore & Wade (2013). ....	17
<b>Figura 5.</b> Diagrama esquemático mostrando os hábitos de cimentos de calcita nos principais ambientes diagenéticos, controlados pela razão de cátions de atividade superficial (SAC) para ânions de atividade superficial (SAA). Moore & Wade (2013). ....	18
<b>Figura 6.</b> Padrões de distribuição do cimento em função do ambiente diagenético vadoso ou freático. Moore & Wade (2013). ....	18
<b>Figura 7.</b> Esquema mostrando os produtos da compactação mecânica. Choquette & James (1987). ....	20
<b>Figura 8.</b> Esquema mostrando os produtos da compactação química. Choquette & James (1987). ....	21
<b>Figura 9.</b> Principais feições e texturas características da compactação mecânica e química de depósitos carbonáticos. Scholle & Ulmer-Scholle (2003). ....	21
<b>Figura 10.</b> Bloco diagrama de feições características do ambiente cárstico, mostrando os produtos gerados pela dissolução em ambientes superficial, vadoso e freático. Moore & Wade (2013). ....	23
<b>Figura 11.</b> Classificação dos tipos de poros em rochas carbonáticas seletivos com respeito à fábrica. Scholle & Ulmer-Scholle (2003). ....	24
<b>Figura 12.</b> Classificação dos tipos de poros em rochas carbonáticas não seletivos, e seletivos ou não quanto à fábrica. Scholle & Ulmer-Scholle (2003). ....	25
<b>Figura 13.</b> Distribuição da cimentação marinha em ambientes deposicionais marinhos rasos, segundo Moore & Wade (2013). ....	29

<b>Figura 14.</b> Relações entre a temperatura e a saturação de minerais carbonáticos em função da profundidade da água dos oceanos, Moore & Wade (2013). Modificado de James & Choquette (1983).....	30
<b>Figura 15.</b> Morfologias características dos cimentos carbonáticos marinhos, Scholle & Ulmer-Scholle (2003). Modificado de James & Choquette (1983). ....	33
<b>Figura 16.</b> Modelo conceitual mostrando as zonas diagenéticas e o fluxo hidrológico no ambiente meteórico. Moore & Wade (2013).....	34
<b>Figura 17.</b> Morfologia de alguns dos principais cimentos formados no ambiente meteórico, Scholle & Ulmer-Scholle (2003). Modificado de James & Choquette (1984).....	37
<b>Figura 18.</b> Esquema de um perfil de caliche, mostrando as principais zonas e características. Moore & Wade (2013).....	39
<b>Figura 19.</b> Diagrama mostrando as relações entre os ambientes diagenéticos rasos e o ambiente de soterramento, Moore & Wade (2013). ....	42
<b>Figura 20.</b> Intervalos de temperatura encontrados em subsuperfície sob diferentes gradientes geotérmicos, Moore & Wade, 2013). Modificado de Choquette & James (1987).....	46
<b>Figura 21.</b> Transformação de um mudstone com bioclastos dispersos em um wackestone litificado como resultado da compactação mecânica, Choquette & James (1987). ....	47
<b>Figura 22.</b> Esquema mostrando o efeito de dissolução por pressão entre dois grãos ao longo de filmes de difusão, com de liberação íons ao meio circundante, Choquette & James (1987).....	48
<b>Figura 23.</b> Tipos e características de feições de dissolução por pressão desenvolvidas em ambiente de subsuperfície, Moore & Wade (2013). Modificado de Koepnick (1984).. ....	50
<b>Figura 24.</b> Representação esquemática da zona telodiagenética gerada pela exposição subárea de rochas carbonáticas, Mazzulo (2004).....	54
<b>Figura 25.</b> Representação de um perfil de caliche com seus horizontes e características, Esteban & Klappa (1983). ....	55



## SUMÁRIO

ESTRUTURA DA TESE .....	7
1 INTRODUÇÃO.....	8
2 CONTEXTO GEOLÓGICO .....	9
3 MATERIAIS E MÉTODOS .....	13
4 ESTADO DA ARTE – DIAGÊNESE DE CARBONATOS MARINHOS RASOS..	15
4.1 Introdução .....	15
4.2 Processos e produtos diagenéticos .....	15
4.2.1 Cimentação .....	15
4.2.2 Compactação.....	19
4.2.3 Dissolução .....	22
4.2.4 Recristalização e neomorfismo.....	25
4.2.5 Micritização.....	25
4.2.6 Fraturamento .....	26
4.2.7 Substituição .....	27
4.3 Eodiagênese marinha .....	27
4.3.1 Ambiente marinho freático de zona ativa.....	31
4.3.2 Ambiente marinho freático de zona estagnante .....	32
4.3.3 Ambiente marinho vadoso .....	33
4.4 Eodiagênese meteórica.....	33
4.4.1 Ambiente meteórico freático .....	33
4.4.2 Ambiente meteórico vadoso .....	37
4.5 Ambiente de zona de mistura.....	40
4.6 Mesodiagênese.....	41
4.6.1 Principais processos e produtos desenvolvidos na mesodiagênese: ....	46
4.7 Telodiagênese.....	53
5 SÍNTESE DOS RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	56
6 CONCLUSÕES.....	62

7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	65
8	ARTIGOS.....	73
8.1	Artigo 1- Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-salt carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian margin ..	73
8.2	Artigo 2- Primary and Diagenetic Controls on the Quality of Albian Carbonate Reservoirs of the Tubarão Martelo Area, Southern Campos Basin, Brazil.....	134

## ESTRUTURA DA TESE

Essa tese de doutorado está estruturada em um texto integrador e em dois artigos científicos, que constituem seu corpo principal. O artigo 1, denominado: *Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-sal carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian margin* foi publicado no periódico *Journal of South American Earth Sciences*, volume 112, de dezembro de 2021 (<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103566>) e o artigo 2, com título: *Primary and diagenetic controls on the quality of Albian carbonate reservoirs on the Tubarão Martelo área, Southern Campos Basin, Brazil* foi submetido para publicação ao periódico *Petroleum Geoscience*.

O texto integrador compreende uma introdução, a síntese do contexto geológico da área de estudo e da metodologia utilizada, um estado da arte sobre os processos diagenéticos em carbonatos marinhos de água rasa, e o resumo dos resultados e conclusões.

## 1 INTRODUÇÃO

Os depósitos carbonáticos de ambientes marinhos rasos passam por intensos processos diagenéticos desenvolvidos em diferentes domínios diagenéticos ao longo de sua evolução. Estas rochas comumente passam por três grandes ambientes diagenéticos: marinho, meteórico e de soterramento.

Os carbonatos marinhos de água rasa do Albiano da Bacia de Campos são produtores de hidrocarbonetos há mais de 40 anos. Com a exploração de hidrocarbonetos no pré-sal, novas descobertas foram realizadas nos carbonatos do pós-sal em águas rasas e profundas. Os campos localizados na porção sul da bacia apresentam um volume de produção inferior em relação aos localizados no centro da bacia, particularmente devido à grande heterogeneidade na qualidade de seus reservatórios. O desenvolvimento heterogêneo e com diferentes níveis de intensidade dos processos diagenéticos de compactação, cimentação e dissolução foram determinantes para definir as grandes variações no volume de porosidade e permeabilidade nas rochas carbonáticas albianas do sul da bacia. Os processos diagenéticos podem reduzir, ampliar e redistribuir a porosidade e a permeabilidade das rochas carbonáticas modificando totalmente seu sistema poroso.

O objetivo deste estudo foi de reconhecer os principais fatores diagenéticos que controlam e impactam positivamente ou negativamente a porosidade e a permeabilidade dos carbonatos Albianos do sul da Bacia de Campos, identificando suas condições deposicionais, composição primária, diagenética e os diferentes tipos de poros. A compreensão de como esses fatores impactam na qualidade dos carbonatos Albianos como reservatórios de hidrocarbonetos deverá contribuir para a identificação das melhores fácies, intervalos e áreas. O reconhecimento dos controles e padrões dos processos diagenéticos e dos seus produtos é de grande importância para a previsão de qualidade dos reservatórios de áreas em exploração, assim como também para otimizar a recuperação de óleo dos campos em produção.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia de Campos está localizada na margem leste brasileira, delimitada ao norte pelo Alto de Vitória, que a separa da Bacia de Espírito Santo, e ao sul pelo Alto de Cabo Frio, seu limite com a Bacia de Santos. Cobre uma área de 115.800 Km<sup>2</sup>, com apenas uma pequena área onshore. A localização dos poços exploratórios foco deste estudo, 1-OGX-06-RJS e 1-OGX-15-RJS, perfurados entre os campos de Peregrino e de Tubarão Azul, e 1-OGX-18-RJS e 6-OGX-32P-RJS, perfurados próximos a área do Campo de Tubarão Martelo, é mostrada na Figura 1.

A Bacia de Campos foi formada devido ao processo de rompimento do supercontinente Gondwana, que separou o continente sul-americano do africano, resultando na abertura do oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior, Szatmari (2000). O preenchimento da Bacia de Campos é dividido em três supersequências tectono-estratigráficas: rifte, pós-rifte e drifte (Fig. 2); Winter *et al.* (2007). A fase inicial do rifteamento é marcada por intensa atividade vulcânica que originou as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas, que recobrem o embasamento Pré-cambriano, Mizusaki *et al.* (1988). O clímax do rifteamento é marcado por intensos falhamentos, com a formação de vários grábens e meio grábens com blocos rotacionados devida à rápida subsidência crustal. Este intervalo é composto pela porção basal do Grupo Lagoa Feia, correspondente às formações Itabapoana, Atafona e Coqueiros, compostas por sedimentos lacustres depositados do Barremiano ao Aptiano Inferior (Dias *et al.*, 1988; Winter *et al.*, 2007). A Formação Itabapoana é composta por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos correspondendo a sedimentos proximais de borda de bacia, Winter *et al.* (2007). A Formação Atafona é composta por arenitos, siltitos e por argilominerais magnesianos identificados como kerolita, estevensita e talco, depositados em lagos alcalinos (Bertani & Carozzi, 1985a; 1985b; Rehim *et al.*, 1986; Dias *et al.*, 1988; Abrahão & Warme, 1990; Winter *et al.*, 2007). A Formação Coqueiros é constituída por folhelhos ricos em matéria orgânica intercalados com carbonatos lacustres continentais ricos em bioclastos de moluscos, Winter *et al.* (2007).

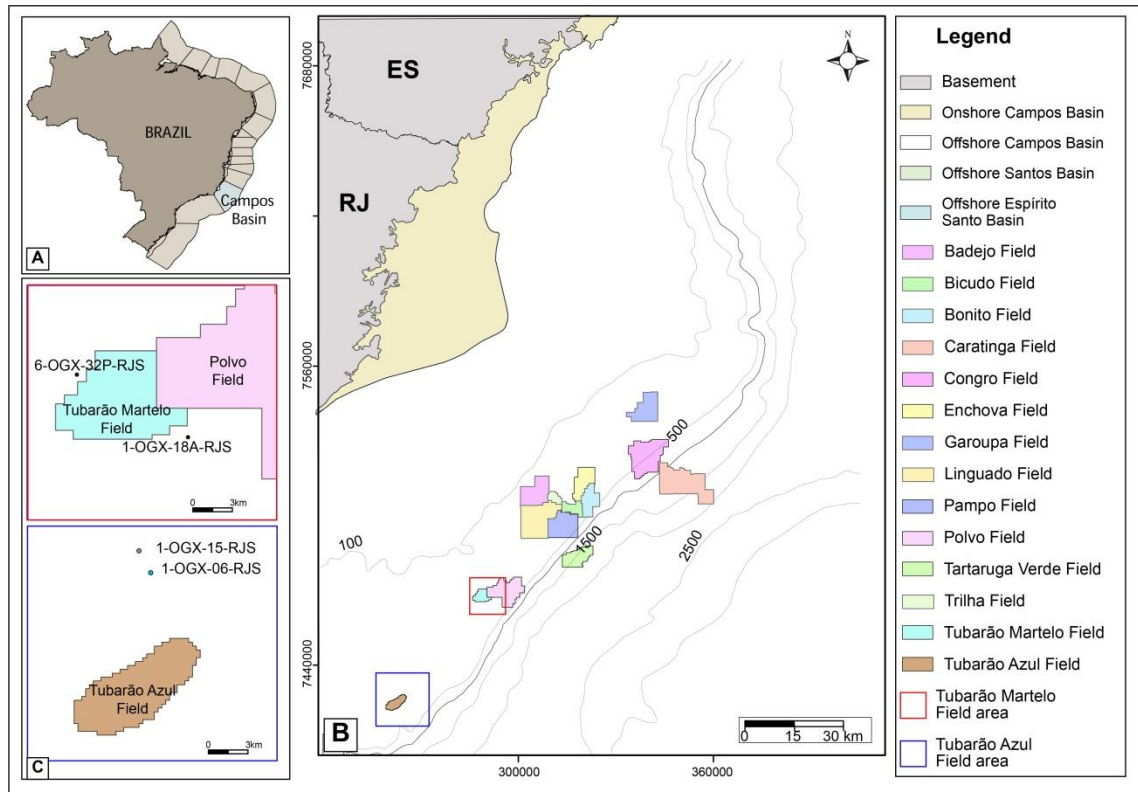
A supersequência pós-rifte foi depositada sobre a discordância pré-Alagoas, e é representada por parte da Formação Itabapoana e pelas Formações Gargaú, Macabu e Retiro. A Formação Gargaú é composta por calcilutitos, margas e arenitos

depositados em ambiente costeiro, Winter *et al.* (2007). A Formação Macabu é representada por sedimentos carbonáticos fasciculares e esferulíticos, e por argilominerais magnesianos depositados no Aptiano médio e superior (Andar Alagoas) em ambientes lacustres alcalinos sob clima árido (Tosca & Wright, 2014; Herlinger Jr. *et al.*, 2017). Por último, a Formação Retiro (Albiano Inferior) é composta por depósitos evaporitos de halita, anidrita, silvinita e carnalita, depositadas em um ambiente marinho/lagunar sob clima árido, Winter *et al.* (2007).

A Supersequência Drifte é representada por sedimentos marinhos depositados em regime de subsidência térmica associado à ação de tectonismo adiastrófico. Sendo composta pelo Grupo Macaé de idade Albiana/Cenomaniana, formado pelas Formações Goitacás, Quissamã, Outeiro, Imbetida e Namorado, e pelo Grupo Campos, de idade Turoniana ao Recente, composto pelas Formações Carapebus, Ubatuba e Emboré, Winter *et al.* (2007). A Formação Goitacás é composta por conglomerados polimíticos e arenitos depositados por leques aluviais e deltaicos, formando os depósitos proximais do Grupo Macaé. A poção basal da Formação Quissamã, depositada diretamente sobre os evaporitos da Formação Retiro, foi intensamente dolomitizada, sendo denominada de Membro Búzios, Winter *et al.* (2007). Os calcários Formação Quissamã são representados por calcarenitos e calcirruditos oolíticos, oncolíticos, peloidais e bioclásticos, depositados ao longo de bancos carbonáticos paralelos à costa, em um ambiente de águas rasas de moderada a alta energia de uma rampa carbonática, Guardado *et al.* (1989). Os arenitos da Formação Namorado foram depositados por fluxos gravitacionais nos baixos deposicionais formados pela tectônica salífera e ocorrem intercalados com depósitos das formações Outeiro e Imbetida. A Formação Outeiro é composta por calcilutitos, margas e folhelhos depositados em um talude marinho profundo. A Formação Imbetida é caracterizada por sedimentos pelíticos com predomínio de margas, registrando o afogamento da plataforma, e o fim da deposição dos carbonatos do Grupo Macaé.

O Grupo Campos registra uma transgressão marinha, e é caracterizado por sedimentos pelágicos, hemipelágicos e por depósitos turbidíticos. Winter *et al.* (2007). A Formação Ubatuba é constituída por folhelhos depositados em ambiente marinho profundo, com até milhares de metros de espessura, Rangel *et al.* (1994). Intercalados com a Formação Ubatuba ocorrem arenitos e conglomerados siliciclásticos da Formação Carapebus, depositados por fluxos turbidíticos

hiperpicnais em ambiente marinho profundo, Winter *et al.* (2007). A Formação Emborê é composta pelo Membro São Tomé, constituído por sedimentos siliciclásticos grossos, Membro Siri e Membro Grussaí, constituídos por calcarenitos bioclásticos.



**Figura 1.** Mapa de localização da área de estudo, mostrando: A) Localização da Bacia de Campos na margem leste Brasileira B) Mapa com os principais campos petrolíferos com reservatórios Albianos (modificado de ANP; [www.anp.gov.br](http://www.anp.gov.br) - Round 4). C) Detalhe da localização dos poços estudados, 1-OGX-06-RJS e 1-OGX-15-RJS, localizados próximos a área do Campo de Tubarão Azul, e 6-OGX-32P-RJS e 1-OGX-18A-RJS, localizados próximo ao Campo de Tubarão Martelo.

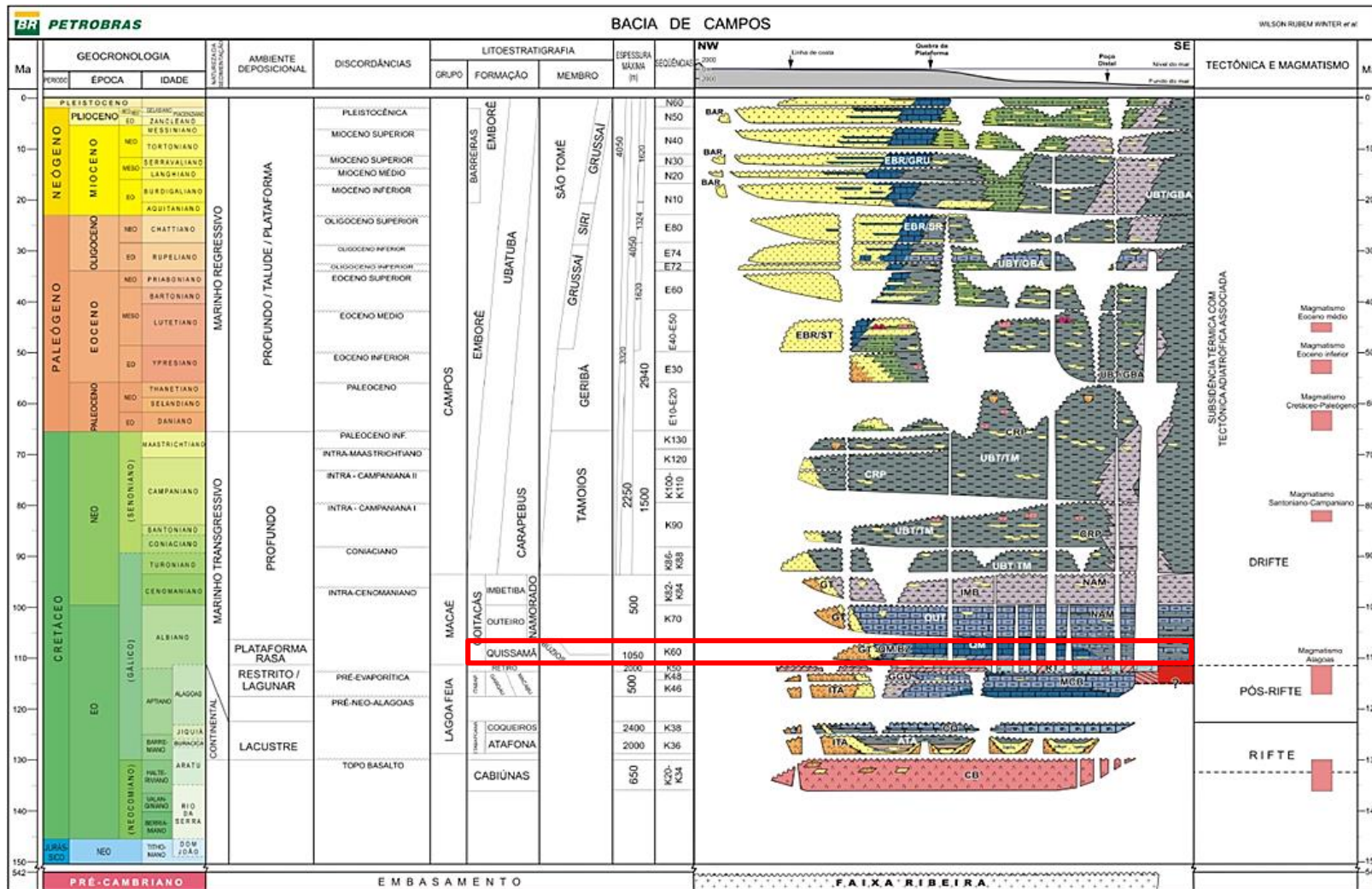


Figura 2. Coluna estratigráfica da Bacia de Campos, Winter et al. (2007), com o intervalo de estudo marcado.



### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste estudo foram descritas qualitativamente e quantitativamente 261 lâminas delgadas de 4 poços localizados ao sul da Bacia de Campos, sendo 229 lâminas de testemunhos e 32 de amostras laterais. Todas as amostras foram impregnadas com resina epóxi azul para o reconhecimento dos diferentes tipos de poros presentes e tingidas com uma solução de alizarina vermelha e ferrocianeto de potássio para a identificação dos diferentes tipos de carbonatos (cf. Dickinson, 1965). A quantificação petrográfica foi realizada com a contagem de 300 pontos em cada lâmina delgada ao longo de transectas perpendiculares à estrutura e textura da rocha. O tamanho dos grãos e outros aspectos texturais e de fabrica das rochas, a composição primária, os tipos, localizações e relações paragenéticas dos constituintes diagenéticos, assim como dos diferentes tipos de poros foram registrados usando o software Petroledge®, De Ros *et al.* (2007). As amostras foram classificadas de acordo com a nomenclatura modificada de Grabau (1904) e Brankamp & Powers (1958). A sequência dos processos e produtos diagenéticos foi interpretada a partir de suas relações paragenéticas como os constituintes primários, entre si, e os diferentes tipos de poros reconhecidos na petrografia detalhada, e na microscopia eletrônica de varredura (MEV) de lâminas delgadas selecionadas. Petrofácies de reservatório foram definidas de acordo com o conceito de De Ros & Goldberg (2007), para a avaliação dos principais parâmetros primários e diagenéticos que controlam a porosidade e permeabilidade das amostras analisadas. Fotomicrografias digitais dos principais constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros, estruturas e texturas foram adquiridas com um microscópio Zeiss AXIO LabA1. As análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) de quatorze lâminas delgadas selecionadas foram executadas utilizando o modo de elétrons retroespalhados (BSE) com um equipamento JEOL-661OLX SEM acoplado a um espectrômetro dispersivo de energia Brucker (EDS), a fim de visualizar em detalhe a microporosidade no interior de partículas carbonáticas, a conectividade entre os poros e as relações paragenéticas entre os constituintes primários e diagenéticos. Imagens de catodoluminescência de quatro lâminas delgadas selecionadas foram adquiridas usando um equipamento ELM-2 acoplado a um microscópio óptico Nikon Eclipse Cipo1, com objetivo de visualizar os crescimentos nos cristais de dolomita. Dados de análises de petrofísica de

porosidade e de permeabilidade foram integrados com os de petrografia óptica para o cálculo de microporosidade nos diferentes tipos litológicos presentes, assim como para contribuir para a determinação das petrofácies de reservatório. Foram descritos no total 119 metros de testemunhos pertencentes à Formação Quissamã e do Membro Búzios, sendo 85 metros do poço 1-OGX-6-RJS, 18 metros do poço 1-OGX-15-RJS e 16 metros do poço 1-OGX-18-RJS. A descrição foi realizada com o apoio das descrições petrográficas das lâminas delgadas. Foi aplicado nos quatro poços analisados um modelo petrofísico mineralógico baseado em perfis, para a obtenção dos principais constituintes mineralógicos. O modelo foi desenvolvido utilizando o software Techlog, e calibrado utilizando dados da quantificação petrográfica das lâminas delgadas. O modelo de log mineralógico foi calculado usando quatro constituintes minerais: o percentual total de calcita, dolomita, sílica e “argila” (cuja assinatura corresponde a K-feldspatos e micas). O aplicativo de inversão mineralógica usado fornece avaliação de formação quantitativa com base em perfis petrofísicos e de análises de petrofísica de rotina em testemunhos. Uma variedade de registros especiais foi utilizada, incluindo dados de ressonância magnética nuclear (NMR) e de registros mineralógicos, além de dados de registros convencionais como raios gama, resistividade, densidade, nêutron, fator sônico e fotoelétrico.

## 4 ESTADO DA ARTE – DIAGÊNESE DE CARBONATOS MARINHOS RASOS

### 4.1 Introdução

O termo diagênese refere-se às alterações mineralógicas e texturais que as rochas e sedimentos sofrem através de processos químicos e físicos atuantes desde logo após a deposição, continuando com o soterramento, Choquette & Pray (1970), e até o metamorfismo, ou ao intemperismo e erosão das rochas sedimentares. Os processos diagenéticos ocorrem sob a ação de fluidos aquosos que reagem com os sedimentos e rochas. Estes fluidos podem ser de origem meteórica, marinha, de variadas fontes nas bacias sedimentares, e mesmo de processos magmáticos e metamórficos. Os processos diagenéticos são, entretanto, restritos a temperaturas e pressões baixas, tipicamente abaixo de 200°C, Mazzulo (1992).

Choquette & Pray, (1970) definiram três zonas diagenéticas (eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese), as quais estão relacionadas com a evolução da porosidade após a deposição. As características químicas da água nos poros, as taxas de fluxo de fluidos, temperatura e pressão vão determinar os processos diagenéticos que afetam a porosidade nas rochas carbonáticas nos ambientes diagenéticos meteóricos, marinhos e de soterramento, Moore & Wade (2013); (Fig. 3).

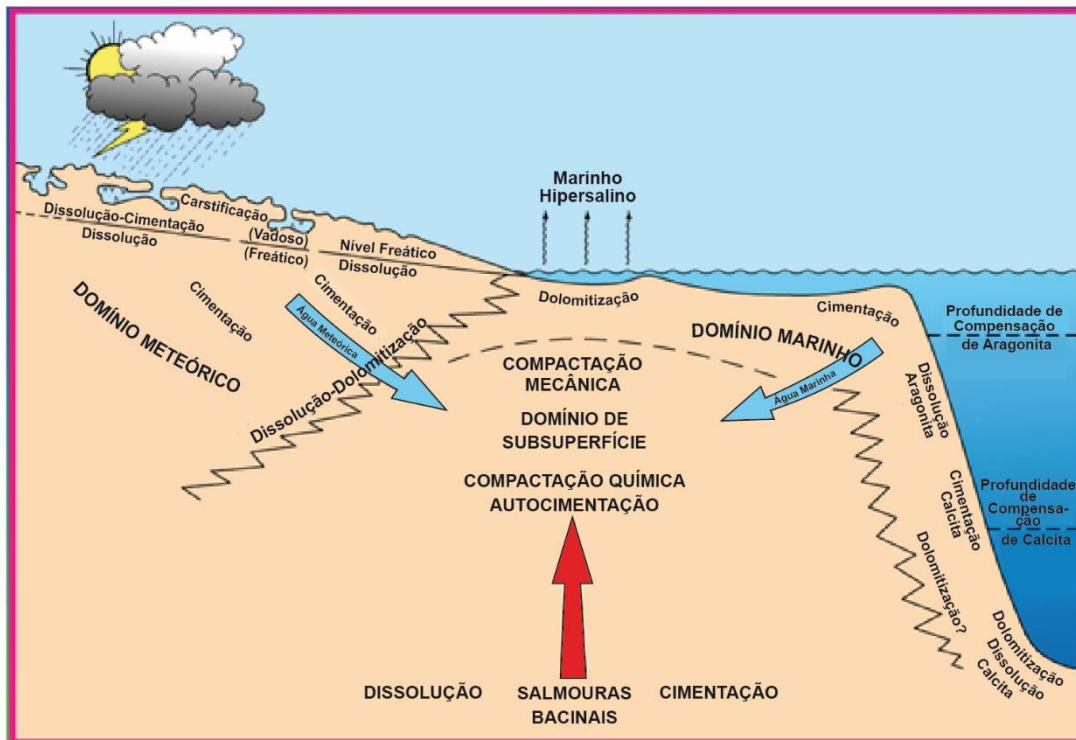
### 4.2 Processos e produtos diagenéticos

A diagênese envolve uma variedade de processos químicos e físicos sendo os mais importantes: cimentação, compactação, dissolução, recristalização, neomorfismo, micritização, fraturamento e substituição.

#### 4.2.1 Cimentação

A cimentação é o principal processo diagenético em sedimentos carbonáticos, e ocorre quando os fluidos nos poros estão supersaturados em relação ao constituinte cimentante, e não há barreiras cinéticas que impeçam sua precipitação. O termo cimentação é usado quando ocorre a precipitação de cristais do constituinte nos poros, James & Choquete (1983). Os cimentos mais comuns em rochas

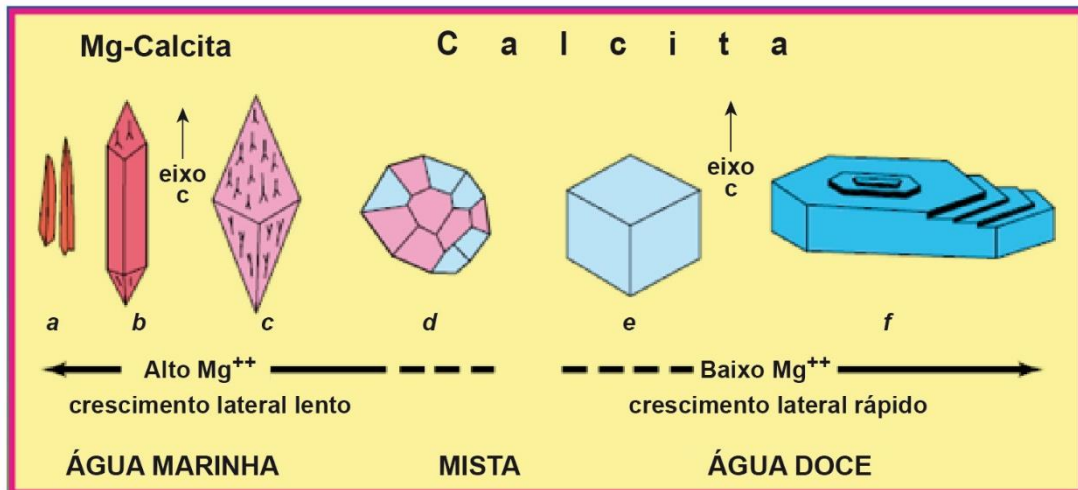
carbonáticas são a aragonita, a calcita magnésiana, a calcita não-magnésiana e a dolomita, os quais apresentam uma grande variedade de texturas.



**Figura 3.** Diagrama ilustrando os ambientes diagenéticos onde ocorre a evolução da porosidade em rochas carbonáticas, Moore & Wade (2013).

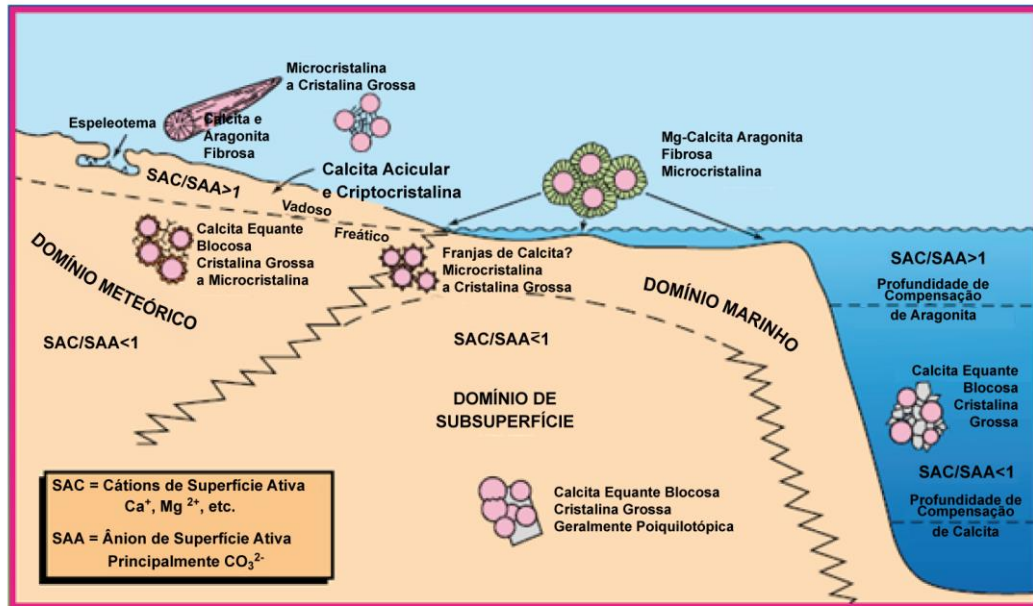
A mineralogia destes cimentos depende diretamente da composição dos fluidos nos poros, da sua origem meteórica, marinha ou bacinal, e principalmente da razão Mg/Ca desses fluidos. A calcita magnésiana e a aragonita são minerais meta-estáveis, e são substituídos por calcita não-magnésiana com o tempo e o soterramento. A origem de  $\text{CaCO}_3$  varia com os diferentes ambientes diagenéticos. Em ambientes marinhos, a fonte é a água do mar. Em ambientes meteóricos e de soterramento, a fonte é a dissolução de rochas e sedimentos carbonáticos, Tucker & Wright (1990). Os cristais de cimentos de aragonita e calcita apresentam uma série de morfologias. Diversos pesquisadores têm relacionado essas diferentes morfologias com o ambiente e a química dos fluidos. Folk desenvolveu em 1974 um modelo relacionando a morfologia dos cimentos de calcita com a razão Mg/Ca do fluido precipitante. Esse modelo é baseado no conceito de “envenenamento” do

crescimento lateral dos cristais de calcita pela presença de Mg nas posições do Ca no retículo cristalino (Fig. 4).



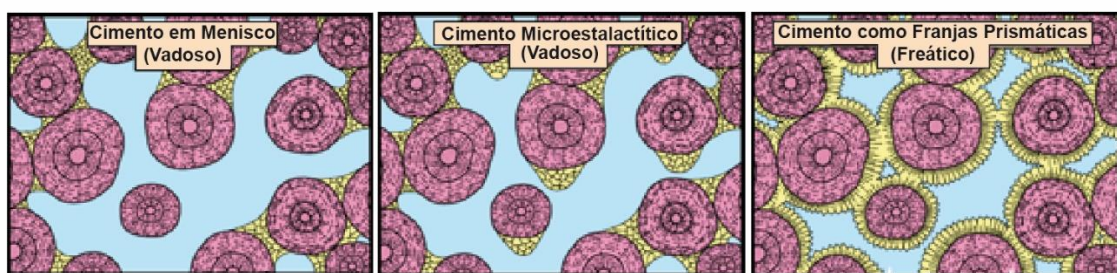
**Figura 4.** Hábito de crescimento dos cristais de calcita em função do teor de Mg, Moore & Wade (2013).

Em ambientes meteóricos são precipitados cimentos de calcita com hábito equante, enquanto em ambientes marinhos rasos são geralmente precipitados cimentos de calcita com hábitos fibrosos e microcristalinos. Em subsuperfície são precipitados cimentos com morfologia equante ou poiquilotópica (Fig. 5).



**Figura 5.** Diagrama esquemático mostrando os hábitos de cimentos de calcita nos principais ambientes diagenéticos, controlados pela razão de cátions de atividade superficial (SAC) para ânions de atividade superficial (SAA), Moore & Wade (2013).

A precipitação de cimentos de calcita geralmente ocorre em ambientes freáticos, onde os poros dos sedimentos e rochas estão totalmente preenchidos por água, o que distribui a cimentação de forma uniforme nos poros, cobrindo os grãos como franjas contínuas (Fig. 5) ou preenchendo totalmente os poros com morfologia em mosaico ou blocosa. Em ambientes vadosos, a precipitação ocorre na presença de água e ar, sob efeito de forças capilares e da gravidade. Conseqüentemente, a distribuição da cimentação representa a distribuição da água, ocorrendo na forma de meniscos entre os grãos e de gotículas pendentes abaixo dos grãos (Longman, 1980; Moore, 2001; Scholle & Ulmer Scholle, 2003; Moore & Wade 2013; Fig. 6).



**Figura 6.** Padrões de distribuição do cimento em função do ambiente diagenético vadoso ou freático, Moore & Wade (2013).

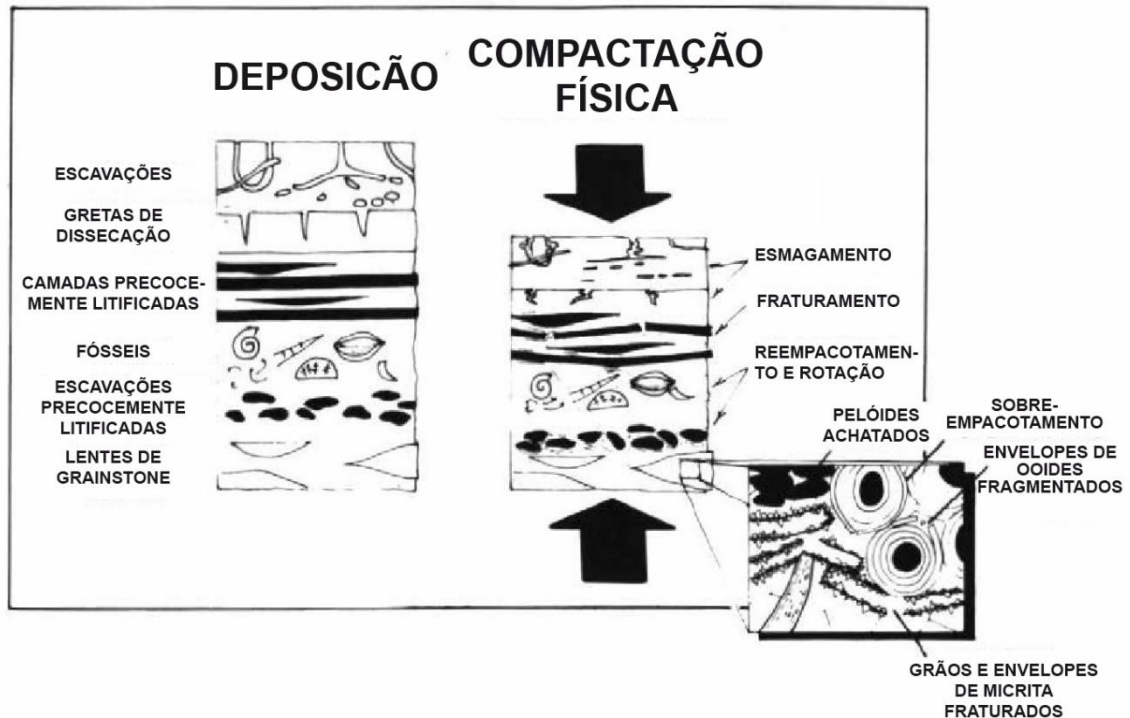
A cimentação carbonática é comum em ambiente de soterramento, ocorrendo devido às altas temperaturas, misturas de fluidos e à compactação química, mas seu volume é restrito pelo limitado fluxo de fluidos em subsuperfície. Os cimentos formados em ambiente de soterramento profundo são geralmente de calcita com textura drusiforme, poiquilotópica e blocosa, e de dolomita em sela.

#### 4.2.2 Compactação

Os processos de compactação podem ser divididos em duas categorias: a compactação mecânica (física) e a compactação química (dissolução por pressão). Com seu soterramento, os sedimentos carbonáticos são submetidos aos efeitos da compactação mecânica, com redução da porosidade, permeabilidade e perda de água. As partículas e estruturas são modificadas, os grãos são rotacionados e rearranjados, os constituintes dúcteis são esmagados e os grãos rígidos são fraturados, assim como as franjas de cimentos e os envelopes micritizados em torno de bioclastos previamente dissolvidos (Fig. 7 e 8); Choquette & James (1987).

A perda inicial da porosidade inicia pelo rearranjo mecânico de grãos arredondados como oóides. O prosseguimento da compactação em sedimentos suportados por grãos envolve o fraturamento e esmagamento de grãos, com consequente maior redução de porosidade. Em grãos microcristalinos, como intraclastos micríticos e pellets, os efeitos da compactação mecânica são maiores, com a deformação plástica e esmagamento desses grãos resultando em maior perda de porosidade, Moore & Wade (2013).

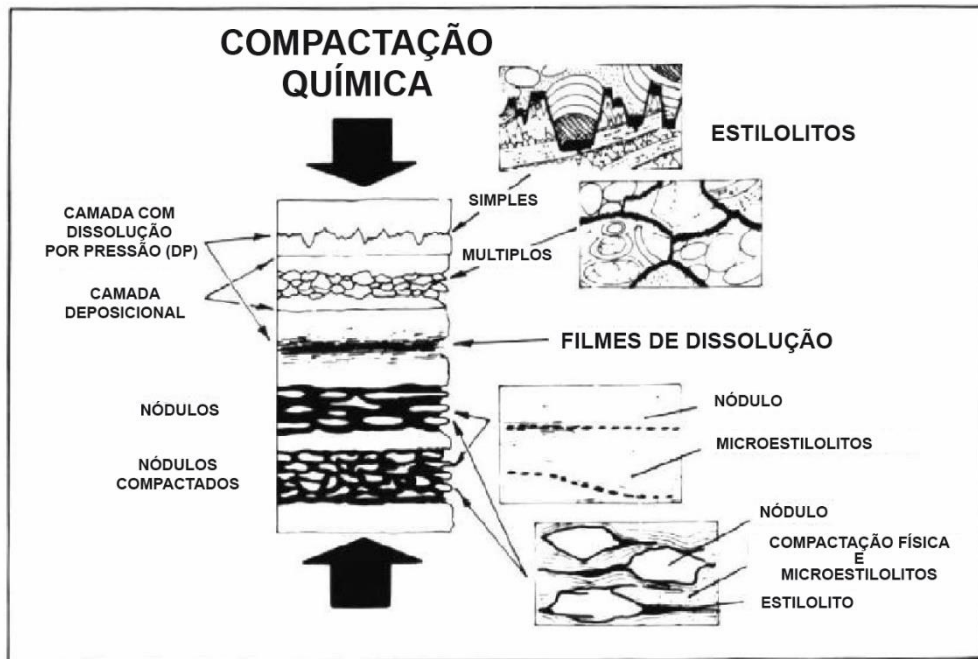
Os efeitos da compactação mecânica podem ser moderados em sedimentos suportados por grãos se ocorrer cimentação precoce sustentando o arcabouço, Moore & Wade (2013).



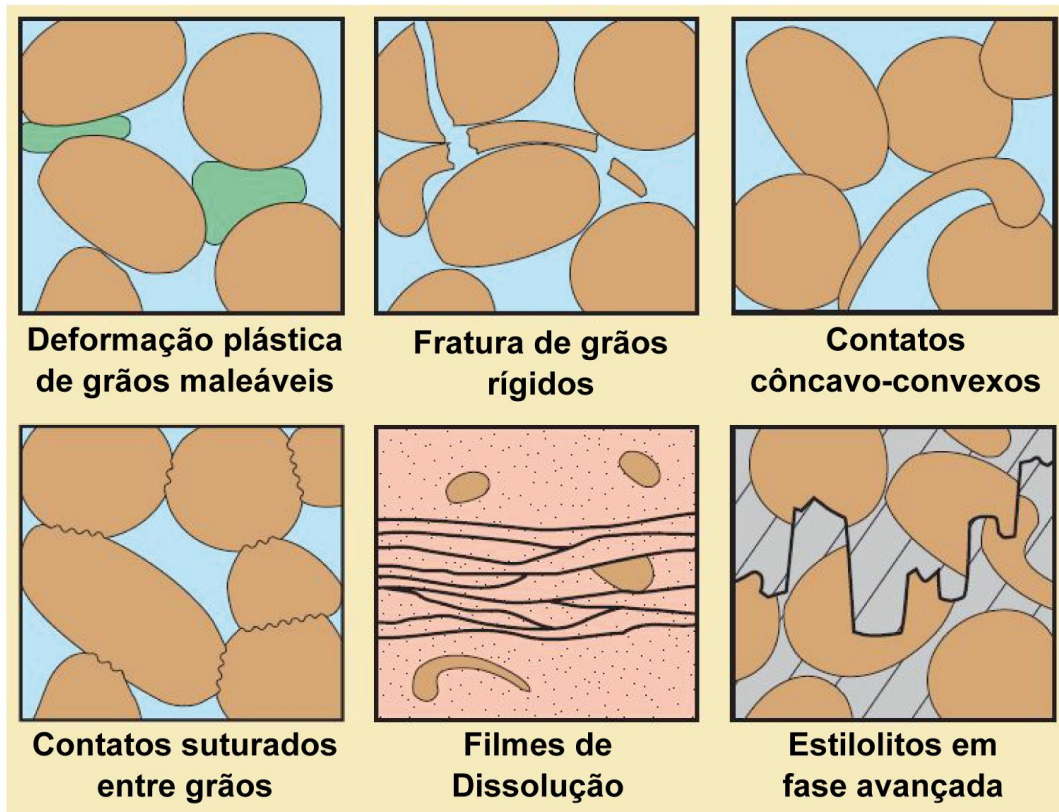
**Figura 7.** Esquema mostrando os produtos da compactação mecânica, Choquette & James (1987).

Com a continuação do soterramento ocorre tensão elástica nos contatos dos grãos, cujo aumento ocasiona dissolução nos contatos interpartícula. Este processo produz uma variedade de texturas, além de ser fonte íons para precipitação de cimento em ambiente de soterramento, Moore & Wade (2013). Essa compactação química opera em um intervalo de escala que varia da microscópica, com contatos suturados com amplitude menor que 0,250mm entre os grãos, também conhecido como microestilolitos, até a escala macroscópica, com estilolitos com amplitude maior que 1cm, Moore & Wade (2013). Outras texturas comuns ocasionadas pela compactação química são faixas de dissolução (*dissolution seams*) irregulares e descontínuas, marcadas por resíduos insolúveis, como minerais argilosos, óxidos ou hidróxidos de ferro, e matéria orgânica, Tucker & Wright (1990). Os fatores que influenciam o desenvolvimento da dissolução por pressão incluem a profundidade de soterramento, a composição da água, a mineralogia dos carbonatos, a presença de argilominerais, e a introdução de hidrocarbonetos, Choquette & James (1987). As principais texturas e produtos da compactação de depósitos carbonáticos são mostradas na Figura 9.





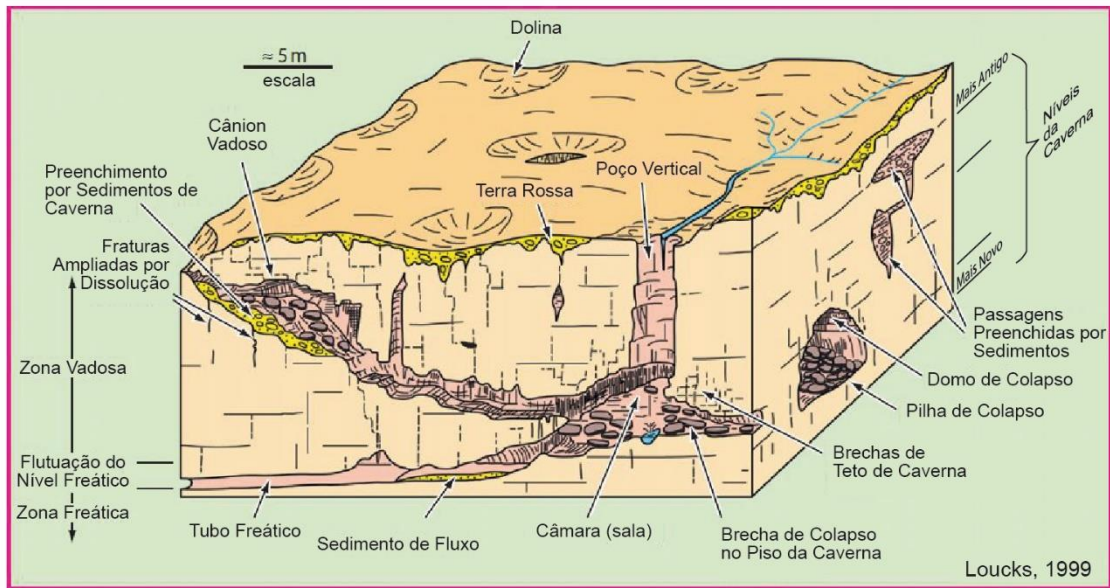
**Figura 8.** Esquema mostrando os produtos da compactação química, Choquette & James (1987).



**Figura 9.** Principais feições e texturas características da compactação mecânica e química de depósitos carbonáticos, Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

#### 4.2.3 Dissolução

Os sedimentos e cimentos carbonáticos podem sofrer dissolução em escala variável quando os fluidos nos poros são subsaturados com respeito à mineralogia do sedimento. A dissolução e a precipitação de  $\text{CaCO}_3$  são controladas na maioria das situações pela atividade de  $\text{CO}_2$  dissolvido na água. Fluidos meteóricos subsaturados dissolvem sedimentos e cimentos carbonáticos tanto pela sua normalmente baixa atividade em Ca e  $\text{HCO}_3$ , quanto porque o  $\text{CO}_2$  atmosférico como também os ácidos orgânicos formados no solo os tornam agressivos, James & Choquette (1984). Grãos de composição metaestável constituídos por aragonita ou calcita magnésiana são preferencialmente dissolvidos. Os processos de dissolução são mais ativos em ambientes próximos da superfície, onde a ação de fluidos meteóricos com  $\text{CO}_2$  oriundo da atmosfera e do solo pode criar poros vugulares e de caverna (carstificação). A dissolução é mais ativa em ambientes quentes e húmidos onde, além do ácido carbônico, outros ácidos como o fúlvico, nítrico e sulfúrico se formam e auxiliam na dissolução, James & Choquette (1984). Cavidades de todos os tamanhos podem se desenvolver por esse processo, desde pequenos vugs até grandes cavernas, incluindo dolinas, passagens e câmaras (Fig. 10). O movimento rápido da água pela zona vadosa transporta sedimentos, que são depositados dentro dessas cavidades, Moore & Wade (2013); (Fig.10). Os processos de dissolução ocorrem na zona vadosa superior e inferior, e no ambiente meteórico freático superior, enquanto os fluidos se mantem subsaturados.



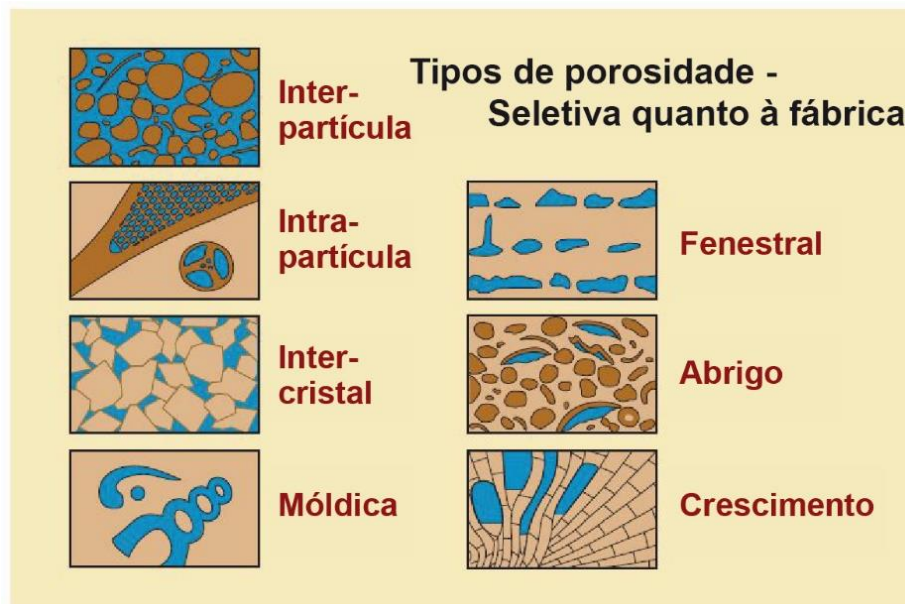
**Figura 10.** Bloco diagrama de feições características do ambiente cárstico, mostrando os produtos gerados pela dissolução em ambientes superficial, vadoso e freático, Moore & Wade (2013).

Em ambientes marinhos, os grãos carbonáticos de composição aragonítica e de calcita magnesiana permanecem estáveis em profundidades rasas. No entanto, o estado de saturação da água mar em relação a esses minerais diminui com a profundidade, James & Choquette (1983). A dissolução de rochas carbonáticas em ambiente de soterramento profundo não é considerada volumetricamente importante pela maioria dos autores, sendo atribuída a fluidos ácidos formados pela descarboxilação térmica da matéria orgânica ou pela redução termogênica de sulfato Tucker & Wright (1990). Fluidos hidrotermais também podem ocasionar dissolução em calcários e dolomitos, Tucker & Wright (1990).

Os sistemas porosos das rochas carbonáticas são muito complexos, devido à origem orgânica de parte dos seus constituintes, e à sua alta reatividade química. A alta reatividade química ocasiona o desenvolvimento de poros secundários devido a processos de dissolução que ocorrem durante a evolução diagenética. A modificação mais efetiva da porosidade costuma ocorrer precocemente, causada pela ação de fluidos meteóricos, Moore & Wade (2013).

A classificação dos tipos de porosidade em rochas carbonáticas mais utilizada é a de Choquette & Pray (1970), segundo a qual os poros são diferenciados pelo tamanho, tipo, origem e relação com outros elementos da fábrica da rocha (Figs. 11

e 12). A geração de poros secundários pode ou não ser seletiva quanto à fábrica. Por exemplo, poros móldicos são seletivos quanto à fábrica, estando comumente relacionados com a composição metaestável de bioclastos ou oóides de composição aragonítica, que são mais propícios a dissolução. Poros de caverna e de fratura da rocha cortam os elementos da fábrica, logo não são seletivos quanto à fábrica. Poros primários são todos aqueles presentes quando da deposição. A porosidade secundária pode se desenvolver a qualquer momento após a deposição, podendo ser seletiva (ex.: móldica e intercrystalina) ou não seletiva (ex.: fratura, vugular, canal ou caverna).



**Figura 11.** Classificação dos tipos de poros em rochas carbonáticas seletivos com respeito à fábrica, Scholle & Ulmer-Scholle (2003).



**Figura 12.** Classificação dos tipos de poros em rochas carbonáticas não seletivos, e seletivos ou não quanto à fábrica, Scholle & Ulmer–Scholle (2003).

#### 4.2.4 Recristalização e neomorfismo

Às mudanças no tamanho, forma e orientação dos cristais de um mineral sem alteração na mineralogia é conhecida como recristalização. A substituição de aragonita ou calcita magnesiana por calcita não magnesiana, que ocorre em muitos sedimentos carbonáticos, é mais corretamente denominada neomorfismo, Flügel (2004). O neomorfismo de grãos de composição aragonítica em ambientes marinhos estagnantes resulta comumente na preservação de algumas de suas estruturas originais, Longman (1980).

A intensa recristalização de sedimentos carbonáticos, mais tipicamente desenvolvida durante o soterramento, pode resultar em espatitos, rochas cristalinas cuja textura e composição originais não são reconhecíveis. Com a evolução do soterramento, matriz, grãos aloquímicos e cimentos formados em ambiente raso tornam-se termodinamicamente instáveis devido ao aumento de temperatura e pressão, o que favorece a recristalização, Machel (2005).

#### 4.2.5 Micritização

A micritização é o processo de alteração de bioclastos e outros grãos carbonáticos por algas, bactérias e fungos, comumente em ambientes marinhos

estagnantes. As superfícies dos bioclastos, oóides e outros grãos carbonáticos sofrem microperfurações, que são preenchidas por cimentos ou sedimentos finos. Os envelopes de micritização assim formados podem revestir continuamente as margens dos grãos, Quando a atividade dos microrganismos é muito intensa, todo grão pode ser micritizado, tornando impossível o reconhecimento das estruturas e texturas do grão original. Oóides intensamente micritizados são comumente identificados como pelóides.

#### 4.2.6 Fraturamento

Fraturas podem aumentar dramaticamente a permeabilidade das rochas, contribuindo substancialmente para a qualidade de diversos reservatórios carbonáticos. O faturamento pode ocorrer em qualquer momento durante a história do soterramento podendo se desenvolver em soterramento raso, devido à litificação precoce dos depósitos carbonáticos, Moore & Wade (2013). Os principais fatores responsáveis pelo faturamento de rochas carbonáticas são: tectonismo, compactação diferencial, colapso ocasionado por dissolução, processos hidrotermais, movimento de domos salinos e faturamento hidráulico em zonas de sobrepressão, Moore & Wade (2013).

Os processos diagenéticos desenvolvidos ao longo de fraturas horizontais ou restritas a intervalos limitados tendem ser semelhantes aos da rocha encaixante. Entretanto, o cruzamento de fraturas de uma zona diagenética para outra pode conduzir fluidos hidrofrígidos de zonas mais rasas, ou fluidos hidrotermais sobrepressurizados de zonas mais profundas, Machel (2005). Essas situações criam inúmeras possibilidades de reações, especialmente quando as fraturas cortam diferentes tipos de rochas. A descida rápida de fluidos meteóricos a grandes profundidades através de falhamentos profundos é comum a partir de áreas de recarga montanhosas. Esses fluidos podem retornar à superfície em nascentes hidrotermais. O efeito mais comum desses fluxos ascendentes é a dissolução ao longo das fraturas, ou sua cimentação por calcita, dolomita, sílica e, menos comumente, sulfatos ou fluorita, Machel (2005).

#### 4.2.7 Substituição

A substituição de grãos e matriz carbonática por minerais não carbonáticos é comum em ambientes rasos e profundos. Os processos de silicificação de sedimentos carbonáticos são comuns tanto em águas rasas como em ambientes marinhos profundos. As principais fontes de sílica para a silicificação de sedimentos e rochas carbonáticas são esqueletos de organismos silicosos (diatomáceas, radiolários e espículas de esponjas), intemperismo desenvolvido sob clima semi-árido, a dissolução de silicatos, e sistemas hidrotermais ligados ao magmatismo. A silicificação pode ser seletiva ou generalizada, e envolver tanto a substituição de carbonato por sílica quanto a precipitação de cimentos silicosos, Flügel (2004). Sulfatos como o gipso e a anidrita também substituem depósitos carbonáticos, predominando a anidrita, a barita e a celestita em ambientes profundos.

A substituição de calcita por dolomita requer fluidos com altas razões Mg/Ca. A dolomitização pode ocorrer relacionada a diversos ambientes e mecanismos Machel (2004). Em condições isoquímicas, o processo de dolomitização em calcários pode ocasionar aumento de porosidade, porque quando dois moles de calcita são substituídos por um mole de dolomita ocorre uma diminuição no volume molar Machel (2005). Entretanto, a continuidade do fluxo contínuo de fluidos supersaturados em relação a dolomita pode ocasionar a cimentação de todo espaço poroso, em um processo conhecido como superdolomitização (*overdolomitization*; Lucia, 2004).

### 4.3 Eodiagênese marinha

Apesar da água do mar ter sua composição química relativamente constante ao longo do tempo geológico, as alterações em ambientes eodiagenéticos marinhos estão relacionadas com as mudanças na composição dos fluidos nos poros. Estas mudanças ocorrem devido a quatro principais fatores:

- 1) Variações nos níveis de energia cinética das águas superficiais nos locais de deposição de carbonato promovidas por ondas e correntes. Essas variações influenciam o fluxo dos fluidos através dos sedimentos e a taxa de liberação de CO<sub>2</sub>.
- 2) Variações na temperatura e pressão das águas superficiais à medida que aumenta a profundidade, de águas superficiais quentes para águas profundas e

frias, com conseqüente aumento de pressão e concentração de CO<sub>2</sub>, impactando diretamente o estado de saturação dos minerais carbonáticos.

3) Intervenção de plantas e animais marinhos no ciclo de CO<sub>2</sub> através da respiração e fotossíntese, impactando diretamente o volume de precipitação ou de dissolução de minerais carbonáticos.

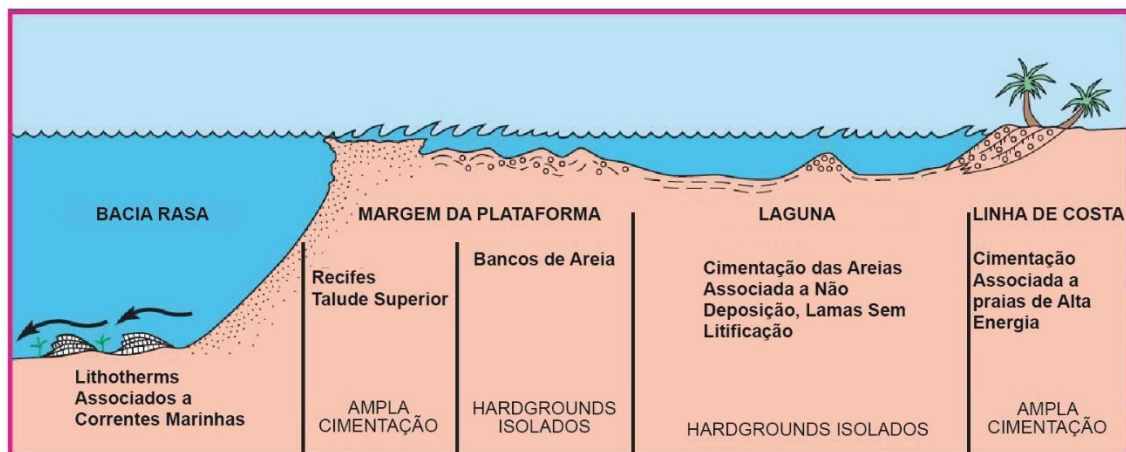
4) Processos metabólicos microbianos que afetam os processos diagenéticos em ambiente marinho, Moore & Wade (2013).

Os processos diagenéticos no ambiente marinho são mais rápidos do que os desenvolvidos em ambientes meteóricos e de soterramento profundo, operando em uma faixa que varia de anos a milhares de anos. Devido à uma combinação de processos físicos, químicos e biológicos associados à um grande volume de suprimento pela água do mar, a diagênese marinha desenvolve texturas e mudanças complexas nos sedimentos. Grande parte dessas texturas tornam-se irreconhecíveis após passarem pelo ambiente meteórico ou de soterramento profundo. Isto ocorre devido à composição original dessas partículas por aragonita ou calcita magnesiana, que são instáveis em ambientes de soterramento ou sob ação de fluidos meteóricos.

A intensidade da cimentação depende do fornecimento de solutos da água do mar, o qual depende das taxas de sedimentação e dos mecanismos que a transportam água para o interior dos sedimentos, Scholle & Ulmer-Scholle (2003). Embora a água do mar seja normalmente saturada em relação ao carbonato de cálcio, apenas uma pequena quantidade de carbonato pode ser precipitada como cimento nos poros sem reabastecimento da água. Assim, para que a cimentação ocorra é necessário que um grande volume de água passe pelos poros do sedimento, e o processo de perda de CO<sub>2</sub> seja elevado, Moore & Wade (2013). Os substratos rígidos, consolidados, são muito mais propícios a serem cimentados do que sedimentos não consolidados. Isto ocorre porque o movimento de grãos soltos impede o desenvolvimento da cimentação. Além disso, a compactação limita a livre circulação da água do mar saturada através dos sedimentos, evitando a cimentação. Por este motivo, os recifes e outros ambientes onde o arcabouço apresenta-se estabilizado e com grandes poros são mais propícios à cimentação marinha, Longman (1980). Além disso, nestes ambientes a atividade de respiração e fotossíntese que ocorre na biomassa eleva comumente o pH acima de 9,



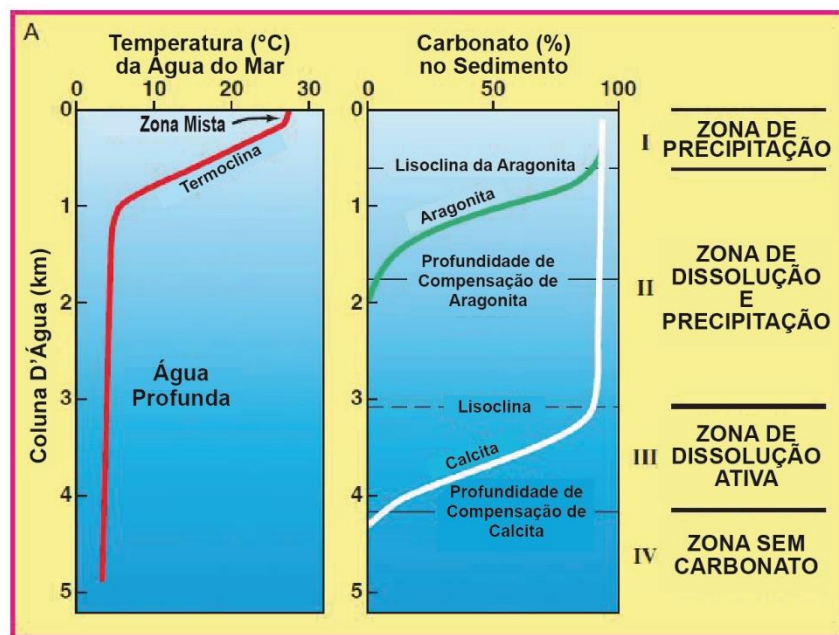
favorecendo a cimentação, Friedman *et al.* (1974). Outros fatores impactantes são a taxa de sedimentação, que deve ser baixa ou moderada, e os valores de saturação das águas superficiais em relação a  $\text{CaCO}_3$ , que devem ser normais ou altos, Moore & Wade (2013). Assim sendo, a precipitação de cimentos marinhos é uma combinação de diferentes fatores, com o volume de água movimentada no interior dos sedimentos maior principalmente na interface água/sedimento, onde a circulação é mais ativa. Barreiras cinéticas limitam o volume e a distribuição da cimentação marinha. Nas margens das plataformas e na linha de costa, a porosidade é reduzida consideravelmente pela cimentação. Já em ambientes de hardgrounds isolados, em lagunas e em áreas de não deposição de bancos de areia, a cimentação é menos ativa (Moore & Wade, 2013; Fig. 13).



**Figura 13.** Distribuição da cimentação marinha em ambientes deposicionais marinhos rasos, segundo, Moore & Wade (2013).

A precipitação de  $\text{CaCO}_3$  predomina em ambientes marinhos rasos em áreas tropicais, e os processos de dissolução predominam em zonas profundas e de altas latitudes. A temperatura da água, pressão de  $\text{CO}_2$  são os principais controles que influenciam a precipitação de carbonatos. Em baixas latitudes, a água do mar é estratificada com relação à temperatura, podendo ser dividida em três camadas (Fig. 14). Próximo à superfície, predomina uma camada mista com águas mornas. Logo abaixo, localiza-se a zona da termoclina, na qual a temperatura decresce rapidamente com a profundidade até próximo dos  $5^\circ\text{C}$ . Abaixo deste ponto, a temperatura da água é mais ou menos constante, até as profundidades abissais James & Choquette (1983). As águas superficiais dos oceanos em ambientes tropicais e subtropicais são supersaturadas em relação à aragonita e à calcita. Com

o aumento da profundidade, e com conseqüente diminuição da temperatura, aumento de pressão e menor saturação das águas, os sedimentos carbonáticos são cada vez mais expostos à dissolução, podendo atingir uma profundidade em que a taxa de dissolução é igual a taxa de fornecimento de sedimentos. Essa profundidade é denominada de profundidade de compensação da calcita, James & Choquette (1983). A profundidade é variável nos diferentes oceanos, ficando na faixa tropical do Pacífico algo em torno dos 3.500 metros e do Atlântico a 5.500 metros.



**Figura 14.** Relações entre a temperatura e a saturação de minerais carbonáticos em função da profundidade da água dos oceanos, Moore & Wade (2013). Modificado de James & Choquette (1983).

As águas superficiais marinhas são atualmente saturadas em relação à aragonita, calcita magnesiana, calcita não-magnesiana e dolomita entre as latitudes 30<sup>o</sup> Norte e Sul (James & Choquette, 1990; Morse & Mackenzie, 1990; Moore & Wade, 2013). A pressão apresenta um comportamento quase linear com a profundidade, enquanto a diminuição da temperatura ocorre logo abaixo da zona mista (Fig. 14). Na zona I, a água marinha está saturada em relação à aragonita, como também em relação à calcita. Na parte mais superficial da zona II ocorre a dissolução de aragonita, até que se alcance uma profundidade de compensação de

aragonita, enquanto prossegue a precipitação de calcita. Na zona III as partículas compostas por calcita vão se dissolvendo, até se alcançar a profundidade de compensação da calcita. Nas latitudes acima de 30°, nas regiões temperadas e polares norte e sul, o estado de saturação dos carbonatos na água diminui devido às baixas temperaturas. A consequência disso é que ocorre menos precipitação de calcita na zona II devido às baixas temperaturas, Moore & Wade (2013).

As características das águas marinhas estão relacionadas diretamente com a profundidade, responsável direta pela diminuição da temperatura, aumento de pressão e da concentração de CO<sub>2</sub> dissolvido, James & Choquette (1990).

#### 4.3.1 Ambiente marinho freático de zona ativa

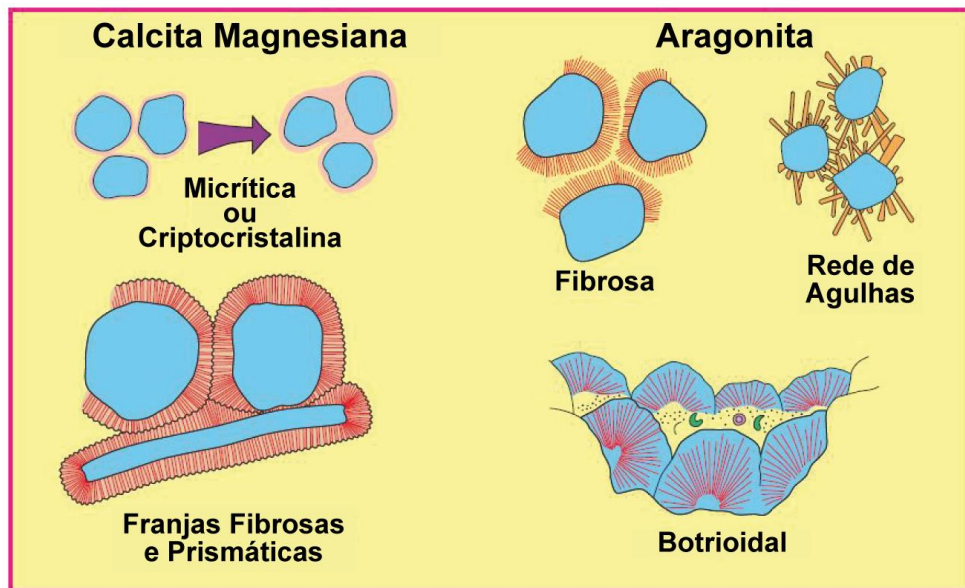
Nesta zona, todos os poros estão preenchidos pela água do mar, que circula livremente pelo interior dos sedimentos, resultando em cimentação marinha. Os principais carbonatos precipitados em ambiente marinho raso são a aragonita e a calcita magnesiana, ambos metaestáveis em outros ambientes diagenéticos (Moore, 2001; Tucker & Wright, 1990; Moore & Wade, 2013). A maior parte da cimentação nesta zona ocorre onde a água é forçada através dos sedimentos pela ação de ondas, marés e correntes, em ambientes de alta energia. Este processo se desenvolve melhor nas margens das plataformas, bancos arenosos ou em sedimentos grossos praias. Conseqüentemente, a diagênese marinha freática tipicamente apresenta variações devido às taxas de movimento da água no interior dos sedimentos.

Atualmente, os cimentos de composição aragonítica predominam em ambientes costeiros e em *hardgrounds*, enquanto os de calcita magnesiana predominam em ambientes de recifes, Moore (2001). A textura destes cimentos é bastante diversificada. A calcita magnesiana ocorre com textura criptocristalina a microcristalina (“micrítica”) ou como franjas de cristais escalenoédricos (“dentes de cão”) cobrindo os grãos ou circundando poros intrapartícula (Fig. 15); Longman (1980). Em outros casos, a calcita magnesiana forma agregados “pseudopeloidais”, ou “pseudopelotoidais”, tipo de textura comum em cimentos marinhos recentes em recifes, Longman (1980). O cimento de aragonita geralmente ocorre como cristais fibrosos, geralmente na forma de franjas cobrindo as partículas ou como agulhas

desorientadas. Outra textura comum é a botrioidal ou esferulítica, preenchendo grandes cavidades em recifes (Fig. 15). Estas texturas estão relacionadas com os diferentes substratos nos quais os cimentos se desenvolveram, a natureza dos poros, além da taxa de precipitação. Os cimentos de calcita magnesiana e de aragonita podem se formar em diferentes tipos de depósitos, incluindo recifes (Ginsburg & James, 1976; James *et al*, 1976; Mazzulo & Cys, 1977; *apud* Longman, 1980). Como estes cimentos são metaestáveis, eles tendem passar para fases estáveis como a calcita não-magnesiana e a dolomita através do processo de dissolução e reprecipitação, com consequente perda da sua textura original, o que tende a ser mais intenso para cimentos de composição aragonítica, Moore (2001).

#### 4.3.2 Ambiente marinho freático de zona estagnante

Neste ambiente, os poros dos sedimentos estão cheios com água do mar saturada em  $\text{CaCO}_3$ , mas com movimentação pelos poros muito lenta, fazendo com que ocorra pouca cimentação. Sedimentos depositados em ambientes de lagunas, em partes profundas de plataformas carbonáticas ou em partes distais do talude tipicamente passam pela diagênese em ambiente marinho estagnante. A cimentação nesta zona é restrita, ocorrendo principalmente em poros de bioconstruções, recifes ou nos poros intrapartícula de bioclastos, como em gastrópodes e foraminíferos. Nestes ambientes, a ação de bactérias aumenta o pH do fluido, favorecendo a precipitação de cimento, Longman (1980). A micritização das partículas é gerada essencialmente no ambiente marinho estagnante por microrganismos que perfuram as partículas, formando microporos. A maioria da micritização ocorre na interface água/sedimento, Longman (1980), mas também pode se desenvolver alguns metros abaixo desta interface. Os grãos podem ser parcial- e superficialmente micritizados, ou totalmente micritizados. A micritização intensa de oóides pode transformá-los em pelóides. Os principais produtos desenvolvidos na zona marinha freática estagnante são a micritização e limitada cimentação em alguns poros intrapartícula. Não ocorre dissolução de grãos em ambientes marinhos rasos.



**Figura 15.** Morfologias características dos cimentos carbonáticos marinhos, Scholle & Ulmer-Scholle (2003). Modificado de James & Choquette (1983).

#### 4.3.3 Ambiente marinho vadoso

Nesta zona, os poros estão preenchidos parcialmente por ar e parcialmente por água do mar supersaturada, que percola através do sistema poroso. A precipitação carbonática neste ambiente ocorre principalmente devido à perda de  $\text{CO}_2$  da água do mar, a qual é bombeada através dos sedimentos por ondas e marés, fazendo com que a precipitação de cimentos de calcita magnesiana e aragonita seja rápida, Longman (1980). Também costuma ser importante a ação microbiana na precipitação carbonática. No ambiente marinho vadoso, as texturas dos cimentos carbonáticos podem ser semelhantes às do ambiente marinho freático, mas no geral apresentam a distribuição típica do ambiente vadoso, com formas em meniscos e pontes, feições pendulares, e sedimentos internos infiltrados. Em períodos de subida do nível do mar, pode ocorrer a formação de crostas em planícies de supramaré, sob as quais podem se desenvolver cimento com textura botrioidal de composição aragonítica.

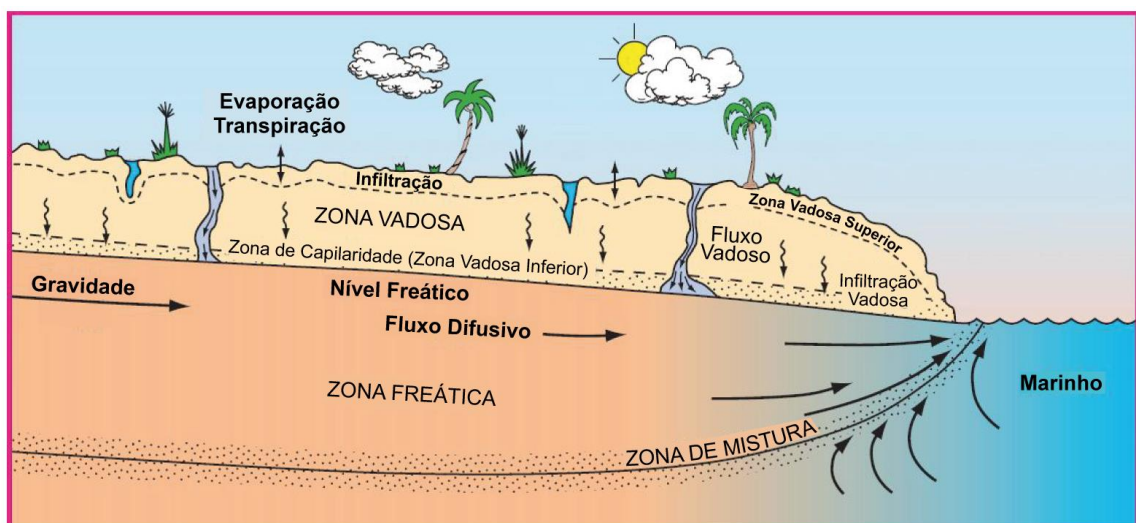
## 4.4 Eodiagênese meteórica

### 4.4.1 Ambiente meteórico freático

A eodiagênese meteórica normalmente ocorre relativamente próximo à superfície, ao longo das margens das plataformas, em ilhas com plataformas, e em

plataformas isoladas. O ambiente diagenético meteórico é dividido em duas zonas, separadas pelo nível freático, Longman (1980); (Fig. 16). A zona vadosa, localizada acima do nível freático, é subdividida em subzonas superior e inferior; a zona freática, localizada abaixo do nível freático, é subdividida em três subzonas: de dissolução, estagnante e ativa. A diferença entre as zonas é definida pelo volume de fluidos nos poros. Na zona freática, todos os poros estão preenchidos por água, e na vadosa os poros estão preenchidos por ar e por água. Outro fator importante é a circulação dos fluidos nos poros que pode ser ativa ou estagnante. Estes ambientes apresentam diferenças nos volumes de precipitação de cimentos, na intensidade de dissolução e nos tipos de poros gerados.

Todo espaço poroso na zona freática meteórica é preenchido por água meteórica contendo quantidades variáveis de carbonato dissolvido. A água que entra nesta zona normalmente passa pelo ambiente vadoso, mas pode também vir diretamente de rios ou lagos, sem passar através de uma zona de solo ou vadosa. O principal fator de controle do volume de água que passa pela zona vadosa é o clima. A geometria do nível freático é controlada pela quantidade de chuva e pelos padrões de circulação da água, função da distribuição dos níveis permeáveis. O limite inferior da zona freática meteórica é gradacional com a zona marinha nas áreas próximas à costa. Essa zona de transição entre a água meteórica e marinha é denominada de zona de mistura, James & Choquette (1984); (Fig. 16).



**Figura 16.** Modelo conceitual mostrando as zonas diagenéticas e o fluxo hidrológico no ambiente meteórico, Moore & Wade (2013).

A diagênese na zona freática meteórica é muito complexa, devido à variação química dos fluidos ( $\text{CO}_2$ , carbonato e Ca dissolvidos), taxas de migração, grau de saturação e composição dos sedimentos afetados. Na diagênese meteórica, a calcita magnesiana e a aragonita tendem a ser dissolvidas ou substituídas por calcita não-magnesiana. É possível subdividir a zona meteórica em relação à saturação do fluido em  $\text{CaCO}_3$ . A água meteórica que entra na zona vadosa é subsaturada em relação ao  $\text{CaCO}_3$  e com baixo teor de magnésio, mas à medida que penetra a rocha pode se tornar supersaturada em  $\text{CaCO}_3$  e precipitar cimentos. Com a continuação do processo, à medida que a água meteórica se infiltra através da zona freática, torna-se mais saturada em carbonato de cálcio. Dessa forma, enquanto no topo da zona freática ocorre dissolução tanto de aragonita como de calcita, mais abaixo somente a aragonita é dissolvida, enquanto a calcita precipita. Na parte mais profunda da zona freática, a cimentação por calcita é mais ativa e não ocorre dissolução, e a distribuição dos cimentos é mais homogênea do que na zona vadosa, Longman (1980). Portanto, o ambiente meteórico freático é dividido em 3 zonas com diferentes processos e produtos:

#### 4.4.1.1 Zona de dissolução

Localizada na base da zona vadosa, o nível do lençol freático incluindo a parte superior da zona freática é um ambiente de intensa atividade química, onde as águas da zona vadosa e freática se misturam sem a presença de ar em um ambiente de intensa corrosão e dissolução. O nível freático sofre variações e em períodos de inundação pode se elevar, entrando na área da zona vadosa inferior, ocasionando dissolução e formando cavernas, James & Choquette (1984). A água meteórica pode atravessar a zona vadosa sem ficar saturada em  $\text{CaCO}_2$ . Isto ocorre quando o substrato superior possui fraturas ou megaporos (cavernas) que permitem uma percolação rápida. A água meteórica subsaturada acumulada abaixo do nível freático promove a dissolução de grãos, que cessa quando o fluido se torna saturado em  $\text{CaCO}_3$ . Os produtos gerados incluem porosidade tipo vugular, de canal e móldica, e raro neomorfismo dos grãos instáveis de aragonita e calcita magnesiana para calcita não-magnesiana, Longman (1980). Em outras situações, águas da zona vadosa saturadas em relação à calcita se movem através do lençol freático, tornando-se mais frias, ou então são misturadas com águas com  $\text{pCO}_2$  mais baixa, fazendo com que ocorra dissolução tanto de aragonita como de calcita próximo do lençol freático (Thraikill, 1968; Ford & Ewers, 1978; *apud* Longman, 1980).

#### 4.4.1.2 Zona estagnante

Localizada em áreas mais profundas abaixo do nível freático, onde a movimentação da água é muito lenta, ou mesmo nula em ambientes de clima árido. As águas meteóricas que atravessaram a zona vadosa já precipitaram o carbonato adquirido no percurso e o fluido já atingiu seu equilíbrio com os sedimentos circundantes, fazendo com que ocorra pouca cimentação. A porosidade é preservada devido à pouca cimentação, e se limita a pequenas e finas franjas cobrindo os grãos, ou a preenchimento de poros intrapartícula. Neste ambiente, o neomorfismo da aragonita para calcita ocorre por meio de dissolução e reprecipitação e mantém a textura original dos grãos aragoníticos, Longman (1980). Os principais processos desenvolvidos incluem: neomorfismo da aragonita para calcita não-magnésiana, pouca ou nenhuma dissolução, neomorfismo de grãos aragoníticos preservando sua textura, e preservação da porosidade primária devida à limitada cimentação.

#### 4.4.1.3 Zona ativa

A água que circula através do lençol freático está saturada em  $\text{CaCO}_3$  adquirido durante seu percurso através da zona vadosa, além de conter  $\text{CO}_2$  derivado do solo e ácidos orgânicos. Como sua taxa de fluxo pode diminuir durante sua movimentação no lençol freático, muitas vezes o  $\text{CO}_2$  é liberado, promovendo cimentação. A circulação ativa de água ocorre na parte superior desta zona, onde água meteórica é adicionada, e ao longo das vias de recarga e descarga, que funcionam como fontes de abastecimento. Grãos metaestáveis de calcita magnésiana e aragonita alteram-se rapidamente e a dissolução de aragonita pode ser acompanhada por substituição por calcita. A dissolução da aragonita produz a precipitação de  $\text{CaCO}_3$  como cimento, tanto no interior das partículas como entre elas e em novos poros criados pela dissolução desses bioclastos de composição aragonítica, James & Choquette (1984). A cimentação no ambiente freático é rápida e generalizada, porque a água meteórica está saturada com carbonato de cálcio. Devido à baixa atividade de magnésio, o cimento precipitado tende ser de calcita não-magnésiana. Sua distribuição é homogênea em torno dos grãos porque os poros estão saturados com água, Moore & Wade (2013). A intensidade da cimentação e da dissolução de grãos diminui à medida que a lente de água meteórica se aproxima da zona de mistura (Halley & Harris, 1979; Budd, 1984; Saller 1984a; *apud* Moore, 1989). Os principais processos desenvolvidos incluem:

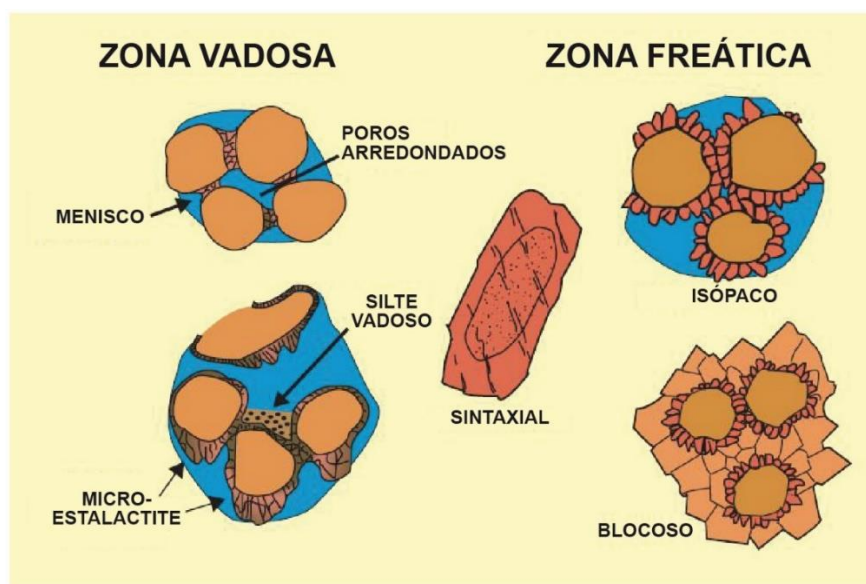


abundante cimentação por calcita em mosaico equante, franjas prismáticas de calcita não-magnésiana, completa substituição de aragonita por calcita não-magnésiana, cimentação com textura drusiforme, blocosa e em mosaico, crescimentos sintaxiais em bioclastos de equinodermas, manutenção da forma original dos grãos dissolvidos por envelopes micríticos, pouca ou nenhuma porosidade preservada, Longman (1980); (Fig.17).

#### 4.4.2 Ambiente meteórico vadoso

O ambiente vadoso é localizado acima da zona de saturação ou do nível freático, na zona sob influência direta de água meteórica que percola diretamente através da rocha carbonática ou infiltra através do solo. Neste ambiente água e ar estão presentes nos poros, pois a zona vadosa não é saturada em água. Assim, a água presente tende a estar mantida entre os grãos por forças capilares como meniscos, ou sob os grãos na forma de gotas, como pingentes pendulares.

A zona vadosa é dividida em duas zonas: a zona de superior, ou zona de caliche, e a zona inferior. Os limites e dimensões destas zonas variam muito, pois são dependentes de fatores locais, como clima, quantidade de vegetação, espessura do solo e espessura da zona vadosa como um todo. Em alguns casos a zona de precipitação pode ser ausente, Longman (1980).

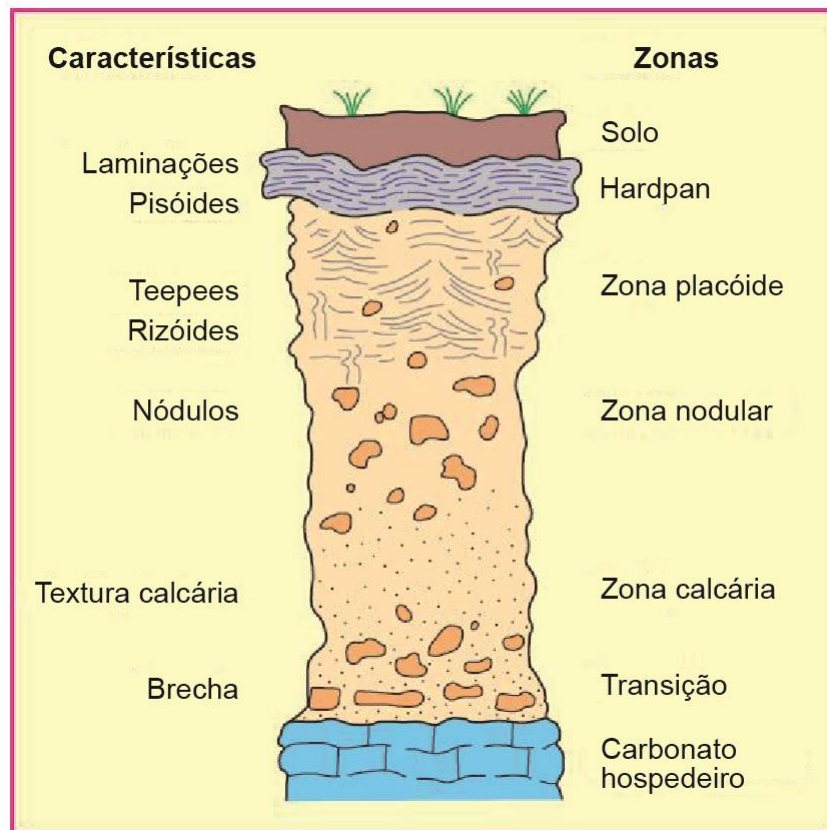


**Figura 17.** Morfologia de alguns dos principais cimentos formados no ambiente meteórico, Scholle & Ulmer-Scholle (2003). Modificado de James & Choquette (1984).

#### 4.4.2.1 Zona vadosa superior

Nesta zona, onde predomina a interação ar-sedimento e a infiltração inicial, ocorre a interação inicial da água meteórica com as rochas ou sedimentos carbonáticos. Em alguns casos, estes fluidos interagem primeiramente com solos ou proto-solos (Fig. 16). A zona vadosa é um ambiente de intensa diagênese, porque as águas meteóricas infiltradas são insaturadas em relação ao  $\text{CaCO}_3$  devido à alta  $\text{pCO}_2$  associada aos solos. Esta zona pode se estender por uma profundidade de dezenas ou centenas de metros, dependendo da localização do lençol freático e da rapidez que a água meteórica se torna 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, da quantidade de água, e da pressão parcial de  $\text{CO}_2$  na água. Grãos aragoníticos são mais suscetíveis à lixiviação, e são removidos preferencialmente em relação aos grãos e cimentos de calcita, Longman (1980).

Em regiões com alta pluviosidade e em sedimentos porosos, a água movimenta-se com maior intensidade por esta zona, promovendo intensa dissolução. O  $\text{CaCO}_3$  removido por dissolução pode ser transportado para baixo, na zona de capilaridade na zona vadosa inferior onde ocorre a precipitação de calcita, Moore & Wade (2013). A atividade biológica presente nesta zona muda a composição original destes fluidos, produzindo  $\text{CO}_2$  por degradação microbiana, que pode produzir tanto a dissolução quanto a precipitação de carbonatos. Esse ambiente é também influenciado por processos de evaporação e evapotranspiração, principalmente em zonas tropicais de clima árido onde, sob efeito de temperaturas elevadas, a água retorna em direção à superfície, ocasionando a precipitação de crostas denominadas de caliches ou calcretes, James & Choquette (1984). Nesses, os sedimentos próximos à superfície são alterados e cimentados por processos pedogenéticos. O perfil característico dos caliches (Fig. 18) é o resultado de intensa dissolução dos sedimentos carbonáticos ou de calcários, com posterior rápida reprecipitação de calcita, em alguns casos impulsionada pela atividade orgânica. A textura do sedimento original é destruída e substituída por diferentes estruturas e texturas como: nódulos, pisóides, rizólitos, teepees e microespato, Tucker & Wright (1990).



**Figura 18.** Esquema de um perfil de caliche, mostrando as principais zonas e características, Moore & Wade (2013).

#### 4.4.2.2 Zona vadosa inferior

Esta zona é marcada pela percolação de fluidos em direção ao lençol freático através dos sedimentos por efeito da gravidade. A saturação da água nos poros aumenta gradualmente acima do lençol freático em uma região denominada de zona de capilaridade (Fig. 16). Por se localizar afastada da zona vadosa superior, na qual ocorre dissolução do carbonato de cálcio devido à intensa atividade orgânica e alta  $p\text{CO}_2$ , esta zona recebe águas que são geralmente saturadas em relação ao  $\text{CaCO}_3$ , o que promove a precipitação de carbonato de cálcio, Longman (1980). O resultado é cimentação por calcita acima e adjacente ao lençol freático (Budd & Land, 1990; Saller, 1984b; apud Moore, 2013). A percolação vadosa é influenciada pelo clima, podendo ser reduzida em áreas áridas, fazendo com que a cimentação e a dissolução ocorram de forma mais limitada e localizada. A cimentação vadosa tende a precipitar rapidamente próximo ao local da dissolução, o que pode resultar em uma distribuição bastante uniforme dos cimentos vadosos em toda uma sequência Halley & Harris (1979). A quantidade de cimentação depende do grau de saturação

dos fluidos e de fatores que controlam a precipitação, como o tempo, a perda de CO<sub>2</sub> do sistema e a taxa de fluxo, que controlam a quantidade de água da qual está sendo retirado material para a precipitação, Longman (1980).

A morfologia dos cimentos na zona vadosa tende a refletir a distribuição da água no sistema poroso. Como a água dos poros é distribuída entre os grãos pela força capilar e tensão interfacial na forma de meniscos, o cimento também apresenta uma morfologia de meniscos. O mesmo ocorre na forma de gotas na parte inferior dos grãos, o que origina cimento com formas pendulares, também denominados de cimentos microstalactíticos (Longman, 1980; Moore, 2001; Fig. 17). Estas formas são geradas pela existência de ar e água distribuídos por forças capilares. Como consequência, a distribuição dos cimentos reflete a distribuição da fase líquida na zona de capilaridade, Dunham (1971). Outra característica é distribuição heterogênea destes cimentos, relacionada à distribuição não homogênea da água no interior dos sedimentos, Longman (1980). Nos diferentes ambientes sob influência da água meteórica, os cristais de calcita possuem normalmente formas equantes, mas no ambiente vadoso pode ocorrer uma exceção. A rápida liberação de CO<sub>2</sub> por desgaseificação conduz a estados elevados de saturação, o que favorece a precipitação de cimentos microcristalinos, ou mesmo de cristais aciculares do tipo *whisker* (mais comumente encontrados em cavernas) na zona de solo (Given & Wilkinson, 1985; González *et al.*, 1992).

#### **4.5 Ambiente de zona de mistura**

O limite entre o ambiente meteórico freático e o ambiente marinho é marcado por água salobra formada pela mistura de águas. Os cimentos produzidos nesta zona são raros, devido a três fatores. Primeiro: a zona de mistura possui pouca extensão vertical e lateral localizando-se entre as duas grandes zonas. Segundo: os fluidos presentes neste intervalo geralmente encontram-se relativamente estagnados. Terceiro: a distribuição desta zona muda somente quando há variações no nível do mar ou em resposta de mudança no regime pluviométrico. Apesar disso, diferentes processos podem ocorrer nesta zona, que resultam na dissolução ou precipitação de carbonatos, Runnels (1969). Um dos processos que podem ocorrer é a formação de dolomita, tipicamente restrita apenas às áreas com circulação de

água. Outros processos que ocorrem na zona de mistura incluem: pequena cimentação por calcita, neomorfismo de aragonita e calcita magnesiana para calcita não-magnesiana, e dissolução de aragonita, Longman (1980). Silicificação de bioclastos e de outras partículas aloquímicas devido a influxos de fluidos saturados em sílica devido ao intemperismo desenvolvido no continente, Laschet (1984). Os dois principais fatores para a precipitação de dolomita envolvem a origem dos íons  $Mg^{2+}$  e o processo do qual o fluido dolomitizante é bombeado através dos sedimentos carbonáticos. A água do mar é rica em magnésio e cálcio, e continua mantendo concentrações relativamente elevadas destes elementos quando misturada com água meteórica. Hanshaw *et al.* (1971) demonstraram o potencial dolomitizante de águas salobras com  $Mg^{2+}$  derivado da água do mar, bombeadas pelo movimento ativo das águas subterrâneas através dos calcários. As águas meteóricas se misturam com fluidos marinhos em diversas situações hidrológicas. Por exemplo, a progradação da linha de costa é acompanhada por uma progradação/migração da zona de mistura marinho–meteórica afetando uma ampla faixa da sequência carbonática com o desenvolvimento de irregular dolomitização, Choquette & Steinen (1985).

No modelo para formação de dolomita na zona de mistura conhecido como Dorag, águas meteóricas insaturadas em relação à calcita e à dolomita são misturadas com águas marinhas supersaturadas com relação a ambas as fases. As misturas intermediárias são subsaturadas em relação à calcita e supersaturadas em relação à dolomita, Badiozamani (1973). O modelo de Dorag foi questionado por diversos pesquisadores ao longo dos anos por questões ligadas a processos termodinâmicos e geoquímicos. Embora não seja um modelo apropriado para explicar dolomitização em larga escala de plataformas carbonáticas, continua sendo útil para a compreensão da ação da diagênese em rochas carbonáticas na zona de mistura.

#### **4.6 Mesodiagênese**

A diagênese de soterramento é caracterizada por uma mistura de processos físicos e químicos que atuam sobre os sedimentos longe do ambiente superficial, abaixo da zona meteórica, da zona de mistura, ou da zona de circulação ativa

marinha, até a zona de metamorfismo de baixo grau, Choquette & Pray (1970); (Fig.19). Diferentemente dos ambientes superficiais, o ambiente de soterramento é isolado da troca livre de gases quimicamente ativos da atmosfera, como o oxigênio e o CO<sub>2</sub>. Neste ambiente, temperatura e pressão são relativamente elevadas, aumentando progressivamente com a profundidade. O movimento dos fluidos diagenéticos nos poros é mais lento, diminuindo devido à redução da porosidade e permeabilidade pela cimentação e compactação. Estas condições fazem com que ocorra uma evolução na composição dos fluidos intersticiais devido à sua interação com as rochas e pelo influxo de águas baciais, Moore & Wade (2013).

Os principais processos neste domínio diagenético são: a compactação física (mecânica), a compactação química (dissolução por pressão), a alteração de minerais hidratados para anidros, a cimentação, a dolomitização, e a alteração da matéria orgânica, com produção de ácidos orgânicos e de hidrocarbonetos, Choquette & James (1984). O tempo é outro fator importante, pois os processos atuam na mesodiagênese normalmente de milhões a centenas de milhões de anos.



**Figura 19.** Diagrama mostrando as relações entre os ambientes diagenéticos rasos e o ambiente de soterramento, Moore & Wade (2013).

As características diagenéticas neste ambiente são difíceis de identificar por vários motivos. A transição entre os fluidos superficiais (meteóricos ou marinhos) e os fluidos do ambiente de soterramento é mal definida e variável, de modo que não é claro onde a diagênese de soterramento começa. Os depósitos submetidos à diagênese de soterramento provavelmente passaram por zonas de diagênese meteórica e/ou marinha, o que torna difícil determinar se uma determinada textura diagenética é exclusivamente um produto de mesodiagênese, Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

Os principais fatores e controles da mesodiagênese dividem-se em fatores intrínsecos, como a mineralogia, a textura, a presença e tipo de matéria orgânica e de hidrocarbonetos, a cimentação eodiagenética, a química da água nos poros, e a porosidade e permeabilidade, e fatores extrínsecos, como a temperatura, a pressão, o tempo e o fluxo dos fluidos.

Entre os fatores intrínsecos, os principais são a mineralogia, a quantidade e a natureza da fração orgânica, a presença e a saturação de óleo, e a composição da água nos poros. Sedimentos que entram na zona de soterramento com calcita magnesiana e aragonita na sua composição possuem maior potencial diagenético para cimentação por calcita não-magnesiana através de dissolução dos carbonatos meta-estáveis e reprecipitação do que sedimentos que contêm apenas calcita não-magnesiana, Schlanger & Douglas (1974). Outro fator composicional faz com que calcários que contem argilominerais e/ou matéria orgânica sejam mais propícios aos efeitos da compactação química através do desenvolvimento de feições estilolíticas Bathurst (1986).

A granulometria e outros aspectos texturais influenciam a intensidade e a velocidade com que o neomorfismo, a dissolução e a compactação ocorrem durante o soterramento. Sedimentos compostos por grãos finos sofrem neomorfismo e reações de dissolução e precipitação mais rapidamente devido à sua maior superfície específica. Os efeitos de compactação também são maiores do que em sedimentos grossos (Choquette & James, 1987; Shinn & Robbin, 1983).

A química da água nos poros tem um papel importante na mesodiagênese. Os fluidos nos poros sofrem uma lenta evolução composicional devido à interação da água com as rochas e com os fluidos derivados de outras porções da bacia, e mesmo de processos magmáticos ou metamórficos. O movimento dos fluidos

diminui com a redução da porosidade e permeabilidade com o aumento do soterramento, Moore & Wade (2013). As taxas de movimentação da água nos poros controlam a taxa de dissolução e precipitação dos minerais carbonáticos, Bathurst (1975). A redução de permeabilidade no ambiente de soterramento faz com que a circulação de fluidos seja extremamente reduzida. Assim, a transmissão de íons desenvolve-se através de filmes de difusão iônica existentes entre os grãos e os cimentos. A movimentação de íons para fora e para dentro destes filmes ocasionam reações de cimentação e substituição, Choquette & James (1987). Além disso, a química da água tem forte influência na compactação química, pois a dissolução por pressão é menos ativa em águas de origem meteórica com baixo teor de magnésio comparada com poros preenchidos por fluidos de origem marinha, Neugebauer (1973). A saturação dos poros por óleo impede a compactação química e a cimentação.

A porosidade e permeabilidade controlam o volume e a taxa de fluxo de fluidos, afetando a velocidade com que as reações diagenéticas ocorrem. Rochas carbonáticas com porosidade interpartícula preservada, mesmo que parcialmente, e granulometria grossa tem maior permeabilidade, e portanto maior potencial para processos mesodiagenéticos, Choquette & James (1984).

Entre os fatores extrínsecos, a pressão e temperatura são os mais importantes. Existem três aspectos de atuação da pressão em ambiente de soterramento. O primeiro aspecto corresponde à pressão linear ou direta, que corresponde àquela gerada pelas forças tectônicas. O segundo aspecto é a pressão litostática, a qual é transmitida através dos constituintes que compõem o arcabouço da rocha, correspondendo ao peso da coluna de rochas e sedimentos sobrepostos. O terceiro é a pressão hidrostática transmitida pelos fluidos através do sistema poroso, que varia dependendo do tipo de fluido, da salinidade e temperatura. A diferença entre a pressão litostática e a pressão hidrostática corresponde à pressão efetiva, que é efetivamente responsável pelas tensões nos contatos entre os constituintes do arcabouço da rocha, e pelos processos de compactação mecânica e química. Se a água intersticial ficar retida nos espaços porosos enquanto o sedimento sofre compactação, o aumento da pressão hidrostática resulta em baixas pressões efetivas nas interfaces dos grãos. Esta condição é denominada de sobrepressão ou geopressão, James & Choquette (1990), e pode ajudar a preservar a porosidade, ainda que de forma transiente, em reservatórios profundos.

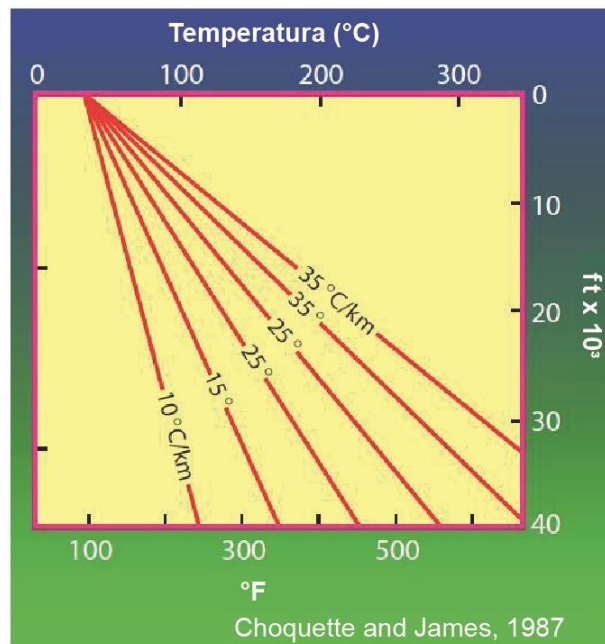


Normalmente, a diferença entre a pressão litostática e a hidrostática é pequena, mas sob algumas condições, a pressão hidrostática pode se tornar anormalmente alta, suportando parte ou toda sobrecarga do soterramento. A alta pressão dos fluidos nos poros pode ser um importante fator inibidor da diagênese, evitando os efeitos da compactação mecânica e química, e inibindo a cimentação, pela estagnação dos fluidos, promovendo a preservação de porosidade sob condições de soterramento profundo. Muitos processos podem causar sobrepressão nos fluidos em rochas carbonáticas, como rápida sedimentação e subsidência, confinamento de carbonatos porosos sob barreiras de permeabilidade, e reações diagenéticas envolvendo argilominerais, sulfatos e minerais de sílica, além da geração de gases como CO<sub>2</sub>, metano e H<sub>2</sub>S, Choquette & James (1984).

O aumento da temperatura com a profundidade é denominado de gradiente geotérmico (Fig. 20). Cada bacia sedimentar possui seu histórico térmico, o qual está relacionado com as taxas de soterramento, tipos de sedimentos, ambiente tectônico e sistema hidrológico.

A temperatura tem três papéis importantes na diagênese de soterramento:

- 1) A solubilidade da calcita e de outros carbonatos, ao contrário do quartzo, é retrógrada com o aumento da temperatura, à medida que diminui a solubilidade do CO<sub>2</sub> na água. Esta relação favorece a precipitação de calcita e dolomita (Bathurst & Land, 1986; Machel, 2004).
- 2) O aumento do soterramento provoca uma série de reações minerais dependentes da temperatura e pressão que liberam água ou íons para os fluidos dos poros circundantes. Um exemplo disso é a desidratação de gipso para anidrita que libera um volume significativo de água que pode se envolver em reações de dissolução ou cimentação (Kendall, 1984; Morse & Mackenzie, 1990, *apud* Moore & Wade, 2013).
- 3) O aumento da temperatura com o soterramento provoca a conversão de matéria orgânica para hidrocarbonetos e outros compostos orgânicos, Tissot & Welte (1978). Subprodutos da catagênese orgânica, como os ácidos orgânicos, podem dissolver carbonatos, gerando porosidade, Surdam *et al.* (1984). O CaCO<sub>3</sub> fornecido aos fluidos intersticiais por este processo de dissolução fica disponível para precipitar como cimento de calcita ou dolomita em outro momento ou local no sistema, Moore & Wade (2013).

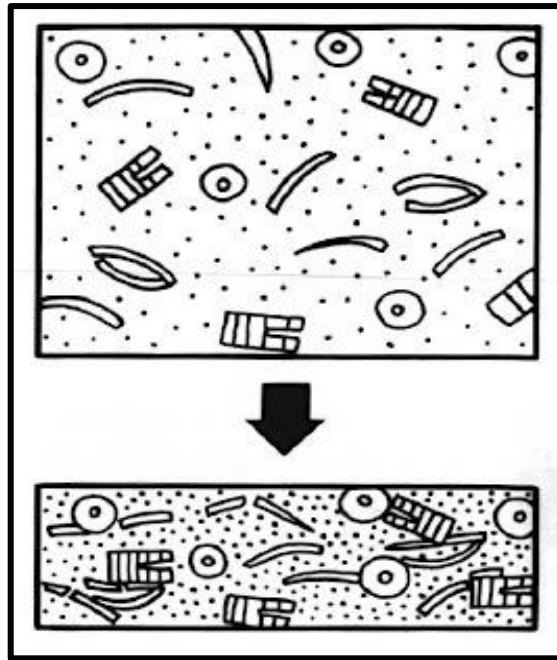


**Figura 20.** Intervalos de temperatura encontrados em subsuperfície sob diferentes gradientes geotérmicos, Moore & Wade (2013). Modificado de Choquette & James (1987).

#### 4.6.1 Principais processos e produtos desenvolvidos na mesodiagênese:

##### 4.6.1.1 *Compactação mecânica (física)*

Através da compactação mecânica, os sedimentos compactados perdem água, porosidade e tem sua espessura diminuída, enquanto que as partículas são rearranjadas, deformadas ou fraturadas. As estruturas sedimentares podem ser rearranjadas e modificadas, dependendo da porosidade e do suporte inicial da fábrica pelos grãos ou pela matriz. Os produtos da compactação física são muito variados. Em sedimentos suportados por uma matriz micrítica (mudstones ou wackestones), estes podem incluir: finas lâminas lamosas entre ou sobre concreções, camadas precocemente litificadas, bioturbação e poros fenestrais esmagados, estruturas de escape de gases, rearranjo de conchas e outros grãos alongados, e esmagamento de intraclastos lamosos e outros grãos microcristalinos contra grãos mais rígidos.



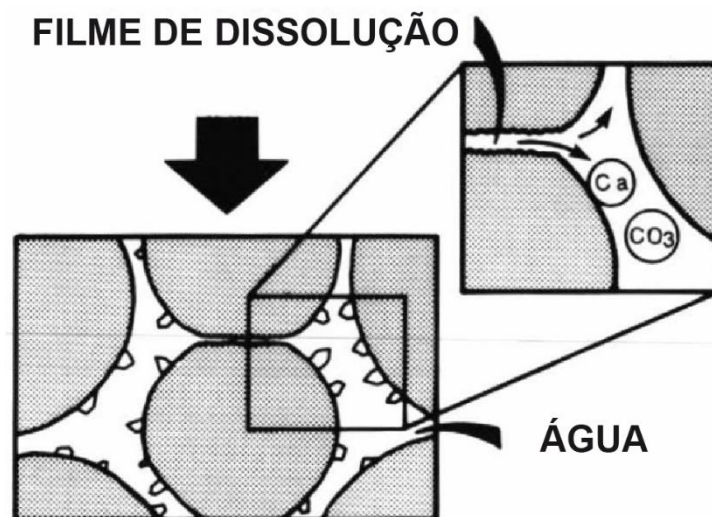
**Figura 21.** Transformação de um mudstone com bioclastos dispersos em um wackestone litificado como resultado da compactação mecânica, Choquette & James (1987).

A compactação física produz uma variedade de estruturas, podendo inclusive mudar a textura original de um mudstone para um wackestone ou packstone (Fig. 21). Estruturas como poros fenestrais e gretas de contração podem ser fechadas pela compactação. A matéria orgânica presente nos sedimentos é esmagada entre os grãos rígidos formam feições estilólíticas. Em rochas com fábrica suportada pelos grãos, a deformação plástica de partículas microcristalinas é comum, assim como faturamento de partículas rígidas. Envelopes micríticos e franjas de cimento podem ser quebrados e descolados da superfície dos grãos pela compactação, Choquette & James (1987).

#### 4.6.1.2 Compactação química (dissolução por pressão)

Depois que o sedimento carbonático tem sua fábrica afetada pelos processos de compactação mecânica, a continuidade do soterramento aumenta a tensão elástica entre os grãos, fazendo que ocorra um aumento da reatividade química, refletido como um aumento na solubilidade nos contatos grão a grão, que finalmente, resulta em dissolução nos contatos interpartícula.

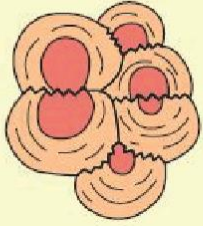

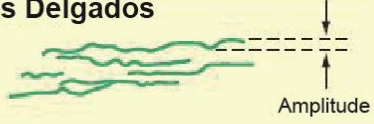

Através desse processo, a pressão devida à sobrecarga de soterramento ou a estresse tectônico é transmitida e concentrada em pontos de contato entre os grãos ou cristais, fazendo que ocorra aumento da solubilidade dos minerais devido ao aumento da tensão elástica. Isto causa dissolução no contato entre os constituintes, através de um filme de difusão, processo que pode ser responsável pela precipitação de cimentos carbonáticos em ambiente mesodiagenético, Choquette & James (1987); (Fig.22), assim como também pela redução em até 50% na espessura das camadas, com conseqüente destruição da porosidade. O processo de dissolução por pressão é denominado de compactação química, Choquette & James (1987). Os principais produtos deste processo variam de uma escala microscópica, com contatos suturados entre as partículas, para a interpenetração progressiva entre os grãos, e feições microestilolíticas. Durante esta etapa, a carga litostática crescente é acomodada por dissolução entre grãos. Com aumento da pressão, a rocha começa a agir como uma unidade com a carga litostática acomodada em uma escala macroscópica, com feições estilolíticas de grande amplitude, as quais se apresentam como superfícies recortadas, compostas por pilares entrelaçados, com encaixes sendo geralmente revestidos por argilas insolúveis, matéria orgânica e outros minerais, Moore & Wade (2013); (Fig. 23).



**Figura 22.** Esquema mostrando o efeito de dissolução por pressão entre dois grãos ao longo de filmes de difusão, com de liberação íons ao meio circundante, Choquette & James (1987).

A compactação química via dissolução por pressão entre as partículas não começa a ocorrer a partir de uma profundidade específica mínima de soterramento, pois diferentes fatores podem aumentar ou retardar o processo. Sedimentos originalmente compostos predominantemente por grãos metaestáveis de aragonita e calcita magnesiana são muito mais suscetíveis à dissolução por pressão do que sedimentos compostos predominantemente por grãos de calcita não-magnesiana. Por outro lado, águas meteóricas promovem mais intensamente a compactação química do que fluidos de origem marinha (Neugebauer, 1973; Scholle, 1977).

Sequências carbonáticas com materiais insolúveis, como argilas, matéria orgânica e quartzo mostram compactação química mais intensa pela formação de estilólitos, Choquette & James (1987). Estresses tectônicos associados a dobramentos ou falhamentos podem gerar dissolução por pressão com a formação de estilólitos verticais ou inclinados (Bathurst, 1983). Fatores que retardam os efeitos da compactação química incluem uma mineralogia estável composta predominantemente por calcita não-magnesiana. A saturação do sistema poroso por hidrocarbonetos impede completamente a compactação química (Feazel & Schatzinger, 1985; Sathar *et al.*, 2012). As pressões de fluido nos poros também podem afetar drasticamente a taxa de compactação química. Em ambientes de sobrepressão, onde a pressão hidrostática aproxima-se da carga litostática, o stress nos contatos entre os grãos é diminuída, e a dissolução por pressão é reduzida ou interrompida, Harper & Shaw (1974).

<p><b>I. MICROESTILOLITO</b></p> 	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Contatos suturados entre grãos</li> <li>2. Amplitude &lt;0,25</li> <li>3. Pouco resíduo insolúvel</li> </ol>
<p><b>II. ESTILOLITO</b></p> 	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Superfícies de colunas suturadas</li> <li>2. Contínuo lateralmente em escala de testemunho</li> <li>3. Amplitude <math>\geq 1</math> cm</li> <li>4. Acúmulo de resíduo insolúvel variável ao longo das superfícies</li> </ol>
<p><b>III. Filmes Delgados</b></p> 	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Superfícies suturadas convergentes e divergentes a onduladas</li> <li>2. Superfícies individuais lateralmente descontínuas em escala de testemunho</li> <li>3. Amplitude da superfície individual &lt;1 cm</li> <li>4. Acúmulo de resíduo insolúvel ao longo das superfícies individuais <math>\leq 1</math> mm</li> </ol>
<p><b>IV. FILMES DE DISSOLUÇÃO</b></p> 	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Superfícies onduladas</li> <li>2. Lateralmente contínuo em escala de testemunho</li> <li>3. Acúmulo de resíduo insolúvel <math>\geq 1</math> mm</li> </ol>

**Figura 23.** Tipos e características de feições de dissolução por pressão desenvolvidas em ambiente de subsuperfície, Moore & Wade, 2013. Modificado de Koepnick (1984).

#### 4.6.1.3 Cimentação

O volume de cimentos precipitados em ambiente de soterramento profundo geralmente é pequeno, devido à indisponibilidade de  $\text{CO}_2$  atmosférico e de solos, e à falta de conexão com águas marinhas supersaturadas. Comumente, os fluidos se movem muito lentamente em subsuperfície, e estão próximos do equilíbrio com a rocha circundante, o que faz com que não ocorra nem dissolução nem precipitação de  $\text{CaCO}_3$ , Choquette & James (1987). As reações ocorrem em um sistema quase fechado com pouca liberação de  $\text{CaCO}_3$  dos grãos para a precipitação de cimentos. A principal fonte de  $\text{CaCO}_3$  para a precipitação de cimentos mesodiagenéticos é a dissolução por pressão. Outra fonte de  $\text{CaCO}_3$  para a precipitação de cimentos tardios envolve a dissolução por fluidos agressivos formados pela maturação da matéria orgânica (Druckman & Moore, 1985; Mazzulo & Harris, 1991). Além disso, Ca, Mg e  $\text{CO}_3$  podem ser importados de unidades carbonáticas mais profundas submetidas à compactação química, Bathurst (1975).

Os cimentos formados na mesodiagênese são predominantemente calcita macrocristalina ou poiquilotópica e dolomita em sela, precipitados em um intervalo de temperatura que varia de 40 a 200°C, mais geralmente entre 50 a 150°C. As fontes de magnésio para precipitar dolomita são variadas, podendo envolver fluidos expulsos de folhelhos pela ação da compactação e da transformação de argilominerais, comumente transportados ao longo de falhas, ou o neomorfismo da calcita magnesiana nas próprias rochas carbonáticas, Machel (2005).

Estes cimentos precipitam de fluidos quimicamente evoluídos devido à interação contínua entre a água e as rochas no ambiente diagenético de soterramento. Essas interações rocha-água incluem, além de carbonatos, rochas siliciclásticas e evaporíticas, o que resulta na formação de salmouras concentradas, ricas em metais como Fe, Mn, Pb e Zn (Collins, 1975; Carpenter, 1978; Land & Prezbindowski, 1981; Morse *et al.*, 1997; *apud* Moore & Wade, 2013). Os cimentos mesodiagenéticos geralmente são ricos em Fe e Mn, e com baixa concentração de Sr. A razão isotópica do oxigênio na calcita e dolomita precipitadas em ambiente de soterramento profundo é controlada pelo fracionamento dos isótopos de oxigênio entre os cimentos e o fluido. Como a temperatura aumenta com a profundidade, os cimentos apresentam composições isotópicas de oxigênio progressivamente mais leves, Choquette & James (1990). Contrariamente, a interação água-rocha conduz ao enriquecimento dos fluidos de subsuperfície em  $^{18}\text{O}$ , Land & Prezbindowski (1981). Portanto, a progressiva diminuição da razão  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  pelo fracionamento na precipitação dos cimentos no soterramento profundo pode ser revertida pelo enriquecimento crescente de  $^{18}\text{O}$  nos fluidos intersticiais (Heydari, 1997a; 1997b; Heydari & Moore, 1993).

As razões isotópicas de carbono nos cimentos mesodiagenéticos é geralmente tamponada pela ação da compactação química, e conseqüentemente mostra pequena variação. Algumas ocorrências exibem composições mais pobres em  $^{13}\text{C}$  em cimentos que precipitaram pouco antes de ocorrer a migração de hidrocarbonetos. Isto reflete a presença de ácidos orgânicos e em  $\text{CO}_2$  ricos em  $^{12}\text{C}$  nos fluidos de formação, como produto da descarboxilação térmica da matéria orgânica, Moore (1985). Conseqüentemente, os cimentos formados na mesodiagênese tardia, sob temperaturas elevadas, e influência da degradação da matéria orgânica, apresentam composições isotópicas mais leves do que aqueles

gerados na eodiagênese ou no soterramento inicial (Heydari, 1997a; 1997b; Heydari & Moore, 1989).

Portanto, os principais fatores que favorecem a precipitação de cimentos carbonáticos na mesodiagênese incluem a preservação de uma mineralogia metaestável através da eodiagênese, intensa compactação química, alto fluxo hidrológico, o aumento de temperatura e a diminuição da pressão de CO<sub>2</sub>, Choquette & James (1987). Os principais fatores que inibem a precipitação de cimentos carbonáticos na mesodiagênese incluem uma mineralogia estável, fluidos intersticiais pouco concentrados, a saturação por hidrocarbonetos, o aumento de pressão de CO<sub>2</sub>, a diminuição de temperatura e principalmente a redução de porosidade e permeabilidade, Choquette & James (1987).

Muitos dos grãos aloquímicos, a matriz e aqueles cimentos formados em profundidades rasas tornam-se termodinamicamente instáveis com o soterramento crescente devido ao aumento da temperatura, pressão e da mudança na composição dos fluidos intersticiais, Machel (2005). Grãos metaestáveis compostos por aragonita e calcita magnesiana dissolvem bem antes de grãos estáveis compostos por calcita e dolomita, Humphrey *et al.* (1986). Constituintes aloquímicos que sofreram processo de neomorfismo ou recristalização são relativamente resistentes à dissolução. Isso explica as baixas taxas de dissolução por pressão e cimentação em determinadas situações, Choquette & James (1987).

#### 4.6.1.4 Dissolução

A dissolução ocorre comumente em ambientes de soterramento intermediário e profundos embora, volumetricamente não seja considerada tão importante quanto a redução da porosidade por compactação ou cimentação. Um dos principais mecanismos para geração de porosidade na mesodiagênese é a dissolução por ácidos orgânicos gerados pela descarboxilação térmica da matéria orgânica. A ação da diagênese em folhelhos associados, com expulsão pela compactação de fluidos solventes gerados pela descarboxilação da matéria orgânica, e pela desidratação e transformação de argilas, tem potencial para gerar porosidade secundária durante a mesodiagênese das rochas carbonáticas, Choquette & James (1987). Outros processos que pode gerar porosidade secundária na mesodiagênese profunda são a



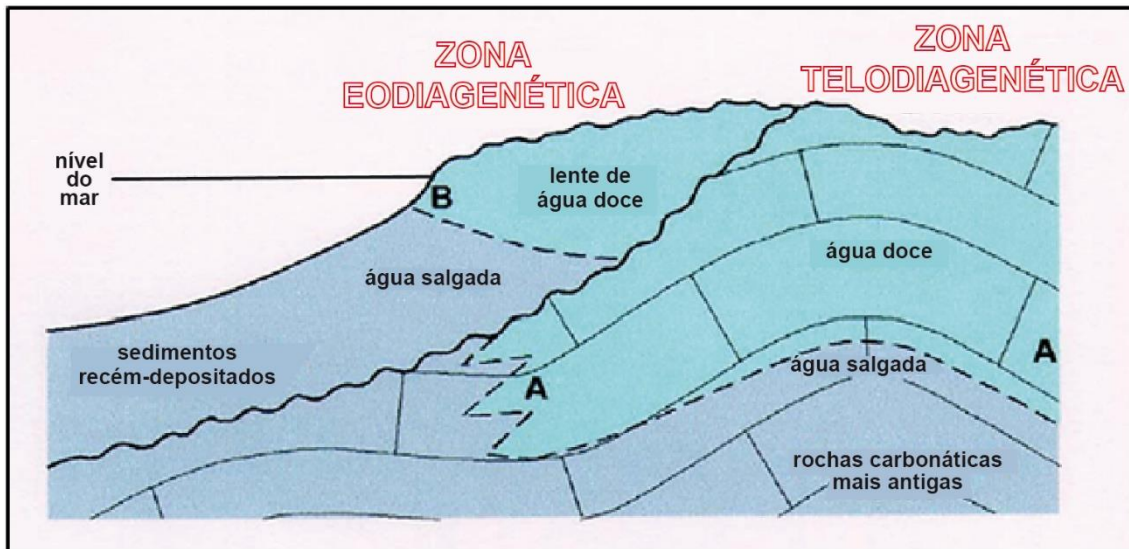
redução termoquímica de sulfato, Machel (2005) e a subida de fluidos hidrotermais quentes por fraturas e falhas, Hiemstra & Goldstein (2015).

Os poros formados na mesodiagênese podem ser seletivos ou não, incluindo poros de fratura, de canal ao longo de fraturas e feições estilolíticas, móldicos, vugulares e intrapartícula, *sensu* Choquette & Pray (1970). A dissolução de carbonato e ampliação da porosidade podem ser acompanhados de redução de porosidade devido à precipitação de cimentos de calcita e dolomita, Mazzullo & Chilingarian (1992).

#### **4.7 Telodiagênese**

Neste estágio, sequências carbonáticas que já passaram por processos mesodiagenéticos são expostas por eventos tectônicos e/ou de variação eustática à superfície ou às condições de profundidades mais rasas, e passam novamente a sofrer processos diagenéticos superficiais, essencialmente meteóricos (Fig. 24). A interação de águas meteóricas subsaturadas com sequências carbonáticas mineralogicamente estáveis composta por calcita com baixo teor de magnésio e dolomita comumente gera poros vugulares e cavernas, Mazzulo (2004).

A porosidade secundária formada em ambientes telodiagenéticos é tipicamente relacionada com discordâncias, e associada a processos de carstificação, desdolomitização (substituição de dolomita por calcita) e brechação devido à dissolução de evaporitos ou de rochas carbonáticas associadas, Choquette & James (1987). Processos telodiagenéticos importantes também podem ocorrer distantes da superfície de exposição, ao longo de fraturas conectadas à recarga meteórica ativa.



**Figura 24.** Representação esquemática da zona telodiagenética gerada pela exposição subárea de rochas carbonáticas, Mazzulo (2004).

Evidências de exposição subárea incluem cimentos tardios de origem meteórica, a formação de horizontes de solo, calcretes e silcretes precipitados na parte superior da zona vadosa, e a substituição de dolomita ferrosa mesodiagenética por calcita e óxidos de ferro. Os processos de dissolução telodiagenética são mais ativos em ambientes húmidos, enquanto que em ambientes áridos e semi-áridos é comum a precipitação de cimentos, e a formação de calcretes e silcretes. As rochas carbonáticas podem experimentar considerável desenvolvimento de porosidade em ambientes telogenéticos. Os cimentos formados em ambientes telogenéticos são formados geralmente por calcita não-magnésiana e não-ferrosa, Mazzullo & Chilingarian (1992). Os dois principais processos desenvolvidos no ambiente telodiagenético são a carstificação e o desenvolvimento de caliches. Processos tectônicos geram fraturas que permitem percolação dos fluidos meteóricos, gerando poros de canal, vugulares e de caverna. Nas fácies cársticas desenvolvidas na telodiagenese carbonática há uma perda líquida de carbonato de cálcio devido à dissolução e remoção de  $\text{CaCO}_3$ . Nas fácies de caliche, não há fontes externas de  $\text{CaCO}_3$ , e a dissolução local é seguida de reprecipitação. As concreções de caliche são compostas por calcita de baixo teor de magnésio que se formam em rochas pré-existentes em ambientes semi-áridos (Fig. 25). Fácies cársticas e de caliche são sistemas dinâmicos que envolvem diversos fatores controlados pelo clima, atividade orgânica e características do substrato hospedeiro, Esteban & Klappa (1983).

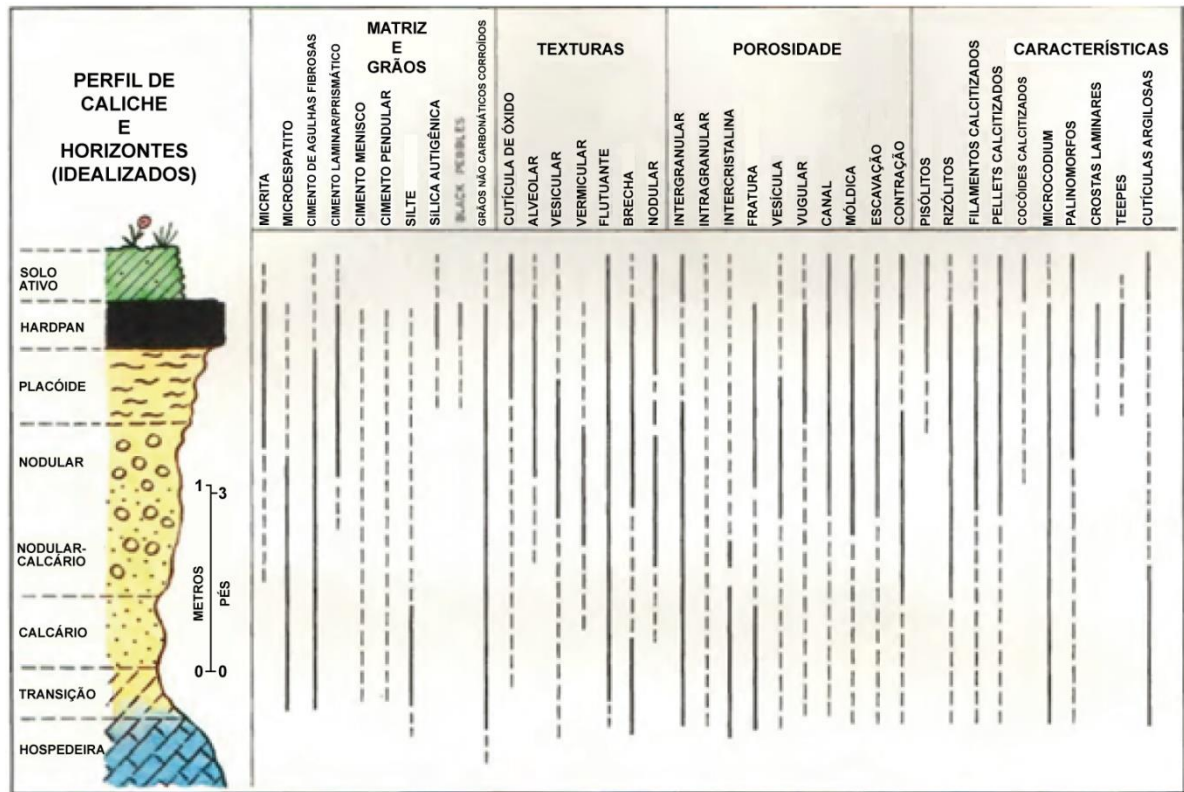


Figura 25. Representação de um perfil de caliche com seus horizontes e características, Esteban & Klappa (1983).

## 5 SÍNTESE DOS RESULTADOS E DISCUSSÕES

O artigo 1 - *Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-sal carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian margin* - discute como o ambiente deposicional e os diferentes processos diagenéticos desenvolvidos impactaram a qualidade de reservatório das rochas carbonáticas e híbridas da seção inferior do Grupo Macaé. Os poços estudados foram o 1-OGX-06-RJS (SCA-A) e 1-OGX-15-RJS (SCA-B) localizados ao sul da Bacia de Campos, entre os campos de Peregrino e de Tubarão Azul. A análise sísmica mostrou que a base do Grupo Macaé sofreu intenso falhamento promovido pela tectônica salina. No testemunho do poço SAC-A foram reconhecidos doloespatitos, brechas dolomíticas e arenitos híbridos dolomitizados, pertencentes ao Membro Búzios, e calcarenitos oolíticos, calcarenitos oncolíticos/peloidais, calcirruditos oncolíticos/intraclásticos e arenitos híbridos, correspondentes à Formação Quissamã. Os testemunhos do poço SAC-B são compostos somente por calcários com os seguintes tipos litológicos: calcarenitos oolíticos, oncolíticos e peloidais, e calcirruditos oncolíticos e intraclásticos, pertencentes a Formação Quissamã.

Os sedimentos que compõem o Membro Búzios foram depositados diretamente sobre os evaporitos da Formação Retiro, de idade aptiana, sob um regime de subsidência térmica associado ao tectonismo adiastrófico. O Membro Búzios corresponde à seção basal e intensamente dolomitizada da Formação Quissamã. A dolomitização em larga escala depende de três fatores: a disponibilidade de depósitos carbonáticos porosos e permeáveis, um grande volume de fluido rico em magnésio, e um sistema hidrológico eficiente capaz de mover os fluidos dolomitizantes pelos depósitos (Morrow, 1982; Land, 1985; Hardie, 1987). Os sedimentos que compõem o Membro Búzios foram depositados sob clima árido sobre os evaporitos em ambientes restritos e hipersalinos, devido a barreiras formadas pela tectônica salina que impediam a livre circulação da água marinha. O intenso processo de dolomitização desenvolvido foi diretamente relacionado a esse ambiente deposicional, sob clima árido com intensa evaporação e formação de salmouras densas com alta razão Mg/Ca que se infiltraram nos sedimentos subjacentes, dolomitizando-os, processo denominado de refluxo por infiltração, Adams & Rhodes (1960). Os doloespatitos arenitos híbridos dolomitizados que

compõem o Membro Búzios nos poços analisados apresentam má qualidade de reservatório. Apesar de algumas dessas rochas apresentarem boa porosidade, sua permeabilidade foi muito reduzida devido ao processo de overdolomitização, que consiste na formação de crescimentos sobre os cristais de dolomita anteriormente formados, Lucia (2004). O sistema poroso das rochas do Membro Búzios analisadas é composto por poros secundários do tipo móldico, intercrystalino, vugular, e intragranular em grãos de feldspatos nos arenitos híbridos, gerados por fluidos meteóricos, isolados pela redução da porosidade intercrystalina promovida pela overdolomitização. A precipitação de calcita e anidrita em ambiente de soterramento obstruiu parte dessa porosidade secundária, afetando ainda mais a qualidade de reservatórios dessa unidade.

Os depósitos carbonáticos que compõem a Formação Quissamã também foram depositados em um ambiente raso e restrito, correspondendo a calcarenitos, calcirruditos e arenitos híbridos de moderada a alta energia. Os altos formados pela movimentação salina controlaram a distribuição das fácies de alta energia. Os principais processos diagenéticos desenvolvidos nos calcários estudados foram: intensa micritização; cimentação por calcita em franjas, como crescimentos sintaxiais, e em mosaico interpartícula; dissolução eodiagenética pela ação de fluidos meteóricos; fraturamento relacionado à halocinese; cimentação e substituição de grãos por dolomita; compactação química, com formação de estilólitos; dissolução mesodiagenética e formação de cimentos tardios de calcita ferrosa e não ferrosa e de dolomita. Os arenitos híbridos intercalados aos calcários da Formação Quissamã passaram pelos mesmos processos diagenéticos, tendo como diferencial os crescimentos de K-feldspatos e quartzo e a substituição de feldspatos e de muscovita por caulinita. Os calcários da Formação Quissamã apresentam grande heterogeneidade no sistema poroso e na qualidade reservatório devido à diversidade das fácies deposicionais e principalmente pela ação diferencial da diagênese. Os calcirruditos oncolíticos/peloidais e os calcarenitos oncolíticos-intraclásticos mal selecionados e com matriz peloidal apresentam reduzida porosidade interpartícula primária devido à sua e textura. Portanto o volume de poros primários destas rochas foi em parte controlado pelo ambiente deposicional, mas o fator determinante para sua preservação ou destruição foi a intensidade da cimentação e/ou da compactação. Nos calcários analisados destes dois poços, a intensidade dos processos diagenéticos foi o principal mecanismo de controle final

sobre a qualidade dos reservatórios. A cimentação eodiagenética parcial por calcita em franjas e crescimentos sintaxiais preservou parte da porosidade interpartícula primária dos efeitos da compactação. Entretanto, o desenvolvimento das franjas de calcita impactou negativamente a permeabilidade devido à redução ou obstrução das gargantas dos poros. Calcários com grande volume de cimento carbonático tiveram sua porosidade destruída pela cimentação e rochas com reduzida cimentação tiveram sua porosidade primária destruída pela ação da compactação. Os calcários analisados apresentam duas fases de geração de macroporosidade e microporosidade secundária. A primeira ocorreu na eodiagênese, sob influência de fluidos meteóricos, com a formação de poros intrapartícula em grãos aloquímicos, móldicos e vugulares. A segunda ocorreu em ambiente de soterramento profundo, sob a ação de fluidos corrosivos que promoveram dissolução ao longo de fraturas e de estilólitos formando poros de canal e vugulares, além de microporosidade intrapartícula. Parte da porosidade secundária eodiagenética e mesodiagenética foi reduzida por cimentos de calcita, dolomita, sulfatos ou sulfetos no decorrer do soterramento. Diferentes mecanismos são reconhecidos com potencial para de gerar dissolução em condições de soterramento. Entre esses, destacam-se os ácidos gerados pela maturação da matéria orgânica nas rochas geradoras, Surdam (1984/1989), o  $H_2S$  formado pela redução termoquímica do sulfato (Heydari, 1997; Machel, 2001), os fluidos ácidos gerados por reações de minerais argilosos em lutitos associados, Giles & Marshall (1986), e a ascensão de fluidos por fraturas e falhas que tornam-se subsaturados devido a mudanças de temperatura e pressão ou pela mistura com outros fluidos (Giles & De Boer, 1989; Esteban & Taberner, 2003). Entretanto, a dissolução eficaz de rochas carbonáticas no soterramento profundo requer uma série fatores, como a concentração, o volume, o tipo de fluido e por último o transporte eficaz dos fluidos solventes, porque os carbonatos tendem a neutralizar rapidamente a capacidade de dissolução. O outro problema é que parte da capacidade de dissolução desses fluidos é consumida por reações com minerais já nas rochas geradoras. Para que estes fluidos evoluídos sejam capazes de gerar dissolução relevante é necessário o transporte rápido através de falhas, fraturas ou por estilólitos abertos para que não sejam neutralizados. O volume de poros secundários formados em ambiente de soterramento profundo nos calcários analisados é menor do que o volume formado por fluidos meteóricos na eodiagênese, mas mesmo assim é importante para os reservatórios. A porosidade

gerada por dissolução durante o soterramento está localizada ao longo de fraturas ou de estilólitos, na forma de poros de canal ou vugs além de microporos em grãos aloquímicos. A intensidade dos processos diagenéticos é mais importante do que as fácies deposicionais no controle de qualidade de reservatório nos depósitos carbonáticos e híbridos da Formação Quissamã e do Membro Búzios do extremo sul da Bacia de Campos.

O Artigo 2 - *Primary and diagenetic controls on the quality of Albian carbonate reservoirs on the Tubarão Martelo área, Southern Campos Basin, Brazil* - reconhece como os processos diagenéticos e a composição primária impactaram a porosidade e permeabilidade das rochas carbonáticas albianas da área do Campo de Tubarão Martelo. Foram analisados dois poços: 1-OGX-18A-RJS e 6-OGX-32P-RJS nos quais foram identificadas cinco fácies deposicionais nos calcários da Formação Quissamã, representadas por calcarenitos oolíticos, oncolíticos e peloidais, calcirruditos oncolíticos e arenitos híbridos, e três fáceis nas rochas dolomitizadas do Membro Búzios, representadas por doloespatitos, brechas dolomíticas e arenitos híbridos dolomitizados. Essas fácies foram agrupadas em três associações de fáceis, compreendendo: rampa rasa a intermediária de alta energia depositada sob ação de ondas e correntes, representada por calcarenitos oolíticos e arenitos híbridos, rampa intermediária de moderada energia composta por calcarenitos oncolíticos, peloidais e calcirruditos, e rampa dolomitizada, originalmente constituída por depósitos de alta a moderada energia depositados sob ação de ondas e correntes.

Os depósitos que compõem o Membro Búzios foram intensamente dolomitizados, o que modificou sua porosidade, textura e composição. O processo de dolomitização de grandes áreas da rampa carbonática rasa ocorreu em ambientes com limitada circulação de água marinha sob condições de clima árido, com circulação de grandes volumes de fluidos ricos em Mg pelos sedimentos (Machel, 2004). O mecanismo mais provável para a dolomitização dos sedimentos do Membro Búzios é o de refluxo por infiltração, Adams & Rhodes (1960) devido as características do paleoambiente e do contexto paleogeográfico presente no período, como discutido no artigo 1. O processo de overdolomitização, desenvolvido após a dolomitização eodiagenética dos sedimentos foi ocasionado pela circulação contínua de fluidos saturados em Mg pelos poros, promovendo o crescimento dos cristais de dolomita.

Os calcários da Formação Quissamã passaram pelos seguintes processos diagenéticos: intensa micritização; cimentação por calcita em franjas, crescimentos sintaxiais em bioclastos de equinóides e em mosaico interpartícula; fraturamento relacionado a halocinese; cimentação e substituição de grãos por dolomita; dissolução por fluidos meteóricos; compactação química; dissolução mesodiagenética e formação de cimentos tardios de calcita ferrosa e não ferrosa e de dolomita. Os arenitos híbridos associados passaram em parte pelos mesmos processos diagenéticos, tendo como diferencial a substituição de feldspatos e micas por caulinita, a formação de crescimentos de K-feldspatos e quartzo, e a ausência de dissolução mesodiagenética. Os calcarenitos e calcirruditos que sem cimentação relevante por calcita precoce foram intensamente compactados. Os calcários compactados analisados apresentam estilólitos, comumente com concentração residual de dolomita, e alguns com feições de dissolução gerando poros de canal, vugulares e intrapartícula ao longo dessas estruturas. Essa dissolução mesodiagenética pode estar relacionado a ácidos orgânicos gerados em lutitos associados, ou a  $H_2S$  gerado por redução termogênica de sulfato relacionado aos evaporitos subjacentes. Estes fluidos solventes migraram através de falhas, fraturas e estilólitos, promovendo dissolução em níveis variados das rochas carbonáticas. A utilização do conceito de petrofácies de reservatórios mostrou que os processos diagenéticos foram mais relevantes que a composição e textura primárias como controle da qualidade de reservatório das amostras analisadas. Foram definidas 9 petrofácies para os calcários da Formação Quissamã, e 3 petrofácies no Membro Búzios. As petrofácies dos calcários foram agrupadas em três associações, representando rochas porosas de alta e moderada energia, rochas cimentadas de alta e moderada energia e rochas compactadas. Os doloespatitos e arenitos híbridos dolomitizados do Membro Búzios não apresentam boa qualidade de reservatório, devido ao processo de overdolomitização, que reduziu os poros intercrystalinos, isolando os móldicos, afetando extremamente a permeabilidade dessas rochas. Os arenitos híbridos dessa unidade apresentam-se compactados, cimentados e dolomitizados, e por isso não apresentam potencial como reservatórios. Os calcarenitos oolíticos de alta energia e os calcarenitos oncolíticos/peloidais de moderada energia podem apresentar boa ou má qualidade reservatório, de acordo com a intensidade dos processos diagenéticos. A intensidade da cimentação eodiagenética de calcita foi determinante para a preservação ou destruição da



porosidade. Rochas com reduzido volume de cimento tiveram sua porosidade primária e secundária destruída pela compactação mecânica e química. Rochas de moderada energia, como calcarenitos oncolíticos com limitada cimentação, podem ser mais porosas e com melhor permeabilidade do que rochas de alta energia, como os calcarenitos oolíticos, graças à preservação da porosidade primária interpartícula favorecida pela cimentação eodiagenética parcial, combinada com a dissolução e formação de poros vugulares e móldicos. A dissolução tardia, apesar de limitada modificou a porosidade pré-existente, alargando fraturas, formando vugs e gerando microporosidade em zonas próximas aos estilólitos ou fraturas. Depósitos de moderada energia, como calcirruditos oncolíticos muito mal selecionados com matriz peloidal e calcarenitos peloidais tem baixa qualidade de reservatório devido à menor porosidade e permeabilidade iniciais combinada com intensa compactação. De maneira geral, o principal mecanismo controlador da qualidade dos reservatórios Albianos analisados foi a ação da diagênese, com diferente intensidade dos processos de cimentação, compactação e dissolução dando origem a um sistema poroso muito heterogêneo.

## 6 CONCLUSÕES

- Os depósitos basais do Grupo Macaé do sul da Bacia de Campos, representados pelas rochas do Membro Búzios e da Formação Quissamã mostram um sistema poroso muito heterogêneo, com alta variação na qualidade de reservatório.
- Os depósitos carbonáticos e híbridos do Membro Búzios foram depositados diretamente sobre dos evaporitos da Formação Retiro. A topografia irregular da superfície do sal favoreceu a formação de subambientes rasos hipersalinos, com limitada circulação de fluidos marinhos. A restrição desses subambientes sob condições de clima árido favoreceu a infiltração de salmouras densas com elevadas razões Mg/Ca através dos sedimentos carbonáticos e híbridos da rampa rasa, promovendo intensa dolomitização.
- Os doloespatitos e arenitos híbridos dolomitizados do Membro Búzios apresentam baixa qualidade de reservatório na área, devido ao desenvolvimento de crescimentos sobre os cristais substitutivos de dolomita (overdolomitização), promovendo a redução de porosidade intercrystalina e da permeabilidade, pelo isolamento da porosidade móldica e intragranular. Além disso, parte dessa porosidade foi preenchida por cimentos tardios de calcita e anidrita.
- Os calcários da Formação Quissamã correspondem a depósitos de rampa carbonática rasa de moderada a alta energia, representados por calcarenitos peloidais, calcarenitos oncolíticos, calcarenitos oolíticos, calcirruditos oncolíticos e oncolíticos/intraclásticos, e por arenitos híbridos.
- A intercalação dos arenitos híbridos está relacionada aos depósitos aluviais proximais da Formação Goitacás depositados ao longo da margem da bacia durante a sedimentação das unidades carbonáticas. Estas rochas passaram pelos mesmos processos diagenéticos que os carbonatos, tendo como

diferencial a formação de crescimentos de K-feldspato e de quartzo, e a intensa dissolução e substituição de feldspatos por caulinita.

- Os arenitos híbridos presentes na Formação Quissamã não apresentam potencial reservatório devido à intensa compactação e cimentação por calcita. São rochas com reduzida permeabilidade, com um sistema poroso não efetivo composto por poros intragranulares isolados em feldspatos e móldicos.
- Os principais processos diagenéticos desenvolvidos nos calcários da Formação Quissamã são: micritização de grãos aloquímicos; pirita microcristalina e framboidal substituindo grãos aloquímicos e biotita; cimentação eodiagenética de calcita em franjas, como crescimentos sintaxiais em bioclastos de equinoides e em mosaico interpartícula; fraturamento precoce promovido pela halocinese dos evaporitos subjacentes; dolomita blocosa cimentando e substituindo grãos; dissolução por fluidos meteóricos; compactação mecânica e química, com formação de estilólitos; dissolução mesodiagenética, e cimentação tardia por calcita ferrosa e não ferrosa.
- Os processos diagenéticos foram muito importantes no controle da qualidade de reservatório das rochas analisadas. A cimentação eodiagenética por calcita em franjas e como crescimentos sintaxiais em bioclastos de equinoides foram essenciais para a preservação parcial da porosidade primária tanto em rochas de alta energia como nas de moderada energia.
- Os calcários da Formação Quissamã tiveram duas fases de geração de porosidade secundária. A primeira e mais importante em volume de macro e microporos se desenvolveu na eodiagênese, sob a influência de fluidos meteóricos. E a segunda ocorreu em ambiente de soterramento profundo, com dissolução localizada ao longo de fraturas e estilólitos promovida por fluídos ácidos.
- A definição de petrofácies de reservatório permitiu verificar que fatores deposicionais como granulometria, seleção e a presença de matriz peloidal tiveram menor impacto sobre a qualidade de reservatório dos calcários do que a ação da cimentação e da compactação. Rochas com menor permeabilidade e

porosidade correspondem a petrofácies mais compactadas e/ou cimentadas. Calcários com melhor qualidade de reservatório tiveram limitada compactação e cimentação, e ausência de matriz peloidal.

- Rochas de moderada energia, como os calcarenitos oncolíticos/peloidais, depositados nos flancos dos bancos carbonáticos, apresentam em determinadas amostras melhor ou igual qualidade reservatório do que os calcarenitos oolíticos de alta energia, depositados nas cristas dos bancos. Isto ocorre devido à uma combinação de fatores, como a preservação de poros interpartícula primários pela cimentação eodiagenética parcial, com posterior ampliação dessa porosidade por dissolução meteórica, que gerou poros vugulares. Este tipo de poros é ausente nas fácies de alta energia compostas por calcarenitos oolíticos.
- Os calcirruditos oncolíticos/peloidais ou intraclásticos analisados não apresentam bom potencial reservatório, devido principalmente à ação da compactação mecânica e química, ou à intensa cimentação. Estas litologias apresentam reduzido volume de porosidade primária preservada. O volume de porosidade secundária também é muito reduzido, representado principalmente por poros gerados em ambiente de soterramento profundo junto a estilólitos.
- A combinação da composição primária e textura dos depósitos da Formação Quissamã com a intensidade do volume de cimentação e de compactação mecânica e química são os principais mecanismos que definem a qualidade dos reservatórios da Formação Quissamã no sul da Bacia de Campos.
- Este estudo petrológico revelou os principais controles sobre a qualidade dos reservatórios carbonáticos albianos do sul da Bacia de Campos. Essa compreensão tem grande importância para a exploração por novas acumulações, assim como para otimizar a recuperação de óleo dos campos em produção.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adam, J.E. & Rhodes, M.L. 1960. Dolomitization by seepage refluxion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 44: 1912-1920.
- 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*. American Association of Petroleum Geologists, p. 287–305.
- Bathurst, R.G.C. 1975. *Carbonate sediments and their diagenesis*. New York, Elsevier Publisher, 658p.
- Bathurst, R.G.C. 1983. The integration of pressure-solution with mechanical compactation and cementation. *Stylolites and Associated Phenomena: Relevance to hydrocarbon Reservoirs*. Abu Dhabi Reservoirs Res. Fndtn. Special. Publication., Abu Dhabi, U.A.E., p. 41-56.
- Bathurst, R.G.C. & Land, L.S. 1986. Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 5: diagenesis 1. *Colorado School of Mines, Quarterly*. 81: 41.
- Radiozamani, K. 1973. The Dorag dolomitization model: application to the middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 965-984.
- Bertani, R.T. & Carozzi, A.V. 1985a. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs, I. *Journal of Petroleum Geology*, 8: 37-58.
- Bertani, R.T. & Carozzi, A.V. 1985b. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs, II. *Journal of Petroleum Geology*, 8: 199-220.
- Bramkamp, R.A. & Powers, R.W. 1958. Classification of Arabian carbonate rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 69: 1305-1317.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists*, 54: 207-250.

- Choquette, P.W. & Steinen, R.P. 1985. Mississippian oolite and non-supratidal dolomite reservoirs in the Ste. Genevieve Formation, North Bridgeport field, Illinois Basin. *In: Roehl, P.O., Choquette, P.W. (Eds.). Carbonate Petroleum Reservoirs.* New York, Springer-Verlag, p. 207-225.
- Choquette, P.W. & James, N.P. 1987. Diagenesis in limestones: 3. The deep burial environment. *The Geological Association of Canada*, 14: 3-35.
- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victorinetti, F., Mastella, L. & Castro, E. 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the PETROLEDGE® System. *In: AAPG Annual Conference and Exhibition, 1-4 April, Long Beach, USA, Extended Abstracts*, 6.
- De Ros, L.F. & Goldberg, K. 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction. *In: AAPG Annual Conference and Exhibition, 1-4 April, Long Beach, USA, Extended Abstracts*, 6.
- Dickson, J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dias, J.L., Oliveira, J., & Vieira, J. 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 252-260.
- Druckman, Y. & Moore, C.H. 1985. Late subsurface porosity in a Jurassic grainstone reservoir, Smackover Formation, Mt. Vernon Field, southern Arkansas. *In: Roehl, P.O. & Choquette, P.W. (Eds.). Carbonate Petroleum Reservoirs.* New York, Springer-Verlag, p. 371-383.
- Dunham, R.J. 1971. Meniscus cement. *In: Bricker, O.P. (Ed.). Carbonate Cements.* Johns Hopkins Press, Baltimore, Maryland, p. 297-300.
- Esteban, M. & Klappa, C.F. 1983. Subaerial exposure environment. *In: Scholle, P.A. Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds.). Carbonate Depositional Environments.* American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33, p. 1-54.
- Esteban, M. & Taberner, C. 2003. Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines. *Journal of Geochemical Exploration*, 87: 355-359.

- Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks*. New York, Springer-Verlag, 976 p.
- Folk, R.L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 40-53.
- Feazel, C.T. & Schatzinger, R.A. 1985. Prevention of carbonate cementation in petroleum reservoirs. *In*: Schneidermann, N. & Harris, P.M. (Eds.). *Carbonate Cements*. SEPM Special Publication, p. 97-106.
- Given, R.K., Wilkinson & B.H. 1985. Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 109-119.
- Giles, M. R. & Marshall, J. D. 1986. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and Petroleum Geology*, 3: 243- 255.
- Giles, M.R. & De Boer, R.B. 1989. Secondary porosity: creation of enhanced porosities in the subsurface from the dissolution of carbonate cements as a result of cooling formation waters. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 261-269.
- Gonzalez, L.A., Carpenter, S.J. & Lohmann, K.C. 1992. Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 382-399.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. & Lucchesi, C.F. 1989. Petroleum geology of Campos Basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basin. *In*: Edwards, J.D. & Santagrossi, P.A. (Eds.). *Divergent/Passive Margins Basins*. American Association of Petroleum Geologists, 48, 3–36.
- Grabau, A.W. 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist*, 33: 228-247.
- Harper, M.L. & Shaw, B.B. 1974. Cretaceous-Tertiary carbonate reservoirs in the North Sea. Offshore North Sea Technology Conference (Stavanger, Norway), Paper G IV/4, 20.
- Halley, R.B. & Harris, P.M. 1979. Fresh water cementation of a 1,000 year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 969-988.

- Hanshaw, B.B., Back, W. & Deike, R.G. 1971. A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. *Economic Geology*, 66: 710-724.
- Hardie, L.A. 1987. Dolomitization: a critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 166-183.
- Herlinger Jr., R., Zambonato, E.E. & De Ros, L.F. 2017. Influence of diagnosis on the quality of lower cretaceous Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 87: 1285-1313.
- Heydari, E. & Moore, C.H. 1989. Burial diagenesis and thermochemical sulfate reduction, Smackover formation, southeastern Mississippi salt basin. *Geology* 17: 1080-1084.
- Heydari, E. & Moore, C.H. 1993. Zonation and geochemical patterns of burial calcite cements: upper Smackover formation, Clarke county, Mississippi. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 44-60.
- Heydari, E. 1997. The role of burial diagenesis in hydrocarbon destruction and H<sub>2</sub>S accumulation, Upper Jurassic Smackover Formation, Black Creek field, Mississippi. *American Association of Petroleum Geologists*, 81: 26-45.
- Heydari, E. 1997. Hydrotectonic models of burial diagenesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins. *In: Montanez, I.P., Cregg, J.M. & Shelton, K.L. (Eds.). Basin-wide Diagenetic Patterns: Integrated Petrologic, Geochemical, and Hydrologic Considerations. SEPM Special. Publication, p. 53-79.*
- Hiemstra, E. J. & Goldstein, R. H. 2015. Repeated injection of hydrothermal fluids into downdip carbonates: a diagenetic and stratigraphic mechanism for localization of reservoir porosity, Indian Basin Field, New Mexico, USA, *In: Agar, S. M. & Geiger, S. (Ed.). 2015. Fundamental Controls on Fluid Flow in Carbonates: Current Workflows to Emerging Technologies. London Geological Society, Special Publications, p. 141-177.*
- Humphrey, J.D. & Matthews, R.K. 1986. Deposition and diagenesis of the Pleistocene Coral Cap of Barbados. *In: CARIBBEAN GEOLOGICAL CONGRESS 11, 1986, Bridgetown, Barbados, Field Guide for Trip, p. 86-105.*



- James, N.P. & Choquette, P.W. 1983. Diagenesis 6, Limestones: the sea floor diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 10: 162-179.
- James, N.P. & Choquette, P.W. 1984. Diagenesis 9, Limestones: the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 10: 161-194.
- James, N.P. & Choquette, P.W. 1990. Limestones: the sea floor diagenetic environment. *In: McIlreath, I.A. & Morrow, D.W. (Eds.). Diagenesis*. Geoscience Canada. Reprint Ser. p. 13-34.
- Land, L.S. & Prezbindowski, D.R. 1981. The origin and evolution of saline formation waters, lower Cretaceous carbonates, south-central Texas. *Journal Hydrology*, 54: 51-74.
- Land, L.S. 1985. The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, 33, 112-125.
- Laschet, C. 1984. On the origin of cherts. *Facies*. 10: 257-289.
- Longman, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 461-487.
- Lucia, F.J. 2004. Origin and petrophysics of dolostone pore space. *In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G. and Darke, G. (Eds.). The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society. London, p. 141-155.
- Machel, H.G. 2001. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings: *Sedimentary Geology*, 140: 143-175.
- Machel, H.G. 2004. Conceptual models of dolomitization: a critical reappraisal. *In: Braithwaite, C., Rizzi, G. & Darke, G., (Eds.). The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society special publication. London, p. 7-63.
- Machel, H.G. 2005. Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 32 (3): 1-26.
- Mazzulo, S.J. & Harris, P.M. 1991. An overview of dissolution porosity development in the deep-burial environment, with examples from carbonate reservoirs in the Permian basin. *In: Candellaria, M.P. (Ed.). Permian Basin Plays: Tomorrow's Technology Today*. West Texas Geological Society Publication, p. 125-138.

- Mazzulo S.J. & Chilingarian, G.V. 1992. Diagenesis and origin of porosity. *In*: Chilingarian, G.V., Mazzulo S.J. & Rieke, H.H. (Eds.). *Carbonate Reservoir Characterization: A Geologic-engineering Analysis, Part I*. Elsevier Publication. Amsterdam, p. 199-270.
- Mazzulo S.J. 2004. Overview of porosity evolution in carbonate reservoirs. *Kansas Geological Society Bulletin*, 79: 1-19.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A. & Cesero, P. 1998. Ages of the magmatism and the opening of the south Atlantic Ocean. *Pesquisas*, 25: 47–57.
- Moore, C.H. 1985. Upper Jurassic subsurface cements: a case history. *In*: Schneidermann, N. & Harris, P.M. (Eds.). *Carbonate Cements*. SEPM Special Publication, p. 291-308.
- Moore, C.H. 1989. *Carbonate, diagenesis and porosity*. New York, Elsevier, 338p.
- Moore, C.H. 2001. *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Amsterdam, Elsevier, 444p.
- Moore, C.H. & Wade, W.J. 2013. *Carbonate Reservoirs: Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Amsterdam, Elsevier, 392p.
- Morse, J.W. & Mackenzie, F.T. 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. New York, Elsevier Scientific, 696p.
- Morrow, D.W., 1982. Diagenesis 1. Dolomite - Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada* 9: 5-13.
- Neugebauer, J. 1973. The diagenetic problem of chalk: The role of pressure solution and pore fluid. *Neus Jahrb. Geol. Paläontol. Abhand*, 143: 223-245.
- 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.
- Rehim, H.A.A.A., Pimentel, A.M., Carvalho, M.D. & Monteiro, M. 1986. Talco e estevensita na Formação Lagoa Feia da bacia de Campos - possíveis implicações no ambiente deposicional. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Anais SBG, v1, p. 416–422.

- Runnells, D.D. 1969. Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 1188-1201.
- Sathar, S., Worden, R.H., Faulkner, D.R. & Smalley, P.C. 2012. The effect of oil saturation on the mechanism of compaction in granular materials: higher oil saturations lead to more grain fracturing and less pressure solution. *Journal of Sedimentary Research*, 82: 571-584.
- Scholle, P.A. 1977. Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalks, a modern miracle? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61: 982-1009.
- Scholle, P.A. & Ulmer- Scholle, D.S. 2003. *A color guide to the petrography of carbonate rocks*. Tulsa OK, American Association of Petroleum Geologists, 474p.
- Schlanger, S.O. & Douglas, R.G. 1974. Pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. *In: Hsu, K.J. & Jenkyns, H.C. (Eds.). Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*. The International Association of Sedimentologists. Special. Publications, p. 117-147.
- Shinn, E. A. & Robbin, D.M. 1983. Mechanical and Chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 595-618.
- Surdam, R.C., Boese, S. & Crossey, L.J., 1984. The chemistry of secondary porosity. *In: McDonald, D.A. and Surdam, R.C. (Eds.). Clastic Diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, p. 127-151.
- Surdam, R.C., Dunn, T.L., Heasler, H.P. & McGowan, D.B., 1989. Porosity evolution in sandstone-shale systems. *In: Hutcheon, I., (Ed.). Short course on Burial Diagenesis*. Mineralogical Association of Canada, Canada, p. 61-134.
- Szatmari, P. 2000. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. *In: Mello, M.R. & Katz, B.J. (Eds.). Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 69–75.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. 1978. *Petroleum Formation and Occurrence: A New Approach to Oil and Gas Exploration*. New York, Springer-Verlag, 538p.
- Tosca, N.J. & Wright, V.P. 2014. The formation and diagenesis of Mg-clay minerals in lacustrine carbonate reservoirs. American Association of Petroleum Geologists

Annual Convention and Exhibition. Houston, Texas, USA. Search and Discovery Article#51002.

Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. England, Oxford, Blackwell Science, 492 p.

Winter, W.R., Jahnert, R.J. & França, A.B., 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 511–529.

## 8 ARTIGOS

### 8.1 Artigo 1- Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-salt carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian Margin

G. Armelenti <sup>a</sup>, K. Goldberg <sup>b</sup>, R. Alvarenga <sup>a</sup>, J. Kuchle <sup>a</sup>, F. B. Amarante <sup>a</sup>, C. M. S. Scherer <sup>a</sup>, A. C. Bastos <sup>c</sup>, Conceição, J.C. <sup>c</sup>, Alves, J.L.D. <sup>c</sup>, L. F. De Ros <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Geosciences Institute, Rio Grande do Sul Federal University – UFRGS, Porto Alegre, RS, Brazil; [armelenti@yahoo.com.br](mailto:armelenti@yahoo.com.br)

<sup>b</sup> Department of Geology, Kansas State University, Manhattan, KS, USA

<sup>c</sup> Foundation for Coordination of Projects, Research and Technologic Studies – COPPETEC, of Rio de Janeiro Federal University – UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

Publicado no Journal of South American Earth Sciences, volume 112, December 2021, 103566

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103566>

Journal of South American Earth Sciences 112 (2021) 103566



Contents lists available at [ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jsames](http://www.elsevier.com/locate/jsames)



Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-salt carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian margin

G. Armelenti <sup>a,\*</sup>, K. Goldberg <sup>b</sup>, R. Alvarenga <sup>a</sup>, J. Kuchle <sup>a</sup>, F.B. Amarante <sup>a</sup>, C.M.S. Scherer <sup>a</sup>, A. C. Bastos <sup>c</sup>, J.C. Conceição <sup>c</sup>, J.L.D. Alves <sup>c</sup>, L.F. De Ros <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Geosciences Institute, Rio Grande do Sul Federal University – UFRGS, Porto Alegre, RS, Brazil

<sup>b</sup> Department of Geology, Kansas State University, Manhattan, KS, USA

<sup>c</sup> Foundation for Coordination of Projects, Research and Technologic Studies – COPPETEC, of Rio de Janeiro Federal University – UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

## ABSTRACT

Shallow marine carbonates constitute some of the most productive oil reservoirs of the world. In Brazil, offshore oil production began from Albian, post-salt marine carbonate reservoirs of the Campos Basin, which lost their importance with the increasing discoveries and production from Upper Cretaceous and Paleogene clastic turbidites and, more recently, from pre-salt lacustrine carbonates. Nevertheless, Albian carbonate prospects are still attractive, mostly in deep-water areas. This study aimed at identifying the main depositional and diagenetic impacts on reservoir quality of the Albian carbonates in southern Campos Basin, through the integration of systematic quantitative petrography, scanning electron microscopy and well log analysis with the structural, stratigraphic and sedimentological context from wells located outside discovered accumulations in the area. The studied limestones are moderate- to high-energy deposits, represented by oncolitic, peloidal and intraclastic calcarenites and calcirudites, and by oolitic/oncolitic calcarenites, deposited in shoals controlled by the topography of the underlying salt surface. Their main diagenetic processes and products are micritization, rim, mosaic and syntaxial calcite cementation, grain dissolution, interparticle and grain-replacive dolomite precipitation, mechanical compaction, halokinesis-related fracturing, chemical compaction and stylolitization, mesodiagenetic dissolution, and late calcite cementation. Reservoir quality was affected by both the depositional sorting and composition, and intensity of diagenesis. Preserved interparticle porosity ranges widely in high to moderate energy facies, represented by well-sorted oolitic/oncolitic calcarenites, due to the intensity of cementation and compaction. Oncolitic/peloidal/intraclastic calcarenites and calcirudites deposited in moderate energy environments show negligible primary porosity. Secondary porosity was generated both by dissolution of ooids and oncoids during episodic meteoric influx, and during burial, by dissolution along fractures and stylolites. Intercalated hybrid arenites with abundant feldspar grains derived from uplifted plutonic terrains and marginal alluvial systems are tight due to intense compaction and cementation, showing similar evolution, except for K-feldspar overgrowths, dissolution and kaolinization of feldspar grains. The basal dolostones were formed by seepage reflux of brines through lagoonal and barrier carbonate and hybrid sands deposited on the irregular topography at the top of underlying evaporites, and show low porosity and permeability, due to the combination of decrease in intercrystalline porosity by overdolomitization, and filling of moldic and

vugular pores by calcite, anhydrite and halite. The role played by burial diagenetic processes and by the underlying evaporites was not effectively identified and explored in previous literature published on the Campos Basin post-salt carbonates. Understanding the factors and processes that affected the porosity of the Albian carbonates shall contribute to the prediction of reservoir quality in exploration areas, as well as to the improvement of recovery efficiency in the producing fields.

**Keywords:** Campos Basin, Albian reservoirs, Diagenesis, Carbonate rocks.

## 1. INTRODUCTION

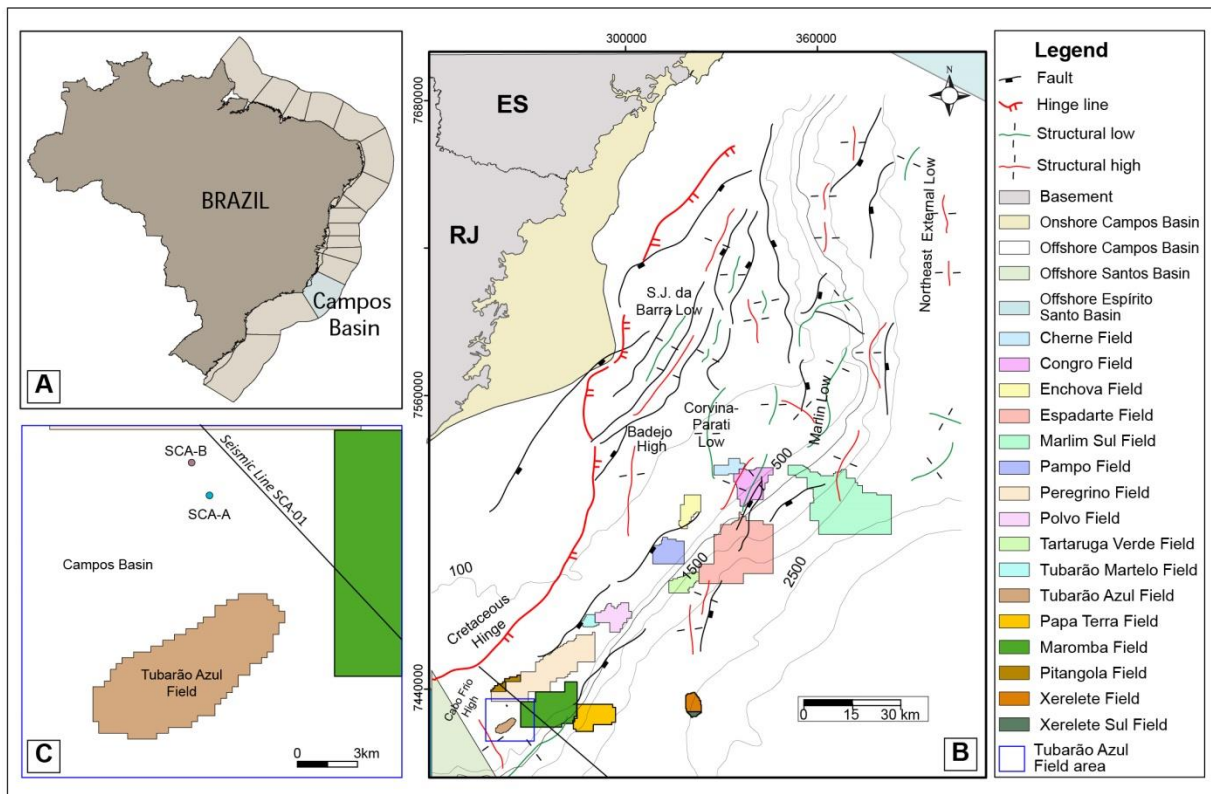
The Campos Basin, located along southeastern Brazilian coast, accounts for 29% of the oil production and 13% of the gas production in the country (ANP, 2020). The Garoupa Field was the first important accumulation discovered in the basin, in 1974. The Garoupa reservoirs, as in many early oilfields in the basin (e.g. Pampo, Bicudo, Bonito, Enchova, and Linguado), are Albian shallow-marine limestones of the Macaé Group. Further exploration in the basin concentrated in deep-marine sandstone reservoirs and, during recent years, in the lacustrine Pre-salt carbonates. Nevertheless, other important accumulations in the Albian carbonates, as the Polvo, Tubarão Martelo and Tartaruga Verde fields, have been discovered, showing the potential of the Albian prospect, including accumulations in “rafts” glided towards deep-water upon the subjacent evaporites.

A major risk in the exploration of Albian carbonates in the Campos Basin is the wide variation of their porosity and permeability, with large heterogeneities in reservoir quality observed among different areas, and even within the same accumulation. The objective of this study is to identify the main depositional and diagenetic impacts on reservoir quality of the Albian carbonates in southern Campos Basin, through the integration of systematic quantitative petrography, scanning electron microscopy and well log analysis with the structural, stratigraphic and sedimentological context from wells located outside the discovered accumulations in the area. Aspects poorly explored in the literature on the Campos Albian reservoirs, such the role of burial diagenesis on porosity modification, and of dolomitization in relation to the subjacent evaporites, will be examined. Understanding the factors and processes that affected the porosity in the Albian carbonates shall contribute to the

prediction of reservoir quality in exploration areas, as well as to the improvement of recovery efficiency in the producing fields.

## 2. GEOLOGICAL SETTING

The Campos Basin is located in eastern Brazilian margin, bounded to the North by the Vitória High, separating it from the Espírito Santo Basin, and by the Cabo Frio High to the south, marking the limit with the Santos Basin (Fig. 1A, 1B). Covering an area of 115,800 km<sup>2</sup>, the Campos Basin has a limited onshore area of 5800 km<sup>2</sup>, with the remaining majority located offshore. The exploration wells SCA-A and SCA-B, focus of this study, were drilled between the Peregrino and the Tubarão Azul fields, in the southern portion of the Campos Basin (Fig. 1C).

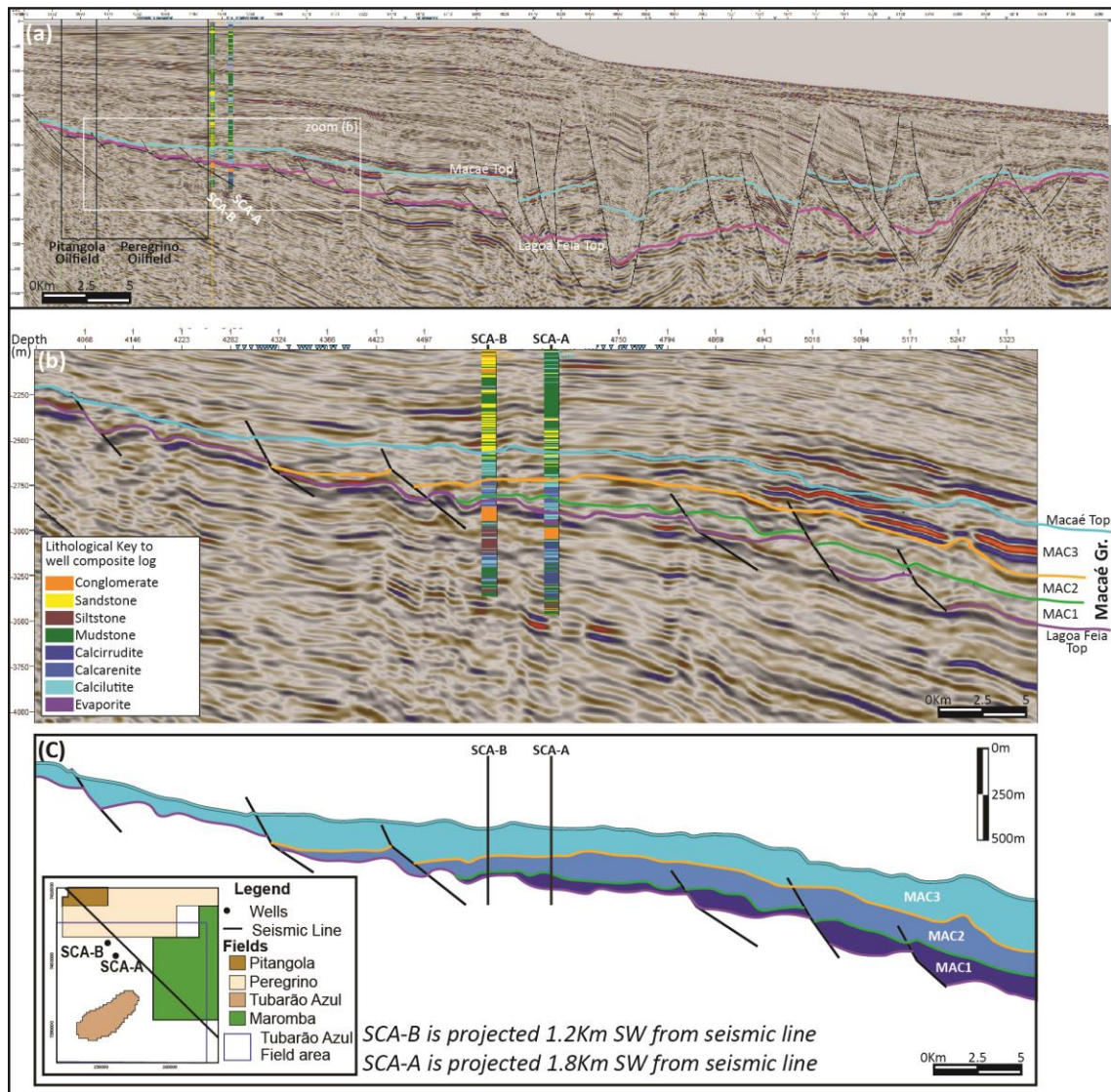


**Figure 1.** Location maps of the Campos Basin and the study area. A) Location of the Campos Basin in eastern Brazil. B) Structural framework of the Campos Basin, with the main oilfields with Albian reservoirs (extracted and modified from the ANP; [www.anp.gov.br](http://www.anp.gov.br) - Round 4). C) Detail showing the location of the studied wells, between the Peregrino (to the north) and the Tubarão Azul (to the south) fields, and the reference seismic line SCA-01, shown in Figure 2.



The Campos Basin is part of the Brazilian eastern margin, with a geological evolution characterized by three distinct geotectonic phases (Chang et al. 1990). An initial pre-rift phase was dominated by intracontinental synclisis style in the Late Jurassic. An Early Cretaceous rift phase was characterized by intense extensional regime that led to the break-up of Gondwana. A post-rift phase of continental drift and establishment of a passive margin started in the Albian and is still ongoing.

The basin was affected by two distinct tectonic styles: 1) an extensional style that affected the Neocomian to Barremian sediments of the syn-rift phase, and, 2) salt tectonics, during the transitional and the drift phases (Chang et al., 1990). The main structures of the rift phase were developed parallel to the main basement lineaments, with a NE direction (Fig.1B) Dias et al., 1990). The tectonic pattern in the rift section is characterized by horsts, grabens and half-grabens, elongated towards northeast and limited by synthetic and antithetic faults (Fig.1B and Fig. 2). Subordinate faults show NNW-SSE and EW strike (Fig. 1B). The Campos Hinge is an important feature in the basin, separating areas of shallow basement from the deep depocenters basinward (Fig. 2). The tectonic pattern of the post-rift or drift phase is mainly characterized by faults related to salt flow, listric faults with anticlines and associated gutters, salt domes, salt diapirs and genetically related structures (Fig. 1B and Fig. 2; Amarante et al., 2021). Reactivation of some basement faults has also affected the sediments of the transitional and drift phases. The basin fill is divided into three stratigraphic megasequences (Fig. 3), associated with the tectonic phases: rift, transitional and marine megasequences, the latter corresponding to a passive margin (Dias et al., 1990).



**Figure 2.** (a) Regional 2D depth-migrated seismic line (SCA-01 in Fig. 1). The study interval is contained between the magenta basal horizon (Lagoa Feia Top) and the light blue top horizon (Macaé Top). The area within the Pitangola and Peregrino oilfields is indicated by the black rectangles, and the detail shown in (b) by the white box. (b) Detail of the seismic line, with the projection of the studied wells SCA-A and SCA-B showing the study interval and the seismic horizons that divide the Macaé Group into stratigraphic units MAC1 to MAC3. (c) Extracted geological panel displaying the stratigraphic units, wells and location map of the seismic line and wells.

Accumulation of the transitional megasequence started after the end of rifting and during the effective opening of the South Atlantic Ocean, with the formation of a carbonate-clastic ramp, under the influence of a hot and dry climate. It comprises sediments formed in a transgressive marine environment during the Early

Cretaceous, under a regime of thermal subsidence associated with adiaspotic tectonism. The marine megasequence, the focus of this work, comprises of a thick wedge of siliciclastic and shallow platform carbonate sediments, covered by deep marine calcilutites, marls and shales (Winter et al., 2007).

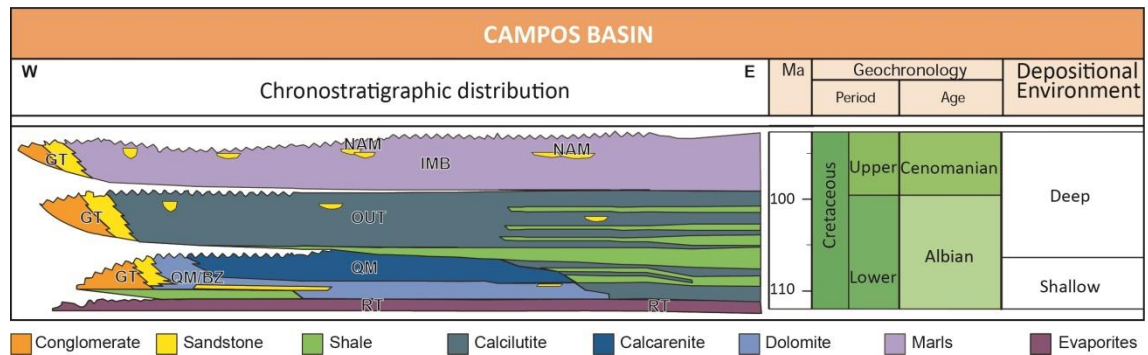
Along the basin, the Macaé Group displays several structural features, mainly driven by salt tectonics. The proximal offshore zone has an extensional pattern, due to evaporite drainage by post-salt overburden. In the distal offshore zone, a compressional pattern is observed due to salt diapirs, plugs and walls intrusions into the post-salt sediments (Davison et al., 2012). This extensional pattern can be observed in Figure 2a, where the regional seismic line shows normal faulting at the shelf zone, and complex, normal to oblique large faults along the shelf break. The study area (detailed in Fig. 2b) shows the two studied wells (SCA-A and SCA-B) projected (1.8 km and 1.2 km, respectively) onto the seismic line. The 2D, depth-migrated seismic line shows the succession of normal faults, with vertical offsets around 100 meters, and spacing from 5 to 10 km. This faulting is more intense at the base of the Macaé Group, and the offset decreases above the Macaé Group. This indicates a more intense halokinesis during the early deposition of the Macaé Group. This area of Campos Basin shows a step-down pattern, controlled by normal faulting, with no detachment of blocks (as rafts, documented in central and northern areas of the basin) on the proximal shelf, and complex, large-sized faulting with an oblique component at the distal shelf break zone. This differential faulting pattern is directly related to the amount of salt drainage. The step-down minor faults show minimal residual evaporite at the end of movement, while the large oblique faults are related to increased salt accumulation towards the offshore salt domes province, where large diapirs and walls reach thicknesses greater than 4 km. Projection of the wells onto the seismic line does not allow detailed well-to-seismic lithological correlation. The Macaé Group was divided into three seismic stratigraphic units, named from oldest to youngest as MAC1 to MAC3, bounded by reflectors termination surfaces (onlap, downlap and toplap). The surfaces do not correspond to unconformities, as indicated by the lack of erosive truncations. The units show successive onlapping from MAC1 to MAC3, reflecting a continuous creation of accommodation during an overall transgressive interval (Fig. 2).

The initial sedimentation of the marine megasequence, focus of this study, is represented by the carbonate deposits of the Macaé Group (Fig. 3), laterally

correlated to the clastic proximal deposits of the Goitacás Formation. The basal carbonate unit of the Macaé Group is the dolomitized deposits of the Búzios Member, which are covered by the shallow, high-energy limestones of the Quissamã Formation. The Búzios Member includes dolostones with fine to coarse crystallinity and complex pore system, probably derived from mudstones, grainstones and hybrid arenites (Winter et al., 2007). Dolomitization resulted in a great variation of textures, with different values of porosity and permeability. The Búzios Member occurs preferentially in the south and center portions of the basin, locally interdigitated with limestones of the Quissamã Formation or siliciclastics of the Goitacás Formation (Winter et al., 2007). These grade upward to the distal Outeiro Formation calcilutites, and to the marl and shales of the Imbetiba Formation, which includes turbidite deposits of the Namorado Member (Fig. 3; Winter et al., 2007).

The Quissamã Formation, with an average thickness of 800 m, is distributed along a NE trend, and formed in shallow neritic environment with a homoclinal carbonate ramp morphology (Guardado et al., 1989; Dias et al., 1990). The upper portion of the Quissamã Formation is formed by calcarenites (*sensu* Grabau, 1904; Brankamp and Powers (1958) composed of oncoids, ooids, peloids and bioclasts, stacked in shoaling-upward cycles up to 15 meters thick, interpreted as deposited carbonate shoals under maximum paleobathymetric conditions of 50 meters (Falkenhein et al., 1981; Guardado et al., 1989, Koutsoukos and Dias-Brito, 1987).

The discovery of oil in the Albian carbonates marked the beginning of the exploration success in the Campos Basin. The reservoirs, formed in NE-trending carbonate sand shoals, usually display wide porosity and permeability variation (Spadini et al., 1988; Winter et al., 2007). These carbonate reservoirs have varied depositional facies and complex porous systems. The highest permeabilities correspond to intervals with preservation of depositional interparticle porosity, while low permeabilities reflect rocks with fine-grained matrix and predominance of microporosity (Spadini et al., 1988). The best reservoirs occur in high-energy, oolitic facies, with good permeability related to the preservation of interparticle primary porosity. Fine-grained carbonates may also display porosities up to 20-30%, although with relatively low permeabilities (Guardado et al., 2000). The oil accumulations are structurally controlled, by faults and folds, usually related to the movement of the underlying salt, showing also stratigraphic control, through the vertical and lateral facies variation (Bruhn et al., 2003).



**Figure 3.** Simplified stratigraphic chart of the post-rift Lower Cretaceous section of Campos Basin. Modified from Winter et al. (2007). (GT = Goitacás Fm.; QM = Quissamã Fm.; BZ = Búzios Mb.; OUT = Outeiro Fm.; IMB = Imbetiba Fm.; NAM = Namorado Fm.).

### 3. MATERIAL AND METHODS

In this study, 201 thin sections, prepared from samples taken from cores and sidewall plugs of 2 wells (coded as SCA-A and SCA-B; Fig. 1c), were characterized through systematic, quantitative petrography. The samples were impregnated prior to sectioning with blue epoxy resin, and the thin sections were stained with a solution of alizarine red potassium ferrocyanide (cf. Dickson, 1965) for identification of the carbonate minerals. Quantification was performed by counting 300 points in each thin section along transects, perpendicular to the rock structure and fabric. Textural aspects of grain size, shape and fabric, as well as the composition, location and the paragenetic relationships among primary and diagenetic constituents and pores types were recorded using the Petroledge® software (De Ros et al. 2007). The quantified samples were classified according to nomenclature modified from Grabau (1904), and Brankamp & Powers (1958). Digital photomicrographs of the main structural, textural and compositional features of primary and diagenetic constituents, and pore types of the analyzed thin sections were taken. Cores of two wells, the two studied wells, taken from the Quissamã Formation and the Búzios Member, were described with the support from the petrographic characterization of the thin sections.

Scanning electron microscopy (SEM) in the backscattered electrons (BSE) mode was performed for visualization of microporosity and pore connectivity, as well as for detailing the paragenetic relations among primary and diagenetic constituents in eight selected thin sections. A JEOL JSM-6610LV microscope was used, coupled with a Bruker energy dispersive spectrometer (EDS) for the identification of the elemental composition of the constituents. 2D images of different macropores types

were obtained, as well as microporosity and pores connectivity present in the selected samples.

Available conventional petrophysical porosity and permeability analyses were integrated with the petrographic data and observations in order to recognize patterns, calculate microporosity and calibrate the log analysis. Analysis of petrophysical logs was performed to improve the understanding of mineralogical constituents of the Albian carbonates rocks and their petrophysical porosity and permeability. The used mineralogical inversion application provides quantitative formation evaluation based on petrophysical logs and routine petrophysical core analysis. Log interpretation was calibrated with the petrographic results. A variety of special logs were used, including nuclear magnetic resonance (NMR) and mineralogical logs, plus a complete suite of conventional logs such as gamma ray, resistivity, density, neutron, sonic and photoelectric factor, as well as routine laboratory core analyses. The special logs were fundamental to improve the quality of the constructed mineralogical and petrophysical models.

## **4. RESULTS**

### **4.1. Petrography of the Búzios Member**

The Búzios Member comprises dolostones generated by total dolomitization of carbonate deposits, and by extensively dolomitized, siliciclastic-carbonate hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980).

The hybrid arenites are dominantly massive, commonly fractured, and rarely bioturbated or with stylolites. The siliciclastic grains range from angular to subangular, and from coarse silt to coarse sand, predominantly with very fine sand modal size, with moderate to poor sorting (Fig. 4A, 4B). The primary siliciclastic constituents of the hybrid arenites were intensely affected by diagenesis, particularly by replacement by dolomite or pyrite, and dissolution.

The remaining siliciclastic grains are mostly monocrystalline quartz and microcline, with subordinate amounts of orthoclase, plagioclase, muscovite and biotite (Table 1; Fig. 4A, 4B). Heavy mineral grains (garnets, tourmaline, zircon and rutile) are scarce, as are plutonic rock fragments. Carbonaceous fragments, and recognizable carbonate bioclasts, carbonate and glauconite peloids and mud

intraclasts occur in trace amounts. Extensive dolomitization of the original carbonate allochems prevents the evaluation of packing and the intensity of compaction of these rocks from the types of intergranular contacts. Their recognized diagenetic constituents are, in decreasing abundance: dolomite, calcite, pyrite, K-feldspar, anhydrite, halite and barite/celestine.

**Table 1.** Member Amounts of remaining primary constituents in Búzios Member hybrid arenites.

<b>Primary constituents</b>	<b>Average %</b>	<b>Maximum %</b>
Monocrystalline quartz	11.1	17.7
Microcline	6.6	13.0
Orthoclase	<1	2.3
Plagioclase	<1	2.0
Muscovite	1.6	4.7
Biotite	<1	<1
Heavy minerals	<1	<1
Mud intraclasts	<1	1.0
Glauconite peloids	<1	<1
Carbonate peloids	<1	<1
Carbonate bioclasts	<1	<1
Carbonaceous fragments	<1	<1

The feldspar grains were replaced mainly by dolomite, kaolinite, and seldom by pyrite in the hybrid arenites. Many grains were partially dissolved. The biotite grains were almost totally replaced by microcrystalline pyrite (Fig. 4B), while the muscovite grains were replaced and expanded by kaolinite.

The original allochems of these dolomitized hybrid arenites are recognized only from the moldic pores generated by their complete dissolution, locally filled by calcite or dolomite cement, or from the “ghosts” marked by inclusions within the replacive dolomite (Fig. 4C, 4D). Rounded features were probably oncoids or peloids (Fig.4D), while elongate shapes probably correspond to bioclasts of bivalves and other organisms (Fig.4C).

Blocky dolomite crystals 0.020 to 0.16 mm across, on average 0.048 mm, replaced the bioclasts, oncoids, peloids and the siliciclastic grains in the arenites. Similar crystals filled interparticle and moldic pores, and less commonly intragranular pores in dissolved feldspars and fractures.

The dolostones correspond originally to calcarenites, or even to hybrid arenites, which were completely replaced by dolomite crystals. Larger rhombohedral crystals 0.018 to 0.31 mm across, in average 0.08 mm, preferentially replaced what were probably oncolitic calcarenites (Fig.4D). In these rocks, the dolomite rhombs commonly display overgrowths. Besides replacing the framework grains, they also filled interparticle pores, and large moldic pores derived from the dissolution of oncoids and bioclasts (Fig.4E).

Macrocrystalline to poikilotopic calcite is common in the dolostones, filling intercrystalline, moldic, vugular, channel and fracture pores (Fig. 4F). Locally, the fractures of dolomitic breccias generated by intense fracturing of the dolostones were partially filled by calcite and kaolinite, and rimmed by dolomite rhombs (Fig.5A and 5B).

In the hybrid arenites, calcite occurs in smaller amounts, filling intragranular pores in dissolved feldspars and fractures. Calcite commonly engulfed and replaced kaolinite booklets in intragranular, moldic and fracture pores, and covered K-feldspar and quartz overgrowths in the arenites. Ferroan calcite occurs in few samples, as macrocrystalline mosaic filling intragranular pores in feldspars, or more rarely interparticle pores.

Kaolinite booklets are quite common in the hybrid arenites, replacing feldspar grains and filling moldic pores. Lamellar kaolinite replaced and expanded muscovite grains. In the dolostones, kaolinite filled intercrystalline, moldic, channel and fracture pores. In both rock types, the kaolinite booklets were commonly engulfed and replaced by calcite or dolomite. Microcrystalline and framboidal pyrite replaced pervasively the biotite grains in the hybrid arenites, and less extensively feldspars and carbonaceous fragments.

Macrocrystalline anhydrite and halite are relatively scarce in the analyzed rocks, mostly filling intercrystalline and moldic pores in the dolostones. Prismatic barite/celestine similarly filled moldic pores and engulfed dolomite crystals.



Discontinuous K-feldspar overgrowths are common on the microcline grains of hybrid arenites (Table 1), while ingrowths within partially dissolved orthoclase grains are less common. Small and discontinuous quartz overgrowths are rare, as are discrete, prismatic crystals of quartz and K-feldspar and the partial albitization of feldspar grains.

The porosity in the Búzios Member is mostly of secondary origin. Petrographic macroporosity of the unit averages 6.0%, reaching up to 22.7%, while petrophysical porosity averages 8.6%, and permeability averages 2.72 mD, reaching 156 mD in the analyzed samples. Intragranular pores from feldspar dissolution are the predominant pore type in the hybrid arenites (Fig. 5C; Table 2). Intercrystalline pores among the dolomite rhombohedral crystals are the second most abundant. Other less-represented pore types are moldic, derived from the total dissolution of bioclasts or siliciclastic grains, fractures, and rare intracrystalline pores from dolomite dissolution (Table 2).

**Table 2.** Pore types amounts in Búzios Member hybrid arenites.

<b>Pore types</b>	<b>Average %</b>	<b>Maximum %</b>
Intercrystalline	1.6	4.3
Intergranular	<1	1.7
Intragranular in feldspars	2.7	7.0
Moldic	<1	2.0
Vugular	<1	<1
Rock fracture	<1	1.3
Grain fracture	<1	1.3
Intracrystalline in dolomite	<1	1.0

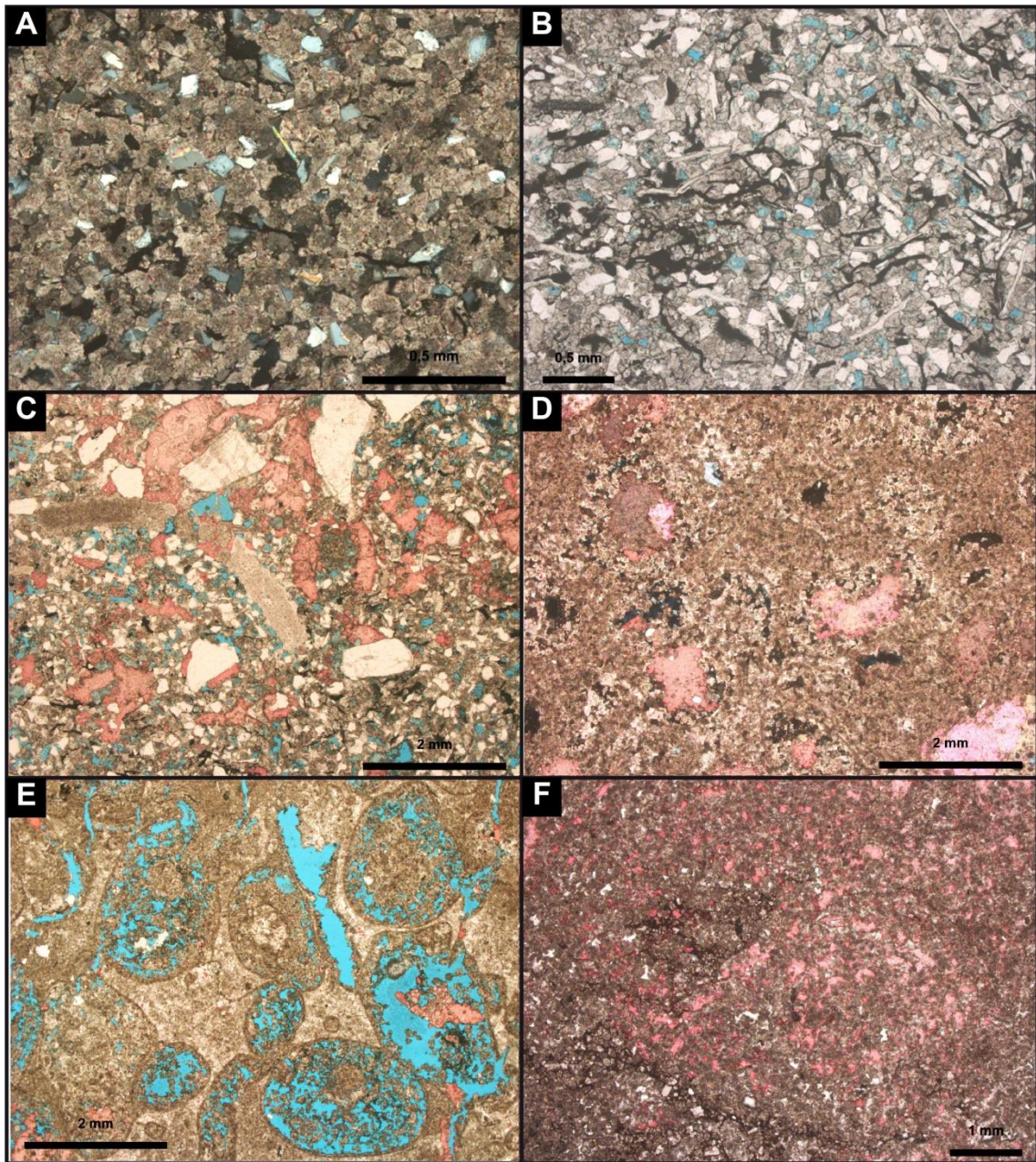
The dolostones show in average 7.1% of petrographic macroporosity. They contain mainly intercrystalline pores among the dolomite crystals (Fig. 5D; Table 3). Intercrystalline pores occur both in the originally interparticle spaces, and in spaces corresponding to the replaced framework grains, including large moldic pores that are probably derived from the dissolution of bioclasts or oncoids, as suggested by

their shapes and sizes. Intercrystalline pore sizes range from <0.012 to 0.372 mm, with an average of 0.081 mm, and their connection ranges from poor to moderate.

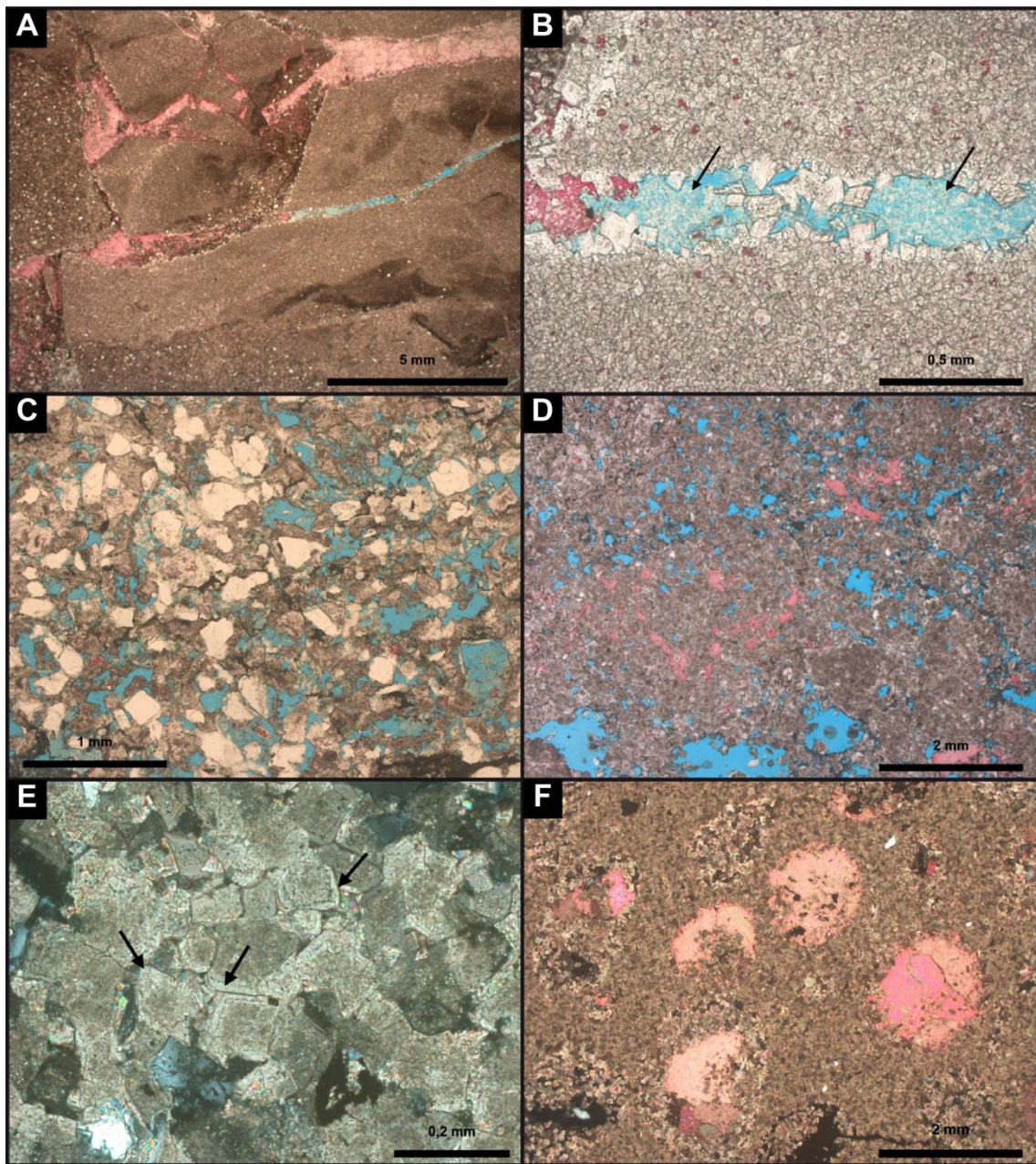
**Table 3.** Pore types amounts in Búzios Member dolostones.

<b>Pore types</b>	<b>Average %</b>	<b>Maximum %</b>
Intercrystalline	5	16.0
Vugular	<1	3.3
Moldic	<1	1.7
Chanel	<1	1.3
Intragranular in feldspars	<1	2.7
Intracrystalline in dolomite	<1	<1

Most of the intercrystalline porosity was reduced owing to overgrowths on dolomite crystals (Fig. 5E; *overdolomitization sensu* Halley e Schmoker, 1983). The intercrystalline pores were also partially to totally filled by macrocrystalline to poikilotopic calcite, anhydrite or halite, or by kaolinite booklets. Moldic pores generated by dissolution of oncoids, bioclasts and other allochems were commonly filled by macrocrystalline calcite (Fig. 5F), as were the rare channel pores.



**Figure 4.** Petrographic features of the Búzios Member in the studied cores. A) Very fine-grained hybrid arenite, with extensive cementation and replacement of the grains by blocky dolomite. Crossed polarizers (XP). B) Very fine-grained hybrid micaceous arenite. Biotite grains were totally replaced by microcrystalline pyrite. Uncrossed polarizers (//). C) Fine-grained, poorly-sorted hybrid arenite with bioclasts molds filled by calcite (stained pink) or dolomite. //P. D) Dolostone with moldic pores filled by macrocrystalline calcite (stained pink), and intercrystalline pores among dolomite crystals. XP. E) Dolostone with large moldic pores derived from the dissolution of bioclasts and oncoids, which were partially and heterogeneously filled by dolomite cement. //P. F) Dolostone with intercrystalline pores filled by macrocrystalline calcite (stained pink). //P.



**Figure 5.** Petrographic features of the Búzios Member in the studied cores. A) Dolomitic breccia, with fractures partially filled by macrocrystalline calcite (pink). //P. B) Dolomite, calcite (stained red) and microporous kaolinite (arrows) partially filling fractures in dolomitic breccia. //P. C) Fine-grained hybrid arenite cemented by blocky dolomite, with intense dissolution and kaolinization of feldspar grains. //P. D) Dolostone with intercrystalline, moldic and vugular pores, partially filled by calcite (pink). //P. E) Dolostone with intercrystalline porosity, filled by overgrowths on the replacive dolomite rhombs (overdolomitization) (arrows). XP. F) Moldic pores generated by dissolution of oncoids, bioclasts and other allochems filled by macrocrystalline calcite. XP.

## 4.2. Petrography of the Quissamã Formation

In the Tubarão Azul Field, the Quissamã Formation includes carbonate rocks, represented by calcarenites and calcirudites (*sensu*, Grabau, 1904, and Brankamp & Powers, 1958), intercalated with hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980). The carbonate rocks are dominantly massive, and commonly fractured and with stylolites. The main carbonate grains are oncoids, peloids, ooids, microbial and particulate intraclasts, and bioclasts of bivalves, red algae, echinoids and benthic foraminifers, and more scarcely of ostracods, planktic foraminifers, gastropods, bryozoans, calcispheres and annelids.

The oncoids are dominantly irregular in shape, with sizes variable from medium sand to pebble (Fig. 6A). The occurrence of aggregate grains is quite common. The nuclei of oncoids and ooids are commonly feldspar and quartz grains, more rarely micas. Part of the feldspathic nuclei was dissolved, kaolinized, calcitized, or seldom pyritized. Benthic foraminifers, bivalves, echinoids and red algae also commonly constitute nuclei for oncoids and ooids.

The bivalve bioclasts are always disarticulated, commonly fragmented and micritized, and recrystallized or dissolved and filled by mosaic calcite. Benthic foraminifers and red algae bioclasts are normally strongly micritized. Echinoid spines and plates that are not nuclei of oncoids and ooids always show syntaxial overgrowths and partial micritization (Fig.6B).

Peloids are very abundant, and occur from very fine to coarse sand, predominantly fine sand size. The ooids commonly show radial structure, and some display quartz or K-feldspar nuclei with overgrowths. Bioclastic nuclei are rare in the ooids, and normally correspond to benthic seriate foraminifers. Particulate carbonate intraclasts are common, ranging in size from coarse sand to pebble. Microbial intraclasts with clotted micritic fabric are common, with coarse sand to pebble size. Other, less-represented primary intrabasinal grains include phosphatic (fish) bioclasts, glauconite peloids and carbonaceous fragments. Siliciclastic quartz and feldspars grains of very fine to fine sand size are rare.

**Table 4.** Main primary constituents in the Quissamã Formation hybrid arenites.

<b>Primary constituents</b>	<b>Average %</b>	<b>Maximum %</b>
Oncoids	13.7	25.7
Carbonate peloids	12.3	26.7
Particulate carbonate intraclasts	4.3	14.7
Bioclasts	4.3	6.0
Ooids	1.4	4.3
Microbial carbonate intraclasts	<1	5.3
Glauconite peloids	<1	<1
Carbonaceous fragments	<1	1.0
Quartz	15.5	22.3
Feldspars	11.2	15.3
Plutonic fragments	<1	<1
Muscovite	2.0	5.0
Biotite	<1	1.0
Heavy minerals	<1	<1

Hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980) are subordinate in the Quissamã section, and dominantly massive, rarely fractured. The siliciclastic grains are angular to subangular, ranging from coarse silt to coarse, predominantly fine sand sized, with moderate to poor sorting (Fig. 6C). Packing is commonly tight and rarely normal, with predominantly long and concave-convex intergranular contacts. In the Quissamã hybrid arenites the dominant primary constituents are monocrystalline quartz, feldspars (microcline and orthoclase dominating over plagioclase), muscovite, oncoids, carbonate peloids, particulate carbonate intraclasts, bioclasts, ooids, microbial carbonate intraclasts, (Table 4). Biotite, plutonic fragments, glauconite peloids, carbonaceous fragments and heavy minerals (zircon, garnet, rutile and tourmaline) occur in subordinate amounts.

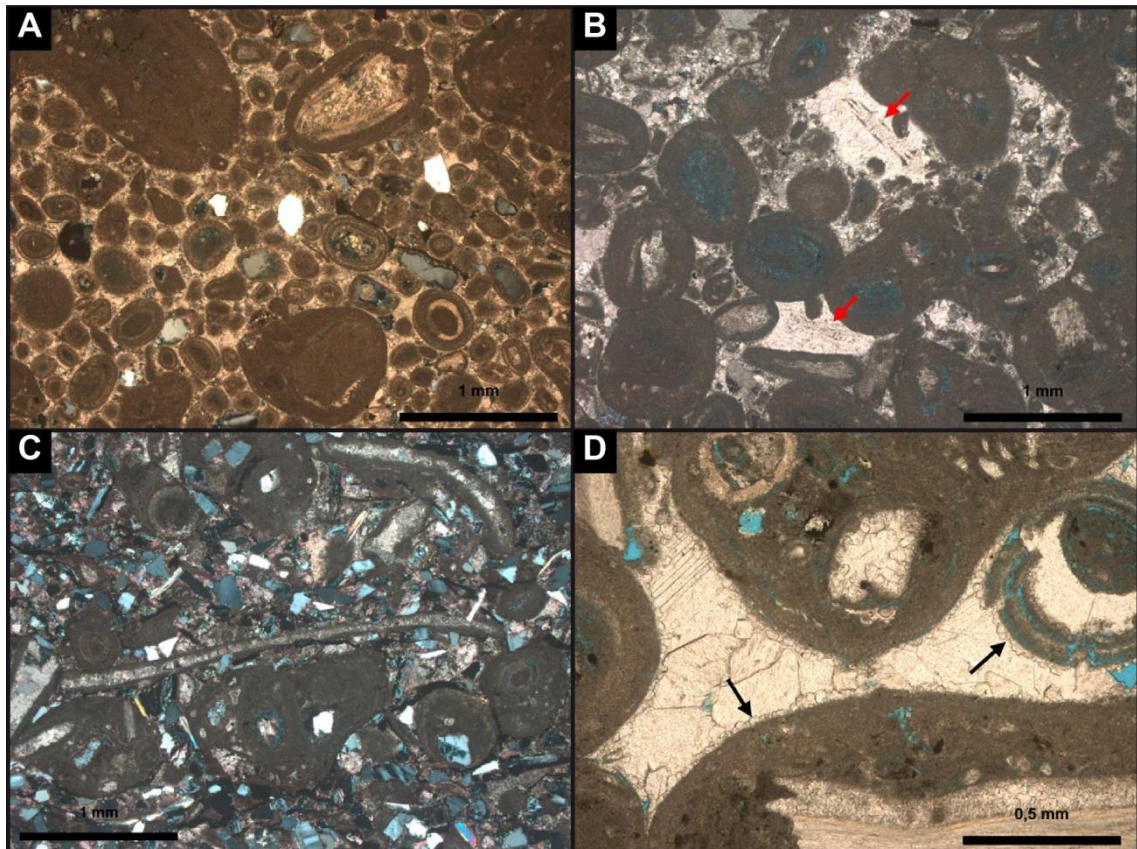
**Table 5.** Main primary constituents in the Quissamã Formation limestones.

<b>Primary constituents</b>	<b>Average %</b>	<b>Maximum %</b>
Oncoids	46.2	59.0
Carbonate peloids	20.0	42.3
Ooids	4.6	48.7
Microbial carbonate intraclasts	4.1	68.7
Particulate carbonate intraclasts	2.4	12.3
Carbonate bioclasts	3.5	14.0
Peloidal matrix	<1	11
Quartz	<1	7.0
Feldspars	<1	6.0
Carbonaceous fragments	<1	2.0
Glauconite peloids	<1	<1

Calcite is the most abundant diagenetic constituent in the limestones, occurring dominantly as a xenomorphic mosaic, or relatively continuous prismatic rims (Fig. 6D). Macrocrystalline to poikilotopic calcite and syntaxial overgrowths on echinoid bioclasts are also common habits, but microcrystalline calcite cement is rare. Mosaic calcite filled primary interparticle pores and intraparticle pores within foraminifers, and secondary pores in partially dissolved ooids, oncoids and bioclasts, moldic pores derived from the complete dissolution of these particles and of dolomite crystals, as well as fractures. Poikilotopic calcite normally filled interparticle, as well as vugular pores. Calcite commonly engulfed and replaced kaolinite booklets derived from the feldspar nuclei of oncoids and ooids, as well as within fractures. Calcite also engulfed and replaced interparticle dolomite crystals.

In the hybrid arenites, calcite filled interparticle pores, moldic pores from complete dissolution of bioclasts and other grains, intragranular pores in feldspars, and fractures. It also replaced feldspars, quartz and other grains, kaolinite derived

from replacement of feldspars and micas, and quartz and feldspar overgrowths. Biotite grains expanded by inter-cleavage calcite are rare. Ferroan mosaic calcite occurs in few samples, filling interparticle and moldic pores, as well as intraparticle pores in oololiths and intragranular pores in feldspars.



**Figure 6.** Petrographic features of the Quissamã Formation in the studied cores. A) Oolitic calcarenite composed of ooloids, agglomerated ooloids, peloids, and some oololiths with siliciclastic nuclei, extensively cemented by calcite rims and mosaics. XP. B) Oncolitic calcarenite with echinoid bioclasts displaying large syntaxial overgrowths (red arrows). XP. C) Fine-grained, poorly-sorted hybrid arenite with angular quartz and feldspars grains, bivalve bioclasts, ooloids, oololiths and peloids. Cementation by mosaic calcite. XP. D) Prismatic calcite rims lining pores (arrows) filled by calcite mosaic. //P.

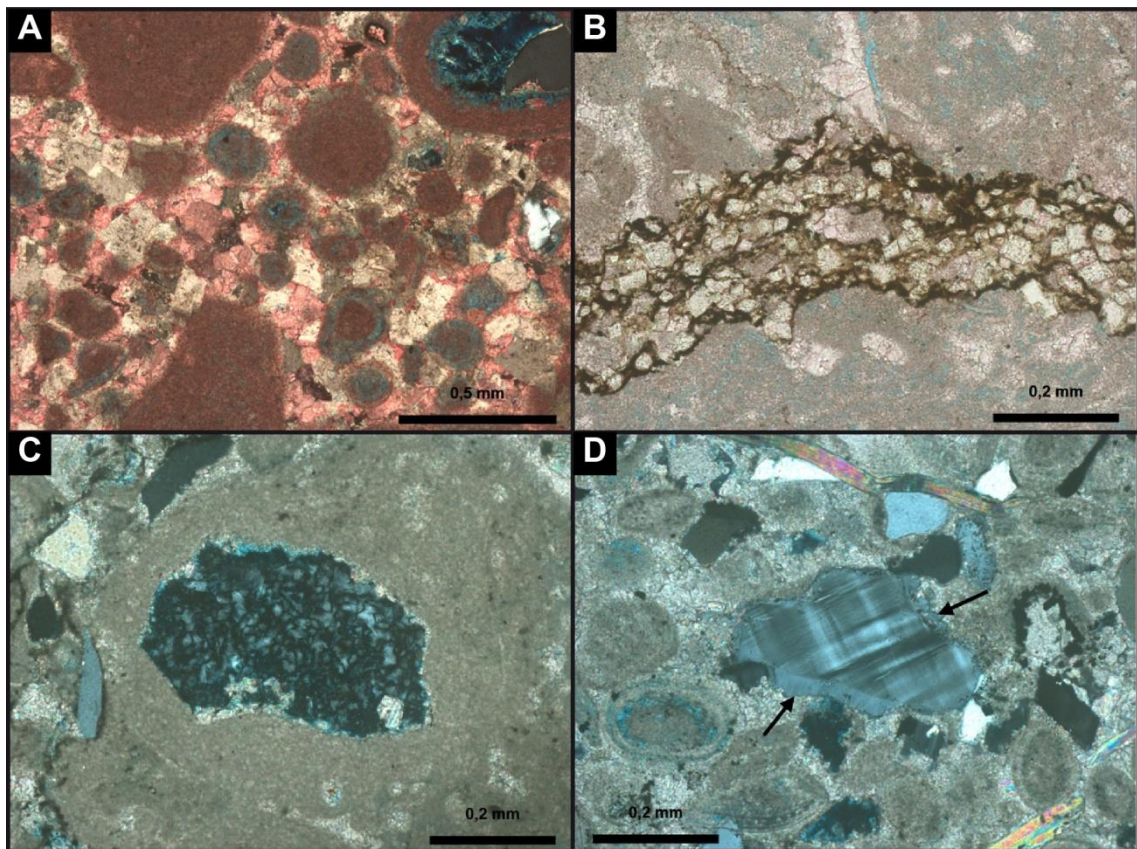


In the limestones, blocky dolomite occurs as rhombohedral crystals with 0.01 to 0.12 mm, in average 0.043 mm, mostly filling partially interparticle pores (Fig.7A) moldic pores and less often intraparticle pores in partially dissolved ooids, and fractures. It also commonly replaced peloids, ooids, oncoids, as well as interparticle calcite and intragranular kaolinite. Dolomite is common along stylolites (Fig.7B), both as a residual concentration product of calcite pressure dissolution, and filling pores generated by burial dissolution along stylolites. The partial to complete dissolution of dolomite crystals occurred only in the limestones. Dolomite is rare in the hybrid arenites, replacing biotite, or organic matter along stylolites.

In the calcarenites and calcirudites, kaolinite booklets commonly replaced the feldspar nuclei of ooids and oncoids (Fig. 7C) or filled moldic pores and fractures. In the hybrid arenites, kaolinite booklets quite commonly replaced feldspar grains, or more rarely filled moldic pores. Lamellar kaolinite replaced and expanded muscovite grains. Kaolinite concentrations are common in fractures or in dissolution pores along stylolites. Engulfing and replacement of kaolinite by calcite is common in hybrid rocks.

In the limestones, microcrystalline and framboidal pyrite commonly replaced oncoids, peloids, ooids, foraminifers, red algae and mollusks, and more rarely filled chambers of benthic foraminifers. In the hybrid arenites, microcrystalline pyrite extensively replaced biotite grains, as well as feldspar, carbonaceous fragments and carbonate allochems. Microcrystalline pyrite is commonly concentrated along stylolites in the limestones.

While K-feldspar and quartz overgrowths are relatively common (Fig. 7D), albitization of detrital plagioclase is rare in the hybrid arenites. In the limestones, intraparticle prismatic barite-celestine, and interparticle macrocrystalline halite occur in small amounts.



**Figure 7.** Petrographic features of the Quissamã Formation in the studied cores. A) Interparticle cementation by dolomite rhombs and calcite mosaic (stained pink), which partially replaced the dolomite. //P. B) Dolomite concentration along stylolitic seam in compacted oncolitic grainstone. //P. C) Oncoid with feldspathic nucleus replaced by kaolinite booklets. XP. D) Discontinuous K-feldspar overgrowths around microcline grain in hybrid arenite with intraparticle and moldic porosity. XP.

Although the macroporosity of the Quissamã Formation is dominantly of secondary origin, primary interparticle pores are preserved in many samples, and this combination contributes to the complexity of the pore system. Further heterogeneity of the pore system in the unit is related to intercalation of hybrid deposits within the carbonate sequences.

The average petrographic macroporosity of the Quissamã thin sections analyzed in the Tubarão Azul Field is 4.5%, with a maximum of 16.3%. Average permeability is 0.126 mD and average petrophysical porosity is 12.4%, with maximum values of 4.17 md and 16.5%, both for limestones. Microporosity, here considered that in  $< 10 \mu\text{m}$  pores, is commonly concentrated in intraparticle locations, mostly within oolites and oncoids (Fig. 8A, 8B, 8C) subordinately within peloids, intraclasts and red algae bioclasts. Secondary interparticle microporosity was generated locally by the dissolution of calcite or dolomite cements. The bulk volume of the analyzed limestones may correspond to up to 15 % of microporosity.

Microporosity, considered in the analyzed rocks as pores  $< 10 \mu\text{m}$ , is predominantly located intraparticle in ooids and oncoids (Fig. 8B, 8C), but it also occurs subordinately in peloids, microbial and carbonate sand intraclasts and rarely in bivalve and red algae bioclasts. Microporosity is important mostly in calcarenites and calcirudites with some macroporosity. The deformation of microporous oolites and oncoids by compaction indicates that most of the microporosity of these grains was created by eodiagenetic dissolution. The generation of dissolution microporosity during burial seems less prevalent, comprising the partial dissolution of late calcite and dolomite cements, as well as diverse grains along stylolites.

Pore types vary according to the lithology of the analyzed samples, but fabric selective types (*sensu* Choquete and Pray, 1970) in general predominate. In the calcarenites and calcirudites, the predominant macropores are primary interparticle (Fig. 8D) and secondary intraparticle within oncoids, peloids, intraclasts and bioclasts (Fig. 8E; Table 6) Subordinate fabric-selective types correspond to moldic pores, and to intracrystalline and moldic pores generated by dissolution of dolomite rhombs (Fig.8F). Other macropores are not fabric selective, such as fractures, channels and vugs (Table 6). Vugular pores 2 to 5 mm wide are considered separate vugs (*sensu* Lucia, 1983; Table ). Many of the vugs were filled by mosaic or poikilotopic calcite.

**Table 6.** Main pore types in the Quissamã Formation limestones, in bulk rock volume %.

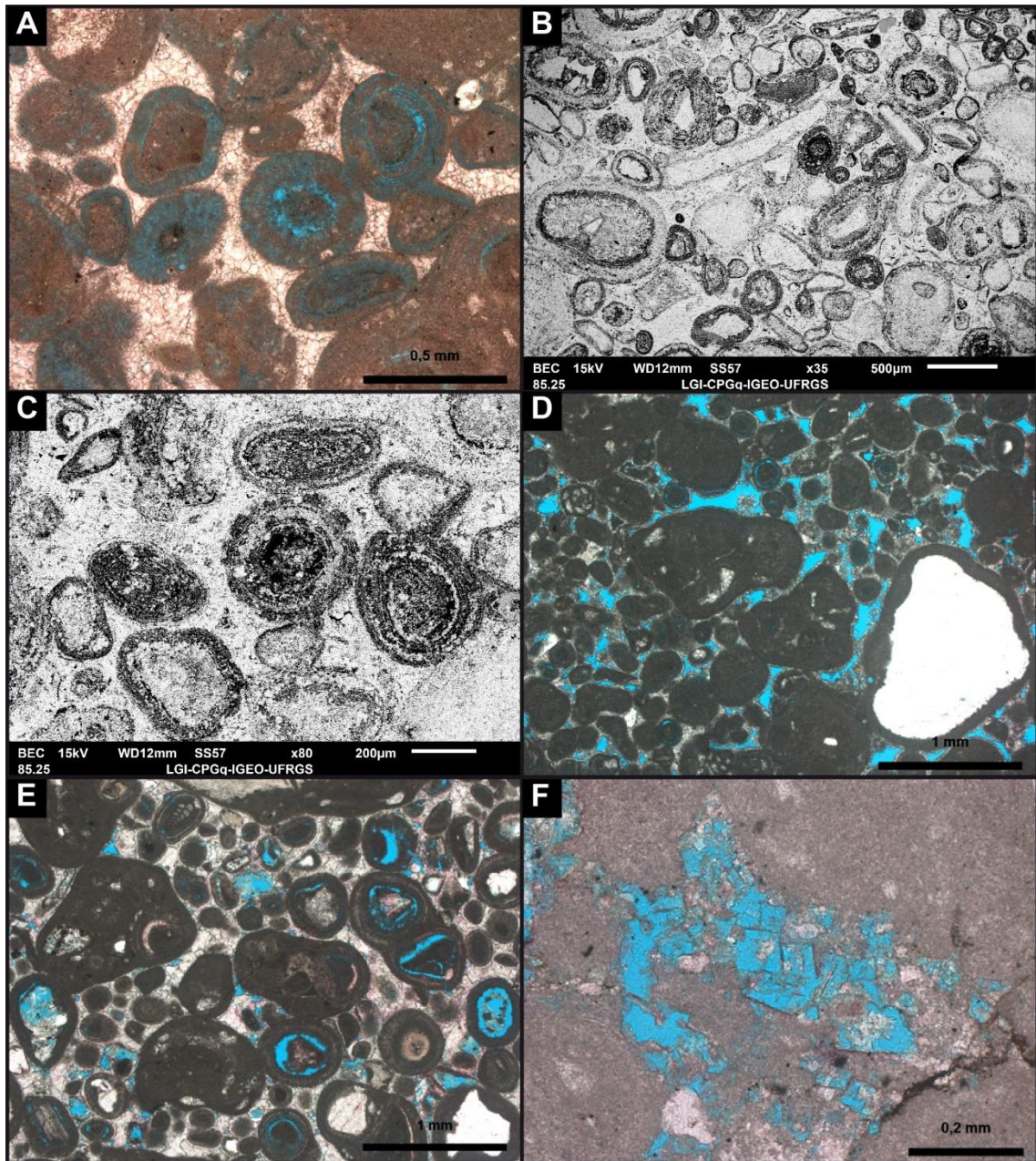
<b>Pore types</b>	<b>Average %</b>	<b>Maximum %</b>
Intraparticle	2.5	7.7
Interparticle primary	1	10.7
Interparticle intracrystalline	<1	4.0
Intragranular in feldspars	<1	4.3
Moldic	<1	1.0
Vugular	<1	1.0
Channel	<1	3.3
Rock fracture	<1	6.0
Grain fracture	<1	1.0
Oversized	<1	<1

The connectivity of the interparticle pore system of calcarenites and calcirudites ranges from good to poor, depending on the amount and distribution of cements, and on the intensity of compaction. Primary interparticle porosity is absent in the peloidal calcarenites, owing to the widespread distribution of peloidal matrix. Primary intraparticle porosity within foraminifers is very scarce, because these pores were commonly filled by calcite or framboidal/microcrystalline pyrite. Intraparticle macroporosity was normally created by the dissolution of bioclasts and of the nuclei of oncoids and ooids. However, feldspar nuclei were more commonly replaced by kaolinite booklets. Intraparticle pores formed by dissolution of ooids, oncoids and mostly bioclasts were commonly filled by macrocrystalline calcite. Locally, moldic pores were formed by the complete dissolution of bioclasts, oncoids, ooids or peloids. Channel pores generated by dissolution along stylolites are common in the studied rocks, although in small volumes. Most of the secondary porosity formed by dissolution along stylolitic surfaces was filled by kaolinite, dolomite, calcite, and rarely pyrite and other sulfides (Fig.9A). There were apparently two main phases of fracturing of the limestones. The first, formed under shallow burial conditions, is generally filled by macrocrystalline calcite (Fig. 9B). The second, developed under deep burial, cut through the stylolites (Fig. 9C).

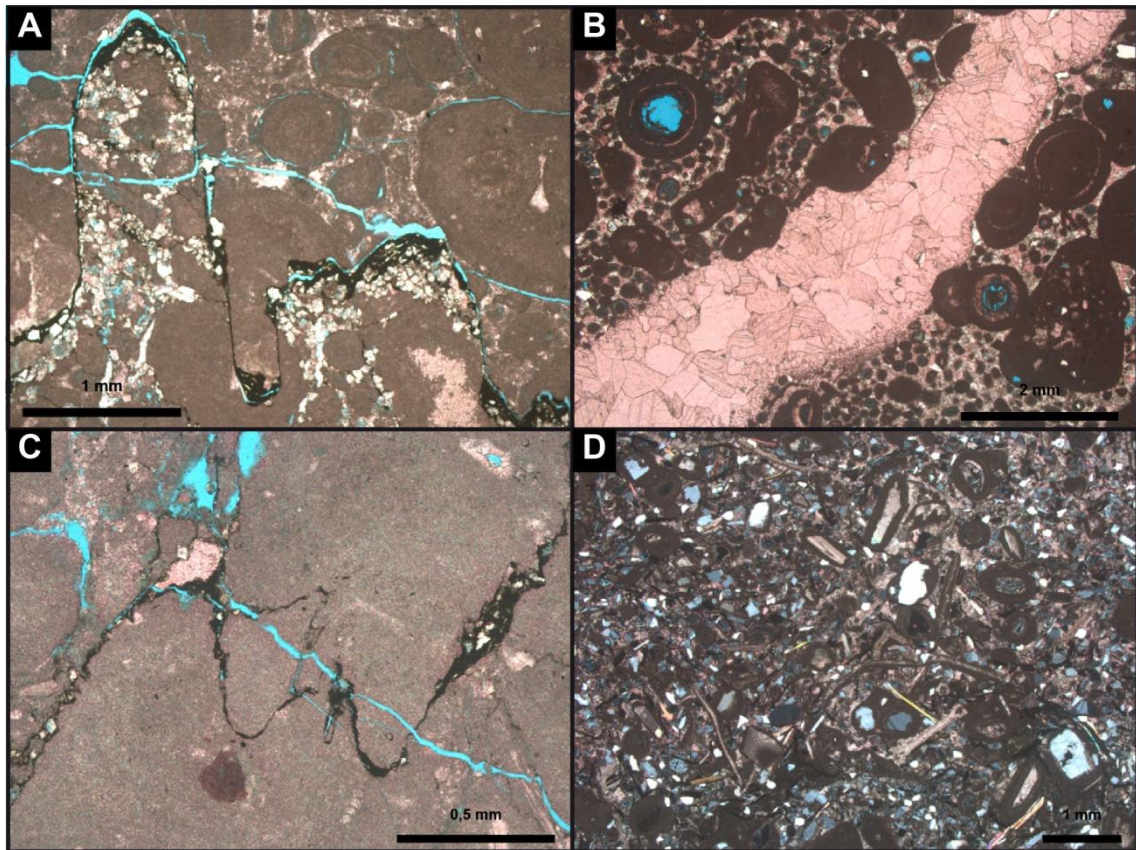
The hybrid arenites have on average only 4.7% of petrographic macroporosity, 6.3 of petrophysical porosity and 0.001 mD of permeability. Intragranular pores from feldspar dissolution predominate in these rocks (Table 7). Intraparticle pores within oncoids, ooids, peloids and bioclasts are subordinate. Fracture pores are rare, and other types, such as intergranular, and moldic from complete dissolution of feldspars or bioclasts, extremely rare. Porosity of the studied Quissamã hybrid arenites is very low, owing to the intense cementation and compaction (Fig. 9D). The hybrid arenites contain on average 2.7% of microporosity, significantly less than the limestones, due to the smaller amount of microporous ooids and oncoids.

**Table 7.** Main pore types in the Quissamã Formation hybrid arenites, in bulk rock volume %.

<b>Pore types</b>	<b>Average %</b>	<b>Maximum %</b>
Intergranular	<1	<1
Intragranular in feldspars	<1	9.0
Intraparticle	<1	1.7
Moldic	<1	<1
Rock fracture	<1	1.3



**Figure 8.** Aspects of porosity of the Quissamã Formation in the studied cores. A) Oncolitic-oolitic calcarenite with intraparticle microporosity and macroporosity within ooids and oncoids. //P. B) BSE image of oncolitic-oolitic-bioclastic calcarenite with intraparticle microporosity and macroporosity (black) generated by partial dissolution of ooids and oncoids. C) BSE image of oolitic-oncolitic calcarenite with intraparticle microporosity owing to the partial dissolution of the ooids. D) Oncolitic calcarenite with preserved primary interparticle porosity. //P. E) Oncolitic-oolitic-peloidal calcarenite with interparticle pores cemented by calcite mosaic, and intraparticle porosity from dissolution of oncoids and ooids. //P. F) Secondary moldic and intracrystalline porosity derived from the dissolution of dolomite rhombs. //P.



**Figure 9.** Aspects of porosity in the Quissamã Formation in the studied cores. A) Secondary porosity formed by dissolution along fractures and stylolites with concentration of organic matter and pyrite. //P. B) Calcite vein formed by fracture filled by drusiform calcite mosaic. //P. C) Fracture pores cutting stylolites. //P. D) Tight hybrid arenite without porosity, due to intense compaction and cementation. XP.

### 4.3. Lithological distribution in the analyzed cores

The distribution of the described lithologies in the cores is shown in Figure 10. SCA-A cores were cut in the central and basal portions of the Quissamã Formation, and in the central portion of the Búzios Member (~3045-3110 m; 2973-2920 m). SCA-B cored the central portion of the Quissamã Formation (~2864-2846 m). Description of the cores was performed with support of the petrographic characterization of the thin section. The Búzios Member lithologies comprise dolostones, dolomitized hybrid arenites and dolomitic breccias. The Quissamã lithologies include oncolitic/peloidal/oolitic calcarenites with subordinate bioclasts, oolitic calcarenites with subordinate oncoids, and oncolitic/intraclastic calcirudites

(sensu Grabau, 1904, and Brankamp & Powers, 1958), intercalated with sandy oncolitic calcarenites (hybrid arenites sensu Zuffa, 1980).

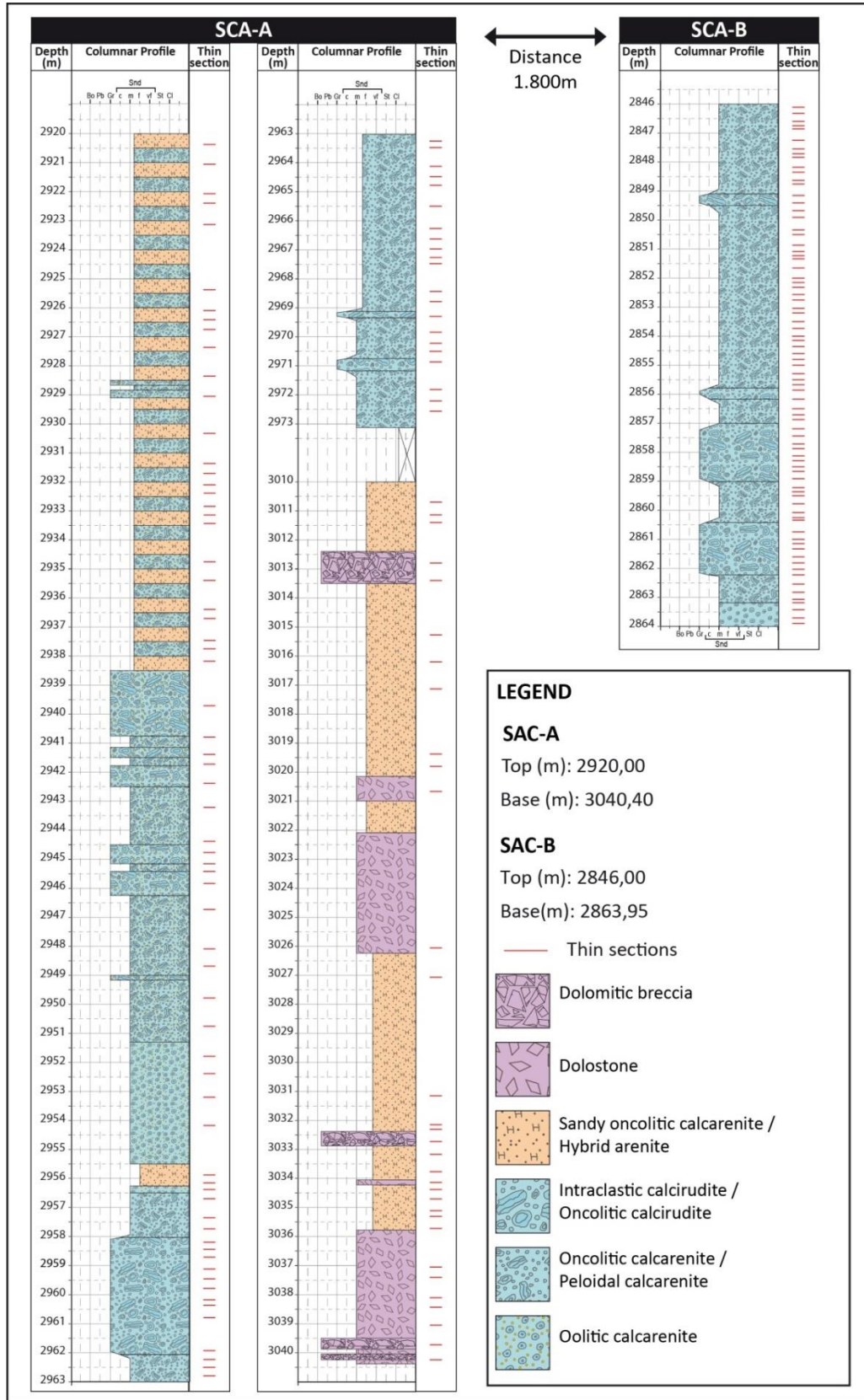


Figure 10. Lithologic logs of SCA-A and SCA-B studied cores.

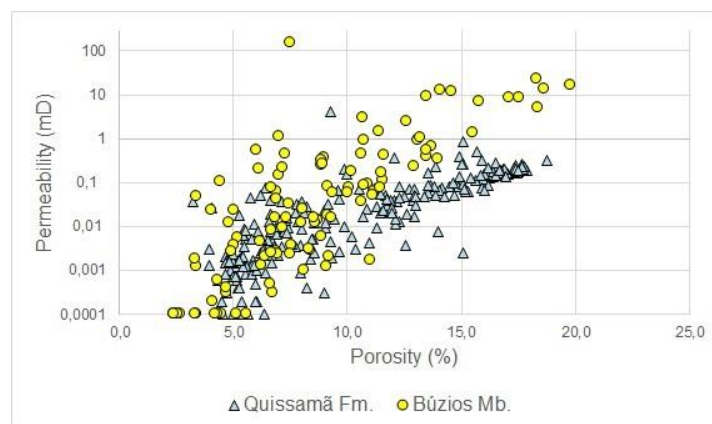


#### 4.4. Petrophysical log aspects of the analyzed section

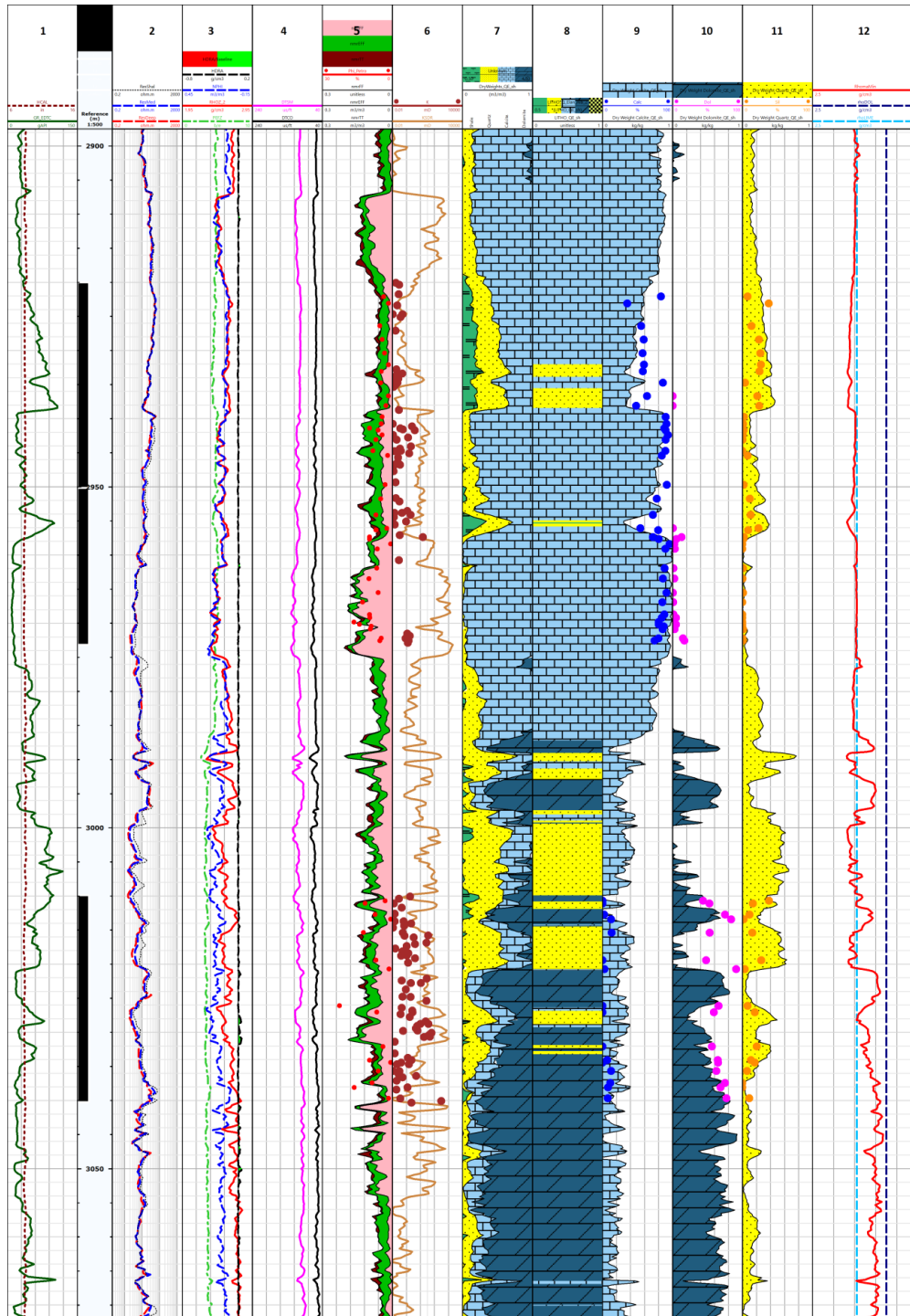
The petrophysical porosity and permeability values of the studied samples from the Quissamã Formation show a reasonable correlation with permeability for samples with more than 8 % of porosity (Fig. 11). Deviations below or above this general trend are due to microporosity or fractures, respectively. The analyses in the Búzios Member dolosparites and dolomitized hybrid arenites show a larger dispersal and lower correlation (Fig. 11), owing to the complex geometry of their pore systems.

The mineralogical log model was calculated with four mineral constituents as input: calcite, dolomite, silica and clay minerals (which signature probably correspond to siliciclastic feldspar and mica grains). Figure 12 shows the logs of the two wells, including petrographic and routine petrophysical data, compared with the mineralogical inversion (tracks 1 to 11). It also shows the cored interval in both wells (black boxes in depth track). The calculated matrix density from the mineralogical inversion is shown in track 12. This is important to allow accurate porosity calculation in wells with no NMR logs and no routine laboratory data. Figure 12 displays a good match between the constructed mineralogical model and the petrographic results for both wells (tracks 9 to 11).

The calibrated log model also shows the mineralogical control over the petrophysical values in well SCA-A. For samples with more than 40 % dolomite, both log and laboratory data show that porosity decreases with increasing dolomite content (Fig. 13).

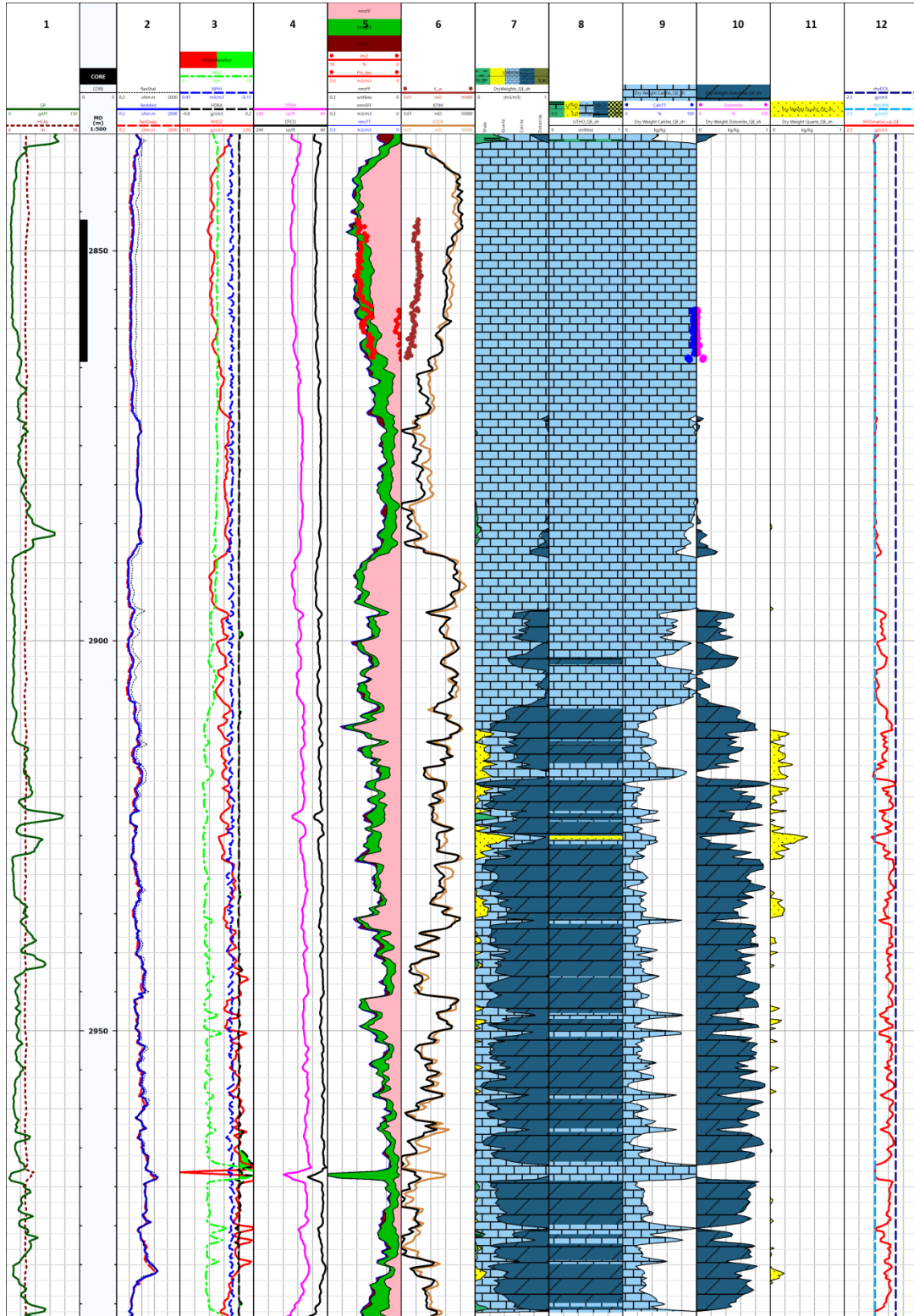


**Figure 11.** Values of laboratory conventional petrophysical porosity and permeability analyses of the Quissamã Formation and Búzios Member in the studied wells.



**Figure 12.** Log signatures and petrophysical analysis of the lower Albian section in the SCA-A and SCA-B studied wells. **1-**Gamma-ray (green line) and Caliper (dashed brown line). **2-** Deep Resistivity (dashed red line), Medium Resistivity (dashed blue line) and Shallow Resistivity (dot black line). **3-** Neutron (dashed blue line), Density (red line) and PEF (dashed green line). **4-** Sonic logs of Compressional (black line) and Shear (pink line) waves. **5-** NMR porosity of Free (pink), Capillary-bound fluid (green), and Laboratory porosity (red dots). **6-** NMR permeability (light brown line) and Laboratory permeability (brown dots). **7 to 11-** Calculated mineralogic logs and petrographic data showing log Calcite (light blue brick

pattern), log Dolomite (dark blue brick pattern), log Silica (yellow) and log Clays (green), Petrographic Calcite content (blue dots), Petrographic Dolomite content (pink dots), and Petrographic Silicates content (orange dots). **12-** Calculated matrix density (red line), with reference Limestone matrix density (2.71g/cc - dashed light blue line) and Dolomite matrix density (2,85g/cc - dashed dark blue line).



**Figure 13.** General trend of decreasing porosity with increasing dolomite content, observed for samples with more than 40 % dolomite in both laboratory and log data of well SCA-A.

## 5. DISCUSSION

### 5.1. Depositional conditions of the Búzios Member

The Búzios Member sediments were deposited directly onto the Retiro Formation evaporites. Their sedimentation took place in a shallow carbonate ramp (Spadini et al., 1988; Dias et al., 1990), with diverse lagoonal and tidal flat environments developed under an arid climate in the southern part of the basin. The distribution of carbonate bars and barriers for the lagoons was controlled by the irregular topography of the top of the salt, originating several shallow lagoons that, with the restricted circulation of the marine waters, hot climate and intense evaporation, resulted in hypersaline waters.

The scarce fossil content of this unit is an indication of the inhospitable conditions for most marine organisms. Values of oxygen isotopes around +5‰  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  and of carbon isotopes mostly between +3 and +4‰  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  indicate an hypersaline restrict environment, with intense evaporation (Dias Brito, 1986; Azevedo et al., 1987; Spadini et al., 1988).

Using foraminifer biostratigraphic,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  data, Tedeschi et al. (2017) correlated the end of major South Atlantic evaporite deposition to the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE) 1a interval. This would imply an Aptian age for the beginning of the post-salt carbonate deposition, represented in the Campos Basin by the Búzios Member.

The Búzios dolostones are the result of diagenetic replacement of oncolitic-peloidal calcarenites, shallow-water calcilutites, and hybrid arenites by magnesium-rich fluids. High-frequency depositional cycles of these facies show variable degree of dolomitization. The totally to partially dolomitized rocks of the Búzios Member are up to 300 meters thick (Carvalho, 2002). Sedimentation of the carbonate deposits of the Búzios Member took place immediately after the deposition of the Retiro Formation evaporites, in a still restrict environment of shallow and saline waters (Dias-Brito and Azevedo, 1986; Spadini et al., 1988; Robaina et al., 1993).

Provenance of the siliciclastic grains in the Búzios hybrid arenites is related to the alluvial and deltaic fans of the Goitacás Formation, deposited along the margin of the basin throughout the sedimentation of the Macaé Group (Fig. 3; Spadini, 1988). Such clastic deposits are thicker in the northern part of the basin, thinning to the south, where they intercalate with carbonate rocks (Guardado et al., 1989). The predominance of feldspar grains indicates rapid erosion and transport of first-cycle alluvial sediments, with provenance from the uplifted plutonic basement terrains.

According to Mount (1984), there are four categories for the processes of mixing extrabasinal siliciclastic and intrabasinal carbonate sediments: punctuated mixing by episodic event, mixing along facies boundaries, in situ production of carbonate bioclasts within siliciclastic facies, and source mixing of uplifted and eroded carbonate deposits. The most likely process for the generation of hybrid deposits in the Búzios Member is punctuated mixing promoted by gravitational flows related to fan deltas that drained plutonic basement highs, still uplifted after the preceding rift and post-rift phases. Under arid climate, the genesis of such episodic gravitational flows was promoted by the ramp morphology, and by halokinesis of the marginal evaporites towards the southeast, with resulting listric faults, which was concentrated from 100 to 200 km of the coast (Baumgarten and Scutta, 1988; Demercian et al., 1993). Owing to the adiastraphic halokinetic tectonism along those listric faults, the shallow ramp sediments were reworked and redeposited.

## **5.2. Diagenetic and porosity evolution of the Búzios Member**

The intense dolomitization of the Búzios Member deposits occurred essentially during early diagenesis, and related to their depositional environment and the climatic conditions. Dolomitization is quite common in shallow carbonate platforms or ramps with restricted circulation of marine waters, as was the case of the Campos Basin soon after the deposition of the Retiro Formation evaporites.

The generation of large-scale dolomitization requires three main factors: the availability of precursor carbonate deposits, of large volumes of magnesium-rich fluids, and of a hydrologic system effective in moving such dolomitizing fluids through the precursor carbonate deposits (Morrow, 1982; Land, 1985; Hardie 1987). Besides these general factors, the effective dolomitization of a significant volume of shelf

sediments normally requires conditions of high permeability, provided either originally or through fracturing, as well as a good source to sink hydrological communication and a relatively long circulation period (Jones et al., 2004).

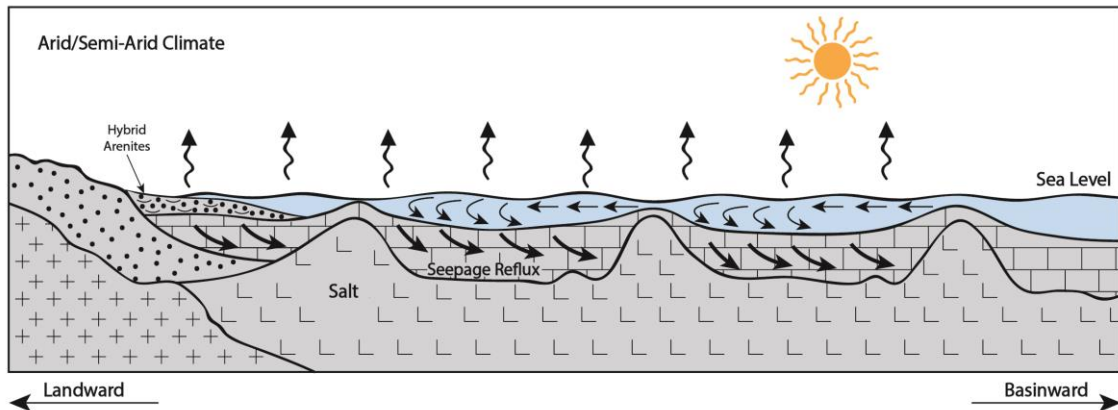
The main geochemical controls on dolomitization are kinetic, thermodynamic and hydrological. Considering the kinetic aspect, the rate of dolomite precipitation must be faster than, or equal to, the rate of calcium carbonate dissolution (Land, 1985; Hardie 1987; Machel, 2004). If slower, porosity will be generated, with minor dolomite formation. Thermodynamically, the fluids must simply be unsaturated with respect to  $\text{CaCO}_3$  and saturated with respect to dolomite. On the hydrological aspect, significant dolomitization requires a large volume of Mg-rich fluids circulating during a considerable time span (Machel, 2004). The development of intense dolomitization needs a large ratio between the volumes of the fluids and the affected rocks.

Several authors, including Hardie (1987), Warren (2000) and Machel (2004), discussed different models for the dolomitization of carbonate shelf deposits. Some of these models are clearly incapable of dolomitizing large areas and volumes. According to Hardie (1987), Machel and Mountjoy (1990), and Machel (2004), there is no extensive or massive dolomitization within the mixing zone of marine and fresh water. Machel (2004) has shown that there is more dissolution than replacement of cements by dolomite within the mixing zone.

Normally only a minor volume of replacement or cementation by dolomite occurs at shelf edge due to the circulation of seawater, despite its high magnesium (Land, 1985). Seawater dolomitization is not an independent model, but a combination of different dolomitization models, including tidal pumping and slope convection (Machel, 2004). Apparently, the absence of significant sea bottom dolomitization is due to the slow diffusion rate, and to the limited circulation of seawater through the bottom sediments (Hardie, 1987).

Considering the limitations imposed by these alternative mechanisms, a process most likely to have caused dolomitization of the shallow carbonate ramp deposits of the Búzios Member is infiltration reflux (sensu Adams and Rhodes, 1960). Conditions for this process were promoted by the presence of barriers to the free circulation of seawater related to the halokinesis of the underlying Retiro evaporites, generating restricted hypersaline lagoons (Fig.14). According to this model, the reflux

of dense brines with high Mg/Ca ratio, generated by intense evaporation and CaSO<sub>4</sub> precipitation, is forced through the lagoonal sediments, causing their dolomitization.



**Figure 14.** Reflux dolomitization model of the Búzios Member (modified from Adams & Rhodes, 1960).

Another possible mechanism for the dolomitization of the Búzios Member is the derivation of the dolomitizing fluids from the underlying Retiro Formation evaporites. An equivalent origin was proposed for the Pinda Group dolomites, in the conjugate Congo/Angola Basin, in which dolomitization was attributed by Granier (2019) to Mg-rich fluids derived from underlying evaporites during burial. This interpretation disagrees with the previous work by Eichenseer et al. (1999), who considered the Pinda dolomites a product of mixing zone eodiagenesis. Conversely, Granier (2019) interpreted that fractures acted as conduits for the dolomitization of the overlying Pinda carbonates by high temperature brines derived from the evaporites. Considering the normally subordinate volume of magnesium minerals (such as carnalite:  $\text{KMgCl}_3 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ , tachyhydrite:  $\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ , and kainite  $\text{KMgCl}(\text{SO}_4) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) in evaporite successions, this mechanism would require the dissolution of large volumes of evaporites for the generation of significant volumes of dolomites (cf. Martín-Martín et al., 2015).

The development of large-scale hydrothermal dolomitization depends on the occurrence of an extensive network of connected fractures, allowing important dissolution and dolomitization of the precursor limestones, as well as good remaining porosity and permeability of these host rocks (Davis & Smith 2006). According to those authors, most hydrothermal dolomites are formed under relatively shallow

burial (< 1km). Machel (2005) pointed out that hydrothermal dolomitization does not correspond to an independent model, as hydrothermal processes are developed under shallow and deep diagenetic conditions, and many dolomites interpreted as hydrothermal are simply a product of mesodiagenetic dolomitization. Saddle dolomite, a phase indicative of mesodiagenetic conditions (Machel, 1987; Spötl and Pitman, 1998), and commonly formed in hydrothermal systems (Al-Aasm, 2003; Davis & Smith 2006; Sirat et al., 2016), is scarce in the analyzed Búzios dolomites.

Besides extensively replacing the allochems and early cements in the shallow ramp carbonate deposits of the Búzios Member, dolomite also replaced in variable quantities the allochems and siliciclastic grains in hybrid arenites. Dolostones generated by pervasive replacement usually show evidence of recrystallization, as well of post-replacement dolomite cementation, or overdolomitization (*sensu* Lucia, 2004), causing an increase crystal size. Overdolomitization is promoted where fluids supersaturated in relation to dolomite keep circulating through the pores after replacement, what tends to form overgrowths on the previously formed crystals (Lucia, 2004). Such conditions are favored by a great availability of modified marine fluids rich in Mg, as well as by the voluminous replacement of high-magnesium calcite (HMC) by low-magnesium calcite (LMC) during burial (Machel, 2004).

The size of dolomite crystals in the analyzed rocks ranges from <0.010 to 0.288 mm. Dolomite crystal size is commonly related to the crystallinity of the replaced materials, but recrystallization tends to enhance crystal size with increasing burial (Tortola et al., 2020). Dolomites formed under near-surface conditions from evaporated water tend to recrystallize during burial, as they have a poorly-organized structure (Machel et al., 1996; Mazzulo, 2000; Machel, 2004). Owing to decreasing saturation, seepage reflux dolomitization commonly originates smaller crystals at the top, and larger crystals at the base of dolomitized intervals (Ryan, 2020). The infiltration flow rate depends on the original permeability distribution of the bottom sediments, and on the concentration and density of the brine (Jones et al., 2004). Therefore, both these primary factors and secondary recrystallization and overdolomitization seem to have influenced dolomite crystal size in the Búzios Member.

Hybrid arenites intercalated with the carbonate deposits from the Búzios Member and the Quissamã Formation experienced the same diagenetic



environments (phreatic marine and meteoric, and burial) of the carbonate rocks, but with different intensity of the specific processes. Under stagnant phreatic marine conditions, micritization of the allochems and pyrite authigenesis took place.

Pyrite is scarce in the dolostones, but in the hybrid sandstones microcrystalline and framboidal pyrite commonly replaced biotite grains completely, and partially replaced allochems and carbonaceous fragments. The genesis of such pyrite is ascribed to bacterial reduction of dissolved  $\text{SO}_4^{2+}$  to  $\text{H}_2\text{S}$  (cf. Berner, 1984; Machel et al., 1995). The common presence of K-feldspar and quartz overgrowths in the hybrid arenites is a product of the early dissolution of detrital feldspars. Anhydrite and halite that fill vugular and moldic pores in the dolostones are derived from the underlying evaporites.

The pore systems of the Búzios Member dolostones and hybrid arenites comprise moldic, vugular, intercrystalline, fracture and channel pores, and also some intragranular pores in dissolved feldspars of the hybrid rocks. Part of this secondary porosity was generated soon after deposition, by the inflow of meteoric fluids (cf. James and Choquette, 1984; Tucker and Wright, 1990; Ahr, 2008; Moore and Wade, 2013). Such meteoric influx was recharged from the uplifted marginal blocks, probably related to short episodes of climatic or sea level fluctuations within the overall transgressive context of the succession. This early meteoric dissolution event took place after the initial dolomitization of the carbonate and hybrid deposits, as indicated by the occurrence of moldic pores surrounded by dolomite and partially filled by kaolinite, derived from dissolution of feldspar and mica grains (Fig. 5B, 5C). The replacement of feldspar grains by kaolinite booklets is common in the hybrid arenites, as well as the expansion of kaolinite grains, the replacement of feldspathic nuclei in oncoids and ooids, and the partial filling of intergranular pores.

Still under meteoric eodiagenetic conditions, cementation by discontinuous calcite rims on the allochems, syntaxial overgrowths on echinoid bioclasts, and pore-filling calcite mosaic obliterated the interparticle porosity and most of the secondary pores. Calcite cementation replaced part of the previous kaolinite and of the K-feldspar and quartz overgrowths.

A second phase of carbonate precipitation took place under deep burial conditions, with precipitation of ferroan and non-ferroan macrocrystalline calcite

replacing the siliciclastic grains, mostly feldspars, and further reducing the remaining secondary porosity.

The pore types in the hybrid arenites are all of secondary origin, derived from the dissolution of feldspars and ooids. These pores are poorly connected, constituting non-effective pore systems, with low permeability. Fracture pores are rare, and formed during burial, after cementation and compaction. In the dolostones, kaolinite booklets commonly fill the moldic and fracture pores.

Most of the original interparticle porosity of the original carbonate deposits was filled by dolomite cement or replacement of the early  $\text{CaCO}_3$  cements, the remaining kept as intercrystalline pores. According to Machel (2004), deposits with larger interparticle porosity show a tendency to keep more intercrystalline porosity. However, although dolostones may inherit part of the texture and porosity from their precursor limestones, their pore systems are secondary and generated during and after dolomitization (Lucia, 2004). The moldic and vugular pores are normally generated after partial dolomitization, through dissolution of unreplaced allochems and early cements. Such dissolution may supply carbonate for additional dolomite precipitation (Lucia, 1995b). Nevertheless, although the dolostones may inherit some porosity from porous precursor limestones, their pore systems are extensively reorganized and modified by the dolomitization process (Ehrenberg et al., 2006).

After full dissolution of the calcium carbonate remnants, fluids rich in  $\text{CO}_3$ , Ca and Mg may continue circulating, promoting the overgrowth of dolomite crystals (overdolomitization). Such post-replacement cementation is developed normally with increasing burial (Lucia, 2004). These overgrowths promote the reduction of intercrystalline porosity, connectivity among pores, and consequently permeability. According to Lucia (2004) these conditions occur commonly in cases of evaporative reflux, as the related brines usually have very high concentration.

These processes heterogeneously affected pore connection in the analyzed Búzios Member, further influenced by variations in the size and shape of dolomite crystals. The range in petrophysical porosity (2.4 to 19.8%) and permeability (<0.0001 to 156mD) observed in the Búzios Member in the two studied wells is also related to the precipitation of dolomite (overdolomitization) and other cements. Calcite cementation took place in a relatively deep burial context, filling part of the intercrystalline, moldic, vugular and fracture pores. The studied Búzios dolostones

show no evidence of pressure dissolution. An absence of stylolites is commonly observed in other dolostones, even under conditions of deeper burial, as consequence of the lower solubility of dolomite relative to calcite, and of the dispersion of stresses throughout the planar intercrystalline contacts. Consequently, dolostones commonly show better reservoir quality than limestones at deep burial conditions (Choquette and James, 1987; Amthor et al., 1994; Eichenseer et al., 1999; Railsback, 2002; Ehrenberg et al., 2006). Burial dissolution was minor in the Búzios dolostones and hybrid arenites, comprising some dissolution along fractures forming channel pores, some enlargement of vugular pores, and intracrystalline porosity generated by the dissolution of the nuclei of some dolomite rhombs.

The main sequence of diagenetic processes and products characteristically observed in the analyzed dolostones and hybrid arenites was interpreted based on the distribution of diagenetic constituents, and on their paragenetic relations with the primary constituents, other diagenetic products and processes, and porosity (Fig. 15).

- 1) Micritization of bioclasts and other allochems.
- 2) Microcrystalline and framboidal pyrite replacing biotite, and less frequently allochems.
- 3) Calcite cementation as prismatic rims, macrocrystalline mosaic and syntaxial overgrowths around echinoid bioclasts.
- 4) Intense dolomitization of carbonate allochems and calcite cement.
- 5) Partial to total dissolution of K-feldspar grains, bioclasts and oolites.
- 6) Kaolinite booklets replacing feldspars; lamellar kaolinite replacing and expanding muscovite.
- 7) K-feldspar overgrowths on microcline grains; K-feldspar ingrowths in partially dissolved orthoclase grains; discontinuous quartz overgrowths.
- 8) Limited mechanical compaction.
- 9) Weak recrystallization of bioclasts, calcite rims and rarely of ooids.
- 10) Limited chemical compaction with formation of sutured contacts between the allochems and siliciclastic constituents (and rare stylolites).
- 11) Dolomite replacement of the remaining  $\text{CaCO}_3$  phases, kaolinite and feldspars; dolomite overgrowths on early replacive dolomite.
- 12) Macrocrystalline calcite filling intercrystalline, moldic, vugular and fracture pores; replacing kaolinite, feldspars, quartz and, marginally, dolomite rhombs.

- 13) Limited dissolution of dolomite and calcite cements; enlargement of fractures and vugular pores.
- 14) MacrocrySTALLINE anhydrite and halite filling moldic, vugular and intercrystalline pores; replacing dolomite.

Diagenetic stages / Environments	MARINE	METEORIC	SUBSURFACE	
Micritization	—			EODIAGENESIS
Microcrystalline Pyrite	—			
Calcite		—		
Intense Dolomitization	—			
Dissolution		—		
Kaolinite			—	
Limited Compaction	- - - -	- - - -	- - - -	
K-Fds / Quartz overgrowths			- - - -	
Recrystalzation			—	MESODIAGENESIS
Limited stylolitization			- - - -	
Dolomitization			—	
MacrocrySTALLINE calcite			- - - -	
Limited Dissolution			- - - -	
Anhydrite / Halite			- - - -	

**Figure 15.** Schematic diagenetic sequence for the analyzed dolostones and hybrid arenites from the Búzios Member. Thick bars represent intense processes, thin and dashed lines progressively less prominent processes.

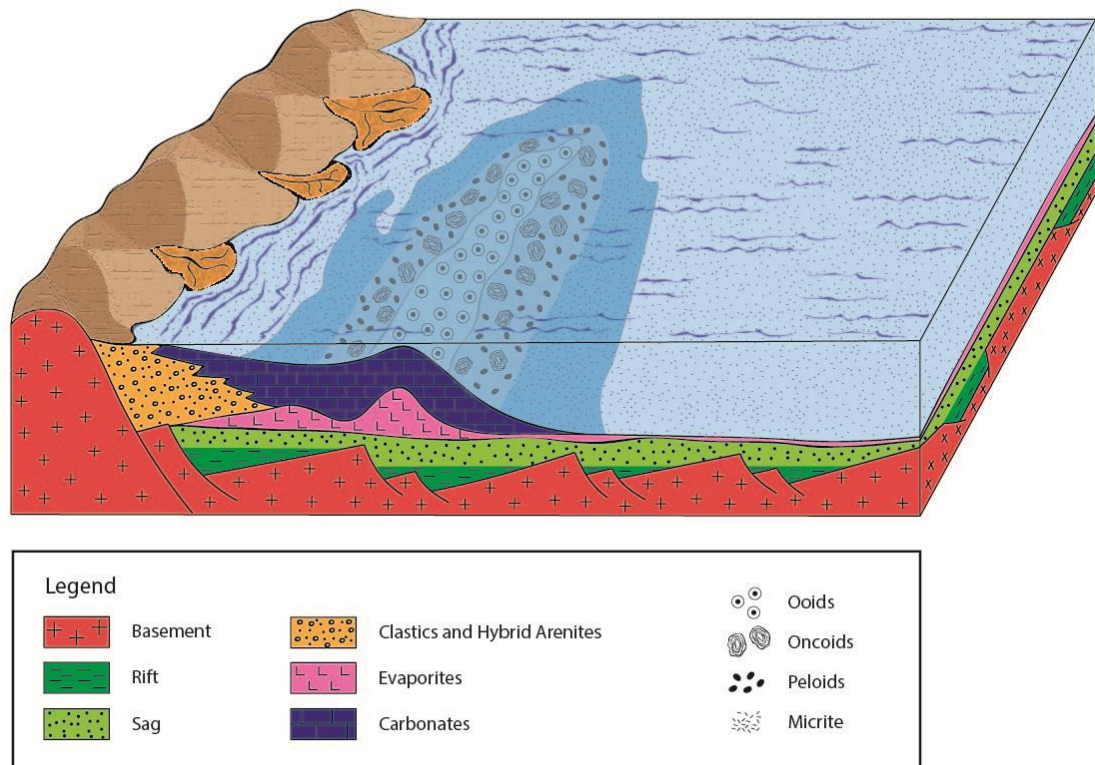
### 5.3. Depositional conditions of the Quissamã Formation limestones

The deposition of the Quissamã Formation limestones took place in a shelf with a homoclinal ramp morphology, accumulating around 800 meters of essentially carbonate sediments arranged along a NE-oriented belt (Spadini et al., 1988, Dias et al., 1990).

The shallow water deposition occurred in elongate carbonate shoals oriented parallel to the coast in an NE/SW direction (Guardado et al., 1989; Fig. 16). These shoals were constituted by oncoids, ooids, peloids, intraclasts and bioclasts deposited in a shallow environment of high to moderate energy (Spadini et al., 1988; Favoreto et al., 2016). The textural and compositional variety is essentially related to the depth variation within the ramp. The facies are commonly arranged in shallowing-upward cycles, starting with peloidal calcarenites and ending with oolitic calcarenites (Falkenhein, 1981; Spadini et al., 1988). In the northern part of the basin, the marine

carbonates pass westward to siliciclastic fan deltaic facies (Guardado, 1989). Tidal environments developed in the shallow carbonate ramp to the south, including supratidal, intertidal and lagoonal environments.

The environmental conditions were hospitable for the growth of marine organisms during this period. Structural highs were limiting to the free circulation of oceanic waters from the narrow proto-Atlantic sea, promoting restrict and hypersaline environments along the ramp (Azevedo et al., 2004). According to Robaina et al. (1993),  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  values around +3 e +4 ‰ suggest a hypersaline environment, what is consistent with the low diversity of foraminifers (Azevedo et al., 2004). Slightly negative  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  values ( $\sim -2$  ‰) suggest that surface waters temperatures were high during this time (Spadini et al., 1988; Dias Britto and Azevedo, 1986; Azevedo et al., 2004).



**Figure 16.** Schematic block diagram of the depositional model of the Quissamã limestones (modified from Okubo, 2015).

Halokinetic movements took place during the deposition of the carbonates, owing to the gravitational flow of salt towards the basin center and sedimentary

accumulation along the margin. Movement of the Aptian salts initially formed salt pillows, onto which oolitic/oncolitic shoals were deposited (Figueredo et al., 1984). The highs formed by the salt pillows controlled the distribution of high energy facies in the Quissamã Formation (Fig.16; Spadini et al., 1988; Favoreto et al., 2016; Vincentelli et al., 2018). During the Albian and Cenomanian, listric faults with antithetic rotation developed due to sliding of the carbonate section over the underlying evaporites (Carozzi, et al., 1983; Baumgarten and Scutta, 1988).

Owing to the halokinesis, the initial deposition of the Macaé Group included both calcarenites and calcilutites. With progressive subsidence and in response to deepening due to salt flow, the final carbonate deposition included exclusively calcilutites (Dias Brito, 1982; Baumgarten and Scutta, 1988). Starting in the Cenomanian, deep-marine shales predominate, covering the Macaé carbonates throughout the basin.

The typical depositional pattern of the Quissamã Formation corresponds to a series of infratidal cycles limited by drowning surfaces related to rapid and recurrent sea level rises (Spadini et al., 1992). The distribution of the salt pillows controlled the lateral distribution of the deposits, with an apparently random facies organization in the shallow ramp, defined by salt pillows generated by the halokinesis (Guardado and Spadini, 1987). The hydrodynamic regime of the area also changed depending on the distribution of these highs, which formed several lagoons in the shallow ramp (Carozzi and Falkenhein, 1983). In some areas of the basin, the carbonate deposits were fragmented by the gravitational salt flow, forming rafts of shallow water carbonates that slid over the salt to deeper areas, where they were covered by marls and calcilutites (Quirk et al., 2012).

#### **5.4. Diagenetic evolution of the Quissamã limestones**

The sequence of diagenetic processes and products observed in the studied Quissamã Formation limestones was interpreted based on the distribution of diagenetic constituents and their paragenetic relations with primary constituents, other diagenetic constituents and processes, and porosity (Fig. 17). The sequence more characteristically observed comprises:

- 1) Intense micritization of bioclasts and other carbonate grains.

- 2) Microcrystalline and framboidal pyrite replacing carbonate grains and biotite, and filling intraparticle pores in bioclasts.
- 3) Fibrous rims of aragonite or magnesian calcite heterogeneously covering the particles and filling intraparticle pores.
- 4) Syntaxial calcite overgrowths around echinoid bioclasts.
- 5) Dissolution of the feldspar nuclei of ooids and oncoids, and locally also of allochems and rims; generation of secondary intraparticle porosity.
- 6) Authigenesis of kaolinite replacing feldspars, expanding and replacing muscovite grains, and filling intraparticle and moldic pores.
- 7) Scarce silicification of bivalve bioclasts.
- 8) Irregular fracturing in shallow conditions, probably related to halokinesis.
- 9) Blocky dolomite locally filling moldic and intraparticle pores, and replacing calcite cement and allochems.
- 10) Moderate mechanical compaction through grain rearrangement, local fracturing of bioclasts and calcite rims.
- 11) Moderate recrystallization of the fibrous rims to prismatic and microcrystalline rims, and of part of the particles.
- 12) Extensive cementation by mosaic, macrocrystalline, and less commonly poikilotopic calcite.
- 13) Chemical compaction generating interparticle sutured contacts and stylolites, commonly along early fractures.
- 14) Burial dissolution, with porosity generation along stylolites and fractures, intraparticle porosity in ooids and oncoids, and intraparticle porosity from calcite and dolomite dissolution.
- 15) Limited precipitation of blocky and saddle dolomite cutting stylolites and filling secondary pores.
- 16) Precipitation of poikilotopic and mosaic, ferroan and non-ferroan calcite filling channel, vug and interparticle pores and replacing dolomite.
- 17) Precipitation of prismatic celestine and barite within moldic and intraparticle pores.

Diagenetic stages / Environments	MARINE	METEORIC	SUBSURFACE	
Micritization	Thick bar			EODIAGENESIS
Framboidal/ Microcrystalline Pyrite	Thick bar			
Aragonite / Calcite Rims	Thick bar			
Calcite syntaxial overgrowth		Thick bar		
Dissolution		Thin bar		
Kaolinite		Thin bar		
Silicification		Thin bar		
Halokinesis fracturing	Thin line			
Dolomite			Dashed line	
Mechanical compaction	Thin line			
Recrystalization			Dashed line	
Macrocrystalline Calcite			Thick bar	MESODIAGENESIS
Chemical compaction			Thick bar	
Dissolution			Dashed line	
Dolomite			Thin bar	
Ferroan Calcite			Thin bar	
Barite / Celestite			Dashed line	

**Figure 17.** Schematic diagenetic sequence for the analyzed Quissamã Formation limestones. Thick bars represent intense processes, thin and dashed lines progressively less prominent processes.

Micritization took place during very early diagenesis, in a stagnant phreatic marine environment (Longman, 1980). Micritization affected some particles only superficially, as mollusk and echinoid bioclasts, while others were pervasively affected. Framboidal or microcrystalline pyrite was also generated under stagnant marine phreatic conditions, by the bacterial reduction of dissolved sulfate, with iron coming mostly from biotite.

Cementation by fibrous rims of aragonite or Mg-calcite occurred in a marine phreatic environment with active seawater circulation through the sediments by the action of waves and tides (Longman, 1980; Moore and Wade, 2013). Their neomorphism to microcrystalline to prismatic low-Mg calcite, as well as the limited recrystallization of bioclasts, occurred in a stagnant phreatic meteoric environment (Longman, 1980).

Cementation by low-Mg calcite in mosaic, macrocrystalline, as prismatic rims and syntaxial overgrowths on echinoid bioclasts took place in the active zone of a meteoric phreatic environment (Longman, 1980; James and Choquette, 1984).



The main secondary porosity process in the analyzed samples occurred during eodiagenesis, by the percolation of undersaturated meteoric fluids through the sediments, probably due to sea-level fluctuations (Longman, 1980). This caused the generation of intraparticle pores, mostly in ooids and oncoids, and the formation of moldic pores and vugs, as well as the authigenesis of kaolinite related to the alteration of feldspars and micas. The scarce silicification of bivalve bioclasts occurred probably related to the circulation of these meteoric fluids.

The eodiagenetic dolomite precipitation replacing allochems and calcite cement was very limited and scattered in the Quissamã limestones. The amount of dolomite increases towards to base of the unit, and its origin is probably related to the same reflux mechanism responsible for the Búzios Member dolomitization. The residual dolomite concentration along stylolites is due to its lower pressure dissolution relative to calcite. A second dolomite generation, partially with “saddle” habit, precipitated during burial, mostly in channel pores and other secondary pores formed along stylolites and fractures, probably related to Mg-rich fluids derived from the underlying evaporites.

Mechanical compaction comprised grains rearrangement, fracturing of bivalve bioclasts, calcite rims, and micritized surfaces of dissolved bioclasts, as well as the plastic deformation of ooids, oncoids and peloids. Upon increasing burial, chemical compaction promoted the formation of sutured interparticle contacts, and of stylolites with variable amplitude. The number and amplitude of stylolites is larger in intervals with less eodiagenetic cementation.

Late macrocrystalline and less commonly poikilotopic cementation by calcite with variable Fe content filled the remaining interparticle, vug, fracture and intraparticle pores, in addition to engulfing and replacing earlier cements, such as dolomite and kaolinite. Barite and celestine precipitated during burial, filling moldic and intraparticle pores in ooids and oncoids, with Ba probably derived from the dissolution of feldspars and sulfate in the evaporites.

### **5.5. Depositional and diagenetic controls on the Quissamã limestones porosity**

The Quissamã limestones display very heterogeneous pore systems and reservoir quality, owing to the diverse depositional facies within the carbonate ramp, and to superimposed diagenesis. The primary depositional porosity of particulate carbonate deposits depends on the size, sorting and shape of the particles (Choquette and Pray, 1970). Several earlier works defined different depositional facies in the Quissamã Formation (Spadini et al., 1988; Guardado et al., 1989; Favoretto et al., 2016; Okubo et al., 2018; Vincentelli et al., 2018), relating the textures and fabrics to environmental energy conditions. The high-energy facies correspond to well-sorted oolitic calcarenites deposited along the crests of the bars, and comprise the best reservoirs where less affected by diagenesis. The moderate-energy, intermediate ramp facies is represented by calcarenites and calcirudites constituted mostly by oncoids, peloids and intraclasts. This facies show lower depositional porosity in relation to the oolitic deposits, owing to the poorer sorting. The lower energy deposits with lower depositional porosity are essentially constituted by peloids and/or micrite, with scarce oncoids and bioclasts. Therefore, the primary porosity of the Quissamã limestones was controlled by the depositional environment, but strongly influenced by diagenesis, through cementation and compaction, which determined the volume of preserved primary pores.

Cementation and compaction intensely reduced or totally obliterated the primary interparticle porosity of the Quissamã limestones in the study area. Part of the primary interparticle porosity was preserved only in some samples partially cemented by calcite rims. Consequently, there is no clear relation between depositional facies and porosity, and diagenesis is the main control on reservoir quality in the study area. Compaction acted in a heterogeneous way, with intensely compacted intervals intercalated with others with normal packing, the latter predominant in the area. Some intervals show little or no eodiagenetic cementation, and interparticle volume was, in consequence, strongly reduced by mechanical and chemical compaction. Frequently, irregular fractures formed during shallow burial were transformed into stylolites upon increasing burial. Primary intraparticle pores in foraminifer and gastropod bioclasts were totally filled, mostly by calcite and less commonly by framboidal or microcrystalline pyrite.

The generation of secondary macroporosity and microporosity occurred during burial, and, mostly, during eodiagenesis. The different pore types were classified according to Choquette and Pray (1970), differentiated by type, size and relations with rock fabric elements. The identification of the mesodiagenetic origin of part of the secondary pores followed the criteria defined by Mazzulo and Harris (1992), including the dissolution of saddle dolomite and late ferroan calcite, dissolution along stylolites and fractures in compacted rocks, and the occurrence of intraparticle dissolution pores in compacted grains with sutured contacts.

Intraparticle dissolution porosity is more common in oolites than in bioclasts, peloids and oncoids in the analyzed samples, and the oolitic/oncolitic calcarenites are the lithology with the largest amount of microporosity. The formation of micropores in metastable carbonate grains is a common product of eodiagenetic dissolution by meteoric fluids (James and Choquette, 1984). However, the microporosity observed in the Quissamã oolites show evidence of a partial generation during mesodiagenesis, as it is more abundant close to channel pores along stylolites. Additionally, some of these microporous grains show sutured interparticle contacts, as observed by Dravis (1989) in the Upper Jurassic Haynesville limestones from Texas.

Nevertheless, the extensive dissolution of carbonate grains is commonly related to the percolation of meteoric fluids caused by relative sea level falls (James and Choquette, 1984; Tucker and Wright, 1990; Arh, 2008; Moore and Wade, 2013). In the Macaé Group meteoric waters dissolved allochems and marine cements, as well as silicate grains, particularly feldspars, in the limestones and hybrid arenites. The common occurrence of muscovite grains expanded by lamellar kaolinite indicates the early and shallow inflow of meteoric waters before any significant compaction.

An important portion of the secondary moldic and intraparticle porosity was generated during eodiagenesis, as well the irregular early fractures cemented by macrocrystalline low-Mg calcite. The filling of interparticle pores by calcite mosaic, macrocrystalline, microcrystalline and syntaxial overgrowths on echinoids took place during such meteoric eodiagenesis.

The generation of secondary porosity as channel pores along stylolites and fractures, and as intraparticle dissolution pores close to these features is a common feature in the studied limestones. Part of the porosity formed by the mesodiagenetic

dissolution was filled by late dolomite, calcite, barite, pyrite and other sulfides. A second fracturing event occurred under deep burial. These fractures cut stylolites and compacted allochems, and are commonly enlarged by dissolution to form channel pores, with limited and partial dissolution of adjacent grains.

The occurrence and efficiency of burial dissolution in carbonate rocks were discussed in several works (e.g., Choquette and Pray, 1970; Giles and Marshall, 1986; Choquette and James, 1987; Giles and De Boer, 1989; Mazzulo and Harris, 1992, Machel, 2001; Esteban and Taberner, 2003; Davies and Smith, 2006; Fabricius and Borre, 2007; Barnett et al., 2018). Four mechanisms are more widely discussed as able to promote dissolution under mesodiagenetic conditions, although the three first show some limitations in the volume of porosity potentially generated:

- 1) CO<sub>2</sub> and organic acids generated by the thermal maturation of organic matter (Surdam et al., 1984; Surdam, 1989). The limitation of the volume of porosity potentially generated by these solvents refers mostly to their partial neutralization by reactions in the source rocks.
- 2) H<sub>2</sub>S formed by reactions with organic matter in the source rocks, but mostly by thermochemical sulfate reduction (Heydari, 1997; Machel, 2001), particularly in carbonates associated with evaporites.
- 3) Acidic fluids generated by clay minerals transformation reactions in shales and other associated lutites (Giles and Marshall, 1986), with the same source neutralization limitations.
- 4) Thermal convection through faults mostly, with the ascending cooling waters becoming undersaturated relative to the carbonates due to the temperature and pressure drop, and/or mixing with the reservoir fluids (Giles and De Boer, 1989; Esteban and Taberner, 2003).

Besides the thermal maturation of organic matter, other potential sources of CO<sub>2</sub> would be the biodegradation of oil in the reservoirs, and inorganic sources (Biehl et al., 2016) including direct magmatic supply or the metamorphism of carbonate rocks (Fischer, 2006).

Significant generation of porosity during deep burial of carbonate rocks requires a mechanism for the generation of fluids undersaturated with respect to calcite, the availability of a large volume of such fluids, and effective transportation of the fluids to the reservoirs to be dissolved. However, the fluids are commonly saturated or

supersaturated relative to calcite in the mesodiagenetic environment, and thus unable to promote dissolution, rather causing the carbonate precipitation (Mazzulo, 2004). The development of mesodiagenetic dissolution by fluids charged in organic acids, CO<sub>2</sub> and/or H<sub>2</sub>S will be significant only where the concentration of these solvents will be high enough to overcome both the neutralization by rapid dissolution of carbonates, and the retrograde solubility of calcite with temperature increase (Mazzulo and Harris, 1992). The potential of porosity generation by fluids rich in CO<sub>2</sub> and/or organic acids derived from the thermal decarboxylation of organic matter (Surdam et al., 1984; Surdam, 1989) is limited, as most of their dissolution capacity may be spent directly by reactions with carbonates and feldspars in the source rocks. The same occurs with acidic fluids generated by clay minerals transformation reactions in the shales (Giles and Marshall, 1986).

Thermal sulfate reduction may promote a more expressive porosity generation under burial conditions, owing to the larger solvent capacity of H<sub>2</sub>S (Heydari, 1997; Machel, 2001). In any case, the fluids generated by these processes tend to become rapidly neutralized under burial conditions (Giles, 1987). The way to avoid this involves the focusing of fluids through conduits as faults and fractures. The ascension of fluids through faults, with consequent reduction of temperature and pressure and mixing with the formation fluids, is considered a viable mechanism for significant generation of secondary porosity through carbonate dissolution (Giles and De Boer, 1989; Esteban and Taberner, 2003). Important dissolution by hydrothermal fluids charged in H<sub>2</sub>S derived from thermal sulfate reduction along fractures under burial conditions was demonstrated, e.g., by Mazzulo and Harris (1992), Wright and Harris (2013) and Biehl (2016).

However, Ehrenberg (2012) considers limited the efficiency of mesodiagenetic carbonate dissolution to generate significant volume of porosity, as the fluids would be rapidly neutralized, and dissolution would be restricted to the fracture systems. On the other hand, Wright and Harris (2013) consider that deep-sourced fluids may cause dissolution at variable depths. These authors agree, anyway, that deep burial dissolution is controlled by the distribution of faults, fractures, and stylolites.

## 5.6. Implications for the exploration for similar reservoirs

Most of the published literature on the Macaé Group deals with limestone reservoirs in the central part of Campos Basin, in the Pampo, Cherne, Congro, Enchova and other oilfields of the area (Falkenhein and Carozzi, 1985; Baumgarten and Scuta, 1988; Spadini, 1988; Guardado et al., 1989; Favoreto et al., 2016; Hadermann, 2018; Vincentelli et al., 2018). According to those works, the best reservoirs in this unit are oolitic calcarenites of the Quissamã Formation that were deposited along the top of shoals, which location was strongly conditioned by stratigraphic and structural controls developed by early halokinesis of the underlying evaporites.

The deposits in the southern part of the basin, however, show compositional and diagenetic factors that affect their reservoir quality and complexity. In the studied area, the Quissamã and Búzios carbonate deposits are intercalated with hybrid arenites, in which the interparticle porosity was destroyed by intense cementation and compaction. Their average petrographic macroporosity is only 4.7 % in the Quissamã, and 6 % in the Búzios intervals, and their permeability is negligible.

The studied Quissamã calcarenites and calcirudites show large heterogeneity in the volume of preserved primary interparticle porosity. The few intervals with relevant primary porosity volume display partial rim and syntaxial overgrowth cementation, which prevented the strong compaction observed in the uncemented levels, although reducing significantly the permeability, owing to the obstruction of the pore throats.

Our observations suggest that the intensity of diagenetic processes controlled the quality of the Macaé reservoirs in the southern part of the basin as much as, or even more effectively than depositional facies. Besides the occurrence of both porous and tight oolitic calcarenites, this study revealed the occurrence of relatively thick intervals of oncolitic/peloidal calcirudites and calcarenites with average of 11.5 %, and up to 16 % of macroporosity. These moderate energy deposits show partial preservation of their interparticle primary porosity, together with secondary intraparticle, moldic and vugular porosity developed both during meteoric eodiagenesis and during mesodiagenesis.

Porosity generation during burial was relevant, corresponding to 2 % on average and up to 7 % of bulk rock volume. This mesodiagenetic secondary porosity comprises mostly channel pores generated by dissolution along stylolites and fractures of eodiagenetic calcite cements and dolomite. While fractures developed in shallow burial were normally obliterated by early cementation, fractures developed under burial, after the generation of stylolites by chemical compaction, were preserved and often enlarged.

In the studied Quissamã interval, porous of limestones are intercalated with tight, intensely cemented and/or compacted rocks, promoting a large heterogeneity in reservoir quality. The studied Búzios dolostones show low reservoir quality, as their limited macroporosity comprises isolated moldic and vugular that are poorly connected by the interparticle porosity reduced by overdolomitization, and commonly filled by calcite, anhydrite or halite cements.

## 6. CONCLUSIONS

- The petrographic study, integrated with sedimentological, seismic and well log data, was carried out to improve the understanding of the factors controlling the evolution and distribution of porosity in the basal deposits of the Macaé Group in southern Campos Basin, including the Búzios Member dolomitic rocks and the Quissamã Formation limestones.
- The carbonate and hybrid sediments of the Búzios Member were deposited soon after the end of deposition of the Retiro evaporites. The irregular morphology of the top of the evaporites favored the formation of shallow and protected sub-environments with restrict water circulation. The intense dolomitization observed in the Búzios Member was generated by the combination of restrict water circulation in the lagoons formed on top of the salt, and strong evaporation under arid climate. The reflux of dense brines with elevated Mg/Ca ratio through the bottom and barrier sediments promoted their dolomitization.
- Pore connectivity and permeability were strongly reduced in the dolostones and intercalated hybrid arenites owing to the overgrowth of dolomite crystals (overdolomitization). Additionally, most of the large moldic and vugular pores were filled by late calcite, anhydrite, and halite cements.

- The common intercalation of hybrid arenites observed in the area is related to the proximal alluvial deposits of the Goitacás Formation deposited along the margin of the basin during the sedimentation of the carbonate units. The abundance of angular feldspar grains in the hybrid arenites indicates fast erosion and transportation of first cycle alluvial sediments derived from uplifted plutonic basement terrains.
- The Quissamã Formation limestones correspond to shallow water, moderate- to high-energy deposits, constituted by oncolitic, peloidal and intraclastic calcarenites and calcirudites, and by oolitic/oncolitic calcarenites. Their main diagenetic processes and products are: grain micritization; rim, mosaic and syntaxial calcite cementation; grain dissolution; interparticle and grain-replacive dolomite; mechanical compaction; fracturing related to the halokinesis; chemical compaction and stylolitization; mesodiagenetic dissolution; late ferroan and non-ferroan calcite cementation.
- The main diagenetic processes affecting the intercalated hybrid arenites were similar to those in the limestones, exception for the presence of K-feldspar overgrowths on microcline grains, intense dissolution and kaolinization of feldspars, and the absence of mesodiagenetic dissolution. Their compaction was very intense, leading to tight packing, and the main factor for their poor reservoir quality.
- The pore system in the Quissamã limestones is very heterogeneous, owing to the variation in depositional facies and in the intensity of diagenesis. The volume of preserved interparticle porosity in high- to moderate-energy facies, represented by well-sorted oolitic/oncolitic calcarenites ranges widely, due to the variable intensity of cementation and compaction. On the other hand, oncolitic/peloidal/intraclastic calcarenites and calcirudites deposited in moderate-energy environments show negligible primary porosity. Nevertheless, the intensity of cementation and compaction exerts the main influence on the quality of the Quissamã limestones as reservoirs in southern Campos Basin.
- Secondary porosity generation occurred in two phases in the Quissamã limestones, the first during eodiagenesis, with substantial volume of intraparticle pores in ooliths, oncoids and less often in bioclasts, besides subordinate moldic and vugular pores. This dissolution was generated by the influx of meteoric fluids during events of exposure of the shoals.



- The second phase of porosity generation in the limestones occurred during burial, with a limited volume of porosity created by dissolution along stylolites and fractures, enlarged to form channel pores through dissolution of grains and cements close to these structures by evolved mesodiagenetic fluids.
- Permeability values are relatively low even in Quissamã limestones with good porosity, due to the calcite rim cementation that obstructed the pores throats, reducing pore connectivity.
- Understanding the factors and processes that affected the porosity of the Albian carbonates shall contribute to the prediction of reservoir quality in exploration areas, as well as to the recovery efficiency in the producing fields.

### **Acknowledgements**

The authors acknowledge the support from Shell Brasil through the: Multidisciplinary Integrated Study of The Albian in The Santos, Campos and Espírito Santo Basins, developed at COPPE/UFRJ and UFRGS, and the strategic importance of the support by ANP through the R&D levy regulation.

### **References**

- Azevedo, R.L.M., Gomide, J., Viviers, M.C., 1987. Geo-histórica da Bacia de Campos: do Albiano ao Maastrichtiano. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 139-146.
- Azevedo, R.L.M., 2004. Paleooceanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. *Boletim de Geociências da Petrobras* 12, 231-249.
- Arh, W.M., 2008. *Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description and Characterization of Hydrocarbon Reservoir in Carbonate Rocks*. John Wiley & Sons, Hoboken, 296 pp.
- Adam, J.E. and Rhodes, M.L., 1960. Dolomitization by seepage refluxion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 44, 1912-1920.

- Al-Aasm, I., 2003. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Geochemical Exploration* 78, 9-15.
- Amarante, F.B., Jackson, C.A-L., Pichel, L.M., Scherer, C.M.S., Kuchle, J., 2021. Pre-salt rift morphology controls salt tectonics in the Campos Basin, offshore SE Brazil. *Basin Research*, 33(5), 2837–2861. <https://doi.org/10.1111/bre.12588>
- Amthor, J.E., Mountjoy, E.W. and Machel, H.G., 1994. Regional-scale porosity and permeability variations in Upper Devonian Leduc buildups: implications for reservoir development and prediction in carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 1541-1559.
- ANP, Agência Nacional do Petróleo. Boletim da produção de petróleo e gás natural, 2021. <https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/boletins-anp/202102boletim.pdf> (accessed April 5, 2021).
- Baumgarten, C. S. and Scutta, M.S., 1988. Geometria dos corpos carbonáticos do reservatório Macaé (Metade Superior), Campo de Pampo. *Boletim de Geociências da Petrobras* 3, 49-57.
- Barnett, A.J., Wright, V.P., Chandra, V.S. and Jain, V., 2018. Distinguishing between eodiagenetic, unconformity-related and mesodiagenetic dissolution: a case study from the Panna and Mukta fields, offshore Mumbai, India. In: Butcher, A. R., Churchill, J. M., Csoma, A. E., Hollis, C., Lander, R.H., Omma, J.E. and Worden, R.H. (Eds.), *Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis Modelling and Prediction*. Geological Society of London, London, pp. 67-84.
- Berner, R.A., 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 605-615.
- Biehl, B.C., Reuning, L., Schoenherr, J., Lewin, A., Leupold, M. and Kukla, P.A., 2016. Do CO<sub>2</sub>- charged fluids contribute to secondary porosity creation in deeply buried carbonates? *Marine and Petroleum Geology* 76, 176-255.
- Bramkamp, R.A. and Powers, R.W., 1958. Classification of Arabian carbonate rocks. *Bulletin of the Geological Society of America* 69, 1305-1308.
- Bruhn, C.H.L., Gomes, J.A.T., Lucchese, C.D. and 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 14 p.

- Carrozi A.V., Falkenhein, F.U.H. and Franke, M.R., 1983. Depositional environment, diagenesis and reservoir properties of oncolitic packstones, Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin, offshore Rio de Janeiro, Brasil. In: Coated Grains, T. M. Peryt (Ed.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 330-343.
- Carvalho, M.D., 2002. Stratigraphic control on facies, diagenesis and porosity development of dolomitized oolitic-oncolitic ramp sequence in Macaé Formation, Campos Basin, Brazil. 16th International Sedimentological Congress, Abstracts Volume.
- Chang, H.K., Bender, A.A., Kowsmann, R.O. and Mello, U.T., 1990. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Petrobras, Rio de Janeiro, pp 49-71.
- Choquette, P.W. and Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 54, 207-250.
- Choquette, P.W. and James, N.P., 1987. Diagenesis in limestones - 3. The deep burial environment. Geoscience Canada, 14, 3-35.
- Davison, I., Anderson, L. and Nuttall, P., 2012. Salt deposition, loading and gravity drainage in the Campos and Santos salt basins. Geological Society of London 363, 159-174.
- Dias-Brito, D., 1982. Evolução paleoecológica da Bacia de Campos durante a deposição dos calcilutitos, margas e folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano). Boletim Técnico da Petrobras 25, 84-97.
- Dias-Brito, D. and 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 1, 38-49.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M. and Guardado, L.R., 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.), Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobras, Censud, Rio de Janeiro, pp. 333-360.
- Davies, G.R., and L.B. Smith Jr., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54, 1641-1690.
- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victorinetti, F., Mastella, L. and Castro, 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, Extended Abstracts, 6.
- Demercian, S., Szatmari, P. and Cobbold, P.R., 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics* 228, 393-433.
- Dias-Brito, D. and Azevedo, R.L.M., 1986. As sequências deposicionais marinhas da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica. In: *Anais do 34° Congresso Brasileiro de Geologia* 1, 38-49.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature* 205, 587.
- Dravis, J. J., 1989. Deep-burial microporosity in Upper Jurassic Haynesville oolitic grainstones, East Texas. *Sedimentary Geology* 63, 325-341.
- Esteves, F.R., Spadini, R.A. and Saito, M., 1987. A sedimentação Alboturoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos: Rio de Janeiro, *Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES* 1, 27-42.
- Esteban, M. and Taberner, C., 2003. Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines. *Journal of Geochemical Exploration* 87, 355-359.
- Ehrenberg, S.N., Walderhaug, O. and Bjorlykke, K., 2012. Carbonate porosity creation by mesodiagenetic dissolution: reality or illusion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 96, 217-233.
- Ehrenberg, S.N., Eberli, G.P., Keramati, M. and Moallem, S.A., 2006. Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90, 91–114.
- Eichenseer, H.T., Walgenwitz, F.R. and Biondi, P.J., 1999. Stratigraphic Control on Facies and Diagenesis of Dolomitized Oolitic Siliciclastic Ramp Sequences (Pinda Group, Albian, Offshore Angola). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 83, 1729-1758.
- Falkenhein, F.U.H., Franke, M.R. and 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): *Ciência, Tecnologia e Petróleo* v. 11, Petrobras (CENPES) Rio de Janeiro, 140 pp.

- Fabricius, I.L. and Borre, M.K., 2007. Stylolites, porosity, depositional texture, and silicates in chalk facies sediments. Ontong Java Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea. *Sedimentology* 54, 183-205.
- Favoreto, J., Rohn, R., Lykawa, R. and Okubo, J., 2016. Caracterização sedimentológica dos carbonatos Albianos do reservatório Quissamã na porção meridional da Bacia de Campos. *Revista Geociências* 35, 1–15.
- Fischer, M., Botz, R., Schmidt, M., Rockenbauch, K., Garbe-Schonberg, D., Glodny, J., Gerling, P. and Littke, R., 2006. Origins of CO<sub>2</sub> in Permian carbonate reservoir rocks (Zechstein, Ca<sup>2+</sup>) of the NW-German basin (lower Saxony). *Chemical Geology* 227, 184-213.
- Figueiredo, A.M.F. and Mohriak, W.U., 1984. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo da Bacia de Campos. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Brasil, pp. 1380-1394.
- Giles, M. R. and Marshall, J. D., 1986. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and Petroleum Geology* 3, 243- 255.
- Giles, M.R., 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Marine Petroleum Geology* 4, 188-204.
- Giles, M.R. and De Boer, R.B., 1989. Secondary porosity: creation of enhanced porosities in the subsurface from the dissolution of carbonate cements as a result of cooling formation waters. *Marine and Petroleum Geology*, v. 6, p. 261-269.
- Granier, B., 2019. New stratigraphic and genetic model for the dolomitic Cretaceous Pinda reservoirs in Angola Part II – Compelling arguments against early dolomitization and early leaching. *Carnets de Geologie* 19, p. 47-70.
- Grabau, A.W., 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist* 33, 228-247.
- Guardado L.R. and Spadini, A.R., 1987. Evolução deposicional e distribuição das fácies do Macaé Inferior (Eomesoalbiano), Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras* 1, 237-239.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. and Lucchesi, C.F., 1989. Petroleum Geology of the Campos Basin, a Model for a Producing Atlantic-Type Basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 48, 3-79.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.S.L. and Mello, M.R., 2000. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds.). *Petroleum*

- systems of South Atlantic margins. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, United States pp. 317- 324.
- Halley, R.B. and Schmoker J.W., 1983. High-porosity Cenozoic carbonate rocks of South Florida: progressive loss of porosity with depth. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 67, 191-200.
- Hardie, L.A., 1987. Dolomitization: a critical view of some current views. Journal of Sedimentary Petrology 57, 166-183.
- Habermann, L., Vincentelli, M.G.C., Contreras, S.A.C. and Perinotto, J.A.J. 2018. UNESP, Geociências 37, 279-298.
- Heydari, E., 1997. The role of burial diagenesis in hydrocarbon destruction and H<sub>2</sub>S accumulation, Upper Jurassic Smackover Formation, Black Creek Field, Mississippi. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 81, 26-45.
- James, N.P. and Choquette, P.W., 1984. Diagenesis 9, Limestones: the meteoric diagenetic environment. Geoscience Canada 10, 161-194.
- Jones, G.D., Whitaker, F.F., Smart, P.L. and Sanford, W.E., 2004. Numerical analysis of seawater circulation in carbonate platforms: II. The dynamic interaction between geothermal and brine reflux circulation. American Journal of Science 304, 250-284.
- Koutsoukos, E.A.M. and Dias Brito, D., 1987. Paleobatimetria da margem continental do Brasil durante o Albiano: Revista Brasileira de Geociências 17, 86-91.
- Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite. Journal of Geological Education 33, 112-125.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 64, 461-487.
- Lucia, F.J., 1983. Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks: A field classification of carbonate pore space. Journal of Petroleum Technology 35, 626-637.
- Lucia, F.J., 1995. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 79, 1275-1300.
- Lucia, F.J., 2006. Origin and petrophysics of dolostone pore space. In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G. & Darke, G. (Eds.), The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs. Geological Society of London, London pp. 141-155.

- Machel, H.G. and Mountjoy, E.W., 1990. Coastal mixing zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of platform-margin carbonates - Discussion: *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 1008-1012.
- Machel, H.G., Krouse, H.R. and Sassen, R., 1995. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry* 10, 373-389.
- Machel, H.G., 1986. Early lithification, dolomitization, and anhydritization of Upper Devonian Nisku buildups, subsurface of Alberta, Canada. In: Schroeder, J.H. & Purser, B.H. (Eds.), *Reef Diagenesis*. Springer, Berlin, pp. 336-356.
- Machel, H.G., 1987. Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology* 15, 936– 940.
- Machel, H.G., 2001. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings: *Sedimentary Geology* 140, 143-175.
- Machel, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., and Darke, G. (Eds.) *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society of London, London, pp. 7-63.
- Machel, H.G., 2005. Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks. *Geoscience Canada* 32, 103-128.
- Mazzulo, S.J. and Harris, P.M., 1992. Mesodiagenetic dissolution: its role in porosity development in carbonate reservoirs. *American Association of petroleum Geologists Bulletin* 76, 607-620.
- Mazzullo, S.J., 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep sea sediments. *Journal of Sedimentary Research* 70, 10-23.
- Mazzulo, S.J., 2004. Overview of Porosity Evolution in Carbonate Reservoirs. Search and Discovery Article #40134. Reprint of article published in *Kansas Geological Society Bulletin*, v. 79, nos. 1 and 2 (January-February and March-April, 2004).
- Martín-Martín, J.D., Trave, A., Gomez-Rivas, E., Salas, R., Sizun, J.P., Vergés, J., Cordella, M., Stafford, S.L. and Alfonso, P., 2015. Fault-controlled and stratabound dolostones in the Late Aptian-Earliest Albian Benassal Formation (Maestrat Basin, E Spain): Petrology and geochemistry constrains. *Marine and Petroleum Geology* 65, 83-102.
- Moore, C.H. and Wade, W.J., 2013. *Carbonate Reservoirs: Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Elsevier, Amsterdam, 392p.

- Morrow, D.W., 1982. Diagenesis 1. Dolomite - Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada* 9, 5-13.
- Mount, J.F., 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology* 12, 432-435.
- Okubo, J., Lykawka, R., Warren, L.V., Favoreto, J., Dias-Brito, D., 2015. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 243-258.
- Quirk, D.G., Hirsch, K.K., Hsu, D., Von Nicolai, C., Ings, S. J., Lassen, B. and Schoedt, N.H., 2012. Salt tectonics on passive margins: examples from Santos, Campos and Kwanza basins. In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A.J., Grant, N.T. and Hodgkinson, R. (Eds.), *Salt tectonics, sediments and porosity*. Geology Society of London, London, pp. 207-244.
- Railsback, L.B., 2002. An atlas of pressure dissolution features. UGA Sedimentary Geochemistry Laboratory, University of Georgia, Athens. URL: <http://www.gly.uga.edu/railsback/PDFindex1.html>
- Robaina, L.E.S., Formoso, M.L.L. and Spadini A.R., 1993. Geoquímica dos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé (Eo-meso- Albiano) nos campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 7, 103-133.
- Ryan, B.H., Kaczmarek, S.E. and Rivers, J.M., 2020. Early and pervasive dolomitization by near-normal marine fluids: New lessons from an Eocene evaporative setting in Qatar. *Sedimentology* 67, 2917-2944.
- Sirat, M., Al-Aasm, I.S., Morad, S., Aldahan, A., Al-Jallad, O., Ceriani, A., Morad, D., Mansurbeg, H. and Al-Suwaidi, A., 2016. Saddle dolomite and calcite cements as records of fluid flow during basin evolution: Paleogene carbonates, United Arab Emirates. *Marine and Petroleum Geology* 74, 71–91.
- Spadini, A.R., Esteves, F.R., Dias-Brito, D., Azevedo, R.L.M. and 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, 261-272.
- Spadini, A.R., 1992. Processos deposicionais e ciclicidade em carbonatos albianos da plataforma rasa da Bacia de Campos. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 143p. Dissertação de Mestrado.
- Spötl, C. and Pitman, J.K., 1998. Saddle dolomite (Baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. In: Morad, S., (Ed.),



- Carbonate Cementation in Sandstones. International Association of Sedimentologists, pp. 437–460.
- Surdam, R.C., Boese, S. and Crossey, L.J., 1984. The chemistry of secondary porosity. In: McDonald, D.A. and Surdam, R.C. (Eds.), *Clastic Diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, pp. 127-151.
- Surdam, R.C., Dunn, T.L., Heasler, H.P. and McGowan, D.B., 1989. Porosity evolution in sandstone-shale systems. In: Hutcheon, I., (Ed.), *Short course on Burial Diagenesis*. Mineralogical Association of Canada, Canada, p. 61-134.
- Tedeschi, L.R., Jenkyns, H.C., Robinson, S.A., Sanjinés, A.E.S., Vivers, M.C., Quintaes, M.S.P. and Vazquez, J., 2017. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1<sup>a</sup>. *Geology* 45, 543-546.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 492 pp.
- Tortola, M., Al-Aasm, I.S. and Crowe, R., 2020. Diagenetic Pore Fluid Evolution and Dolomitization of the Silurian and Devonian Carbonates, Huron Domain of Southwestern Ontario: Petrographic, Geochemical and Fluid Inclusion Evidence. *Minerals* 10, 2-52.
- Vincentelli, M.G.C., Favoreto, J. and Oliveira, E.R., 2018. Paleogeographic evolution of carbonate reservoirs: Geological and Geophysical analysis at the Albian Campos Basin, Brazil. *Journal of Geophysics and Engineering* 15, 26-41.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews* 52, 1-81.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J. and França, A.B., 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15, 511-529.
- Wright, V.P. and Harris, P.M., 2013. Carbonate Dissolution and Porosity Development in the Burial (Mesodiagenetic) Environment. Search and Discovery Article #50860, adapted from oral presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition, Pittsburgh, Pennsylvania, May 19-22, 2013.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites. Their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 21-29.

## 8.2 Artigo 2- Primary and Diagenetic Controls on the Quality of Albian Carbonate Reservoirs of the Tubarão Martelo Area, Southern Campos Basin, Brazil

G. Armelenti<sup>a</sup>, K. Goldberg<sup>b</sup>, J. Kuchle<sup>a</sup>, R. Alvarenga<sup>a</sup>, C. M. S. Scherer<sup>a</sup>, F. B. Amarante<sup>a</sup>, J. P. F. Ferronato<sup>a</sup>, A. C. Bastos<sup>c</sup>, Alves, J.L.D.<sup>c</sup>, Conceição, J.C.<sup>c</sup>, L. F. De Ros<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Geosciences Institute, Rio Grande do Sul Federal University – UFRGS, Porto Alegre, RS, Brazil; [armelenti@yahoo.com.br](mailto:armelenti@yahoo.com.br)

<sup>b</sup> Department of Geology, Kansas State University, Manhattan, KS, USA

<sup>c</sup> Foundation for Coordination of Projects, Research and Technologic Studies – COPPETEC, of Rio de Janeiro Federal University – UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

**Petroleum Geoscience** <em@editorialmanager.com>

**Para:**Garibaldi Armelenti

seg., 21 de fev. às 14:30

Dear Researcher Armelenti,

Your submission entitled "Primary and Diagenetic Controls on the Quality of Albian Carbonate Reservoirs of the Tubarão Martelo Area, Southern Campos Basin, Brazil" has been assigned the following manuscript number: petgeo2022-014.

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/petgeo/>.

If you have posted a version of this submission to a preprint server, please ensure that it is updated according to the GSL preprint policy (<https://www.geolsoc.org.uk/Publications/Preprint-Policy>)

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Petroleum Geoscience Editorial Office

---

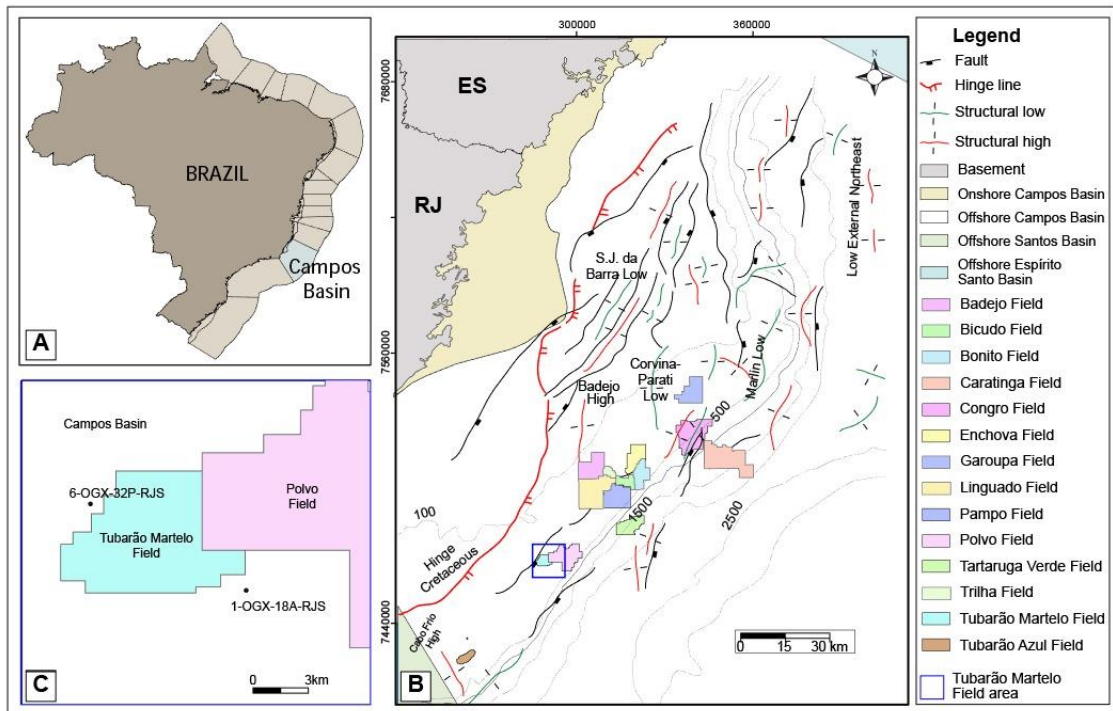
## Abstract

Albian carbonate reservoirs have been an attractive target for oil exploration and production in Campos Basin for several decades. However, the wide reservoir quality heterogeneity in the southern portion of the basin has represented a considerable challenge. The aim of this study is to identify the main depositional and diagenetic controls on the Albian carbonates porosity and permeability in the Tubarão Martelo (Hammerhead Shark) Field area of southern Campos Basin, through the integration of core sedimentology, quantitative petrography, log analysis, petrophysics, scanning electron microscopy and cathodoluminescence. The analyzed deposits are high to moderate energy oolitic calcarenites, oncolitic calcarenites and calcirudites, peloidal calcarenites, and hybrid arenites. Nine reservoir petrofacies were defined in the Quissamã Formation limestones, and three petrofacies in the basal, dolomitized interval of the Búzios Member. The main diagenetic processes were eogenetic calcite cementation and replacement by blocky dolomite, and mesogenetic overdolomitization, mechanical and chemical compaction and stylolitization, and eogenetic and mesogenetic dissolution. Primary composition and texture were less important than diagenesis for conditioning reservoir quality. Partial early cementation by calcite rims and syntaxial overgrowths protected the framework of oolitic and oncolitic calcarenites from compactional effects, preserving interparticle primary porosity. However, interparticle porosity was totally obliterated where eogenetic cementation was abundant, as observed in moderate energy oncolitic calcirudites. Hybrid arenites also show very limited porosity, owing to strong cementation and compaction. The Búzios dolostones locally show good porosity, but their permeability is very limited, owing to dolomite cementation (overdolomitization), which severely reduced the intercrystalline porosity, isolating the moldic and vugular pores. The main phase of dissolution in the Quissamã limestones occurred during eogenetic infiltration of meteoric waters. A second dissolution phase took place during burial percolation of evolved acidic fluids through fractures and stylolites, and formation of channels and vugs. Understanding of the depositional and diagenetic factors that controlled the reservoir quality of Campos Basin Albian carbonates is paramount for the exploration of new accumulations, as well as for increasing oil recovery from the producing fields.

## 1. Introduction

The Campos Basin in eastern Brazil (Fig. 1), is the second most important petroliferous basin in the country, with nearly 26% of the oil and 11% of the gas production (ANP, 2021). Shallow marine limestones have been exploited in the central part of the basin for more than 40 years. Later, petroleum exploration and production was concentrated in Upper Cretaceous and Paleogene deep-marine sandstones, and more recently, in the lacustrine Lower Cretaceous pre-salt carbonates. Nevertheless, substantial oil accumulations in Albian carbonates were lately discovered in the Tartaruga Verde, Tubarão Martelo and Polvo fields in the southern part of the basin. Production in these Albian carbonate reservoirs presents numerous challenges, as their quality varies widely from one area to another in the basin, and frequently even within the same accumulation.

This work has the objective of characterizing the main depositional and diagenetic controls on reservoir quality in the Albian carbonate rocks of the Tubarão Martelo (Hammerhead Shark) Field area, located in southern Campos Basin. For that, an integrated study was developed, combining core sedimentology, systematic quantitative petrography, scanning electron microscopy, cathodoluminescence, conventional petrophysical and wireline log analyses. Definition of the genetic conditions and distribution patterns of the processes that impacted porosity and permeability of the shallow-marine Albian carbonate rocks in the area will contribute to decreasing exploratory risks and optimizing oil recovery from the producing fields.



**Figure 1.** Location map of the study area. A) Location of the Campos Basin in eastern Brazil. B) Structural framework of the Campos Basin, with the main oilfields with Albian reservoirs (modified from ANP; [www.anp.gov.br](http://www.anp.gov.br) - Round 4). C) Detail showing the location of the studied wells in relation to the Tubarão Martelo and the Polvo fields.

## 2. Geological context

The offshore Campos Basin covers an area of c. 115,800 km<sup>2</sup> (Guardado et al., 1989; Winter et al., 2007). Its origin and evolution are related to the breakup of Gondwana, which resulted in the South Atlantic Ocean opening during Early Cretaceous (Szatmari, 2000).

The stratigraphy of the Campos Basin is divided into three tectono-sedimentary units, or mega-sequences: rift, sag and passive margin (Guardado et al., 1989; Winter et al., 2007). Early rifting was characterized by intense volcanic activity between 122 and 134 Ma, which originated the basaltic and volcanoclastic rocks of the Cabiúnas Formation (Mizusaki et al., 1998). The sedimentary section of the rift phase (Barremian – Early Aptian) comprises the lacustrine deposits of the Lagoa Feia Group (Winter et al., 2007).

Rift tectonics originated horsts and grabens limited by normal faults oriented mainly NE-SW (Chang et al., 1992; Guardado et al., 2000). The marginal hinge line of the rift system is defined by the Campos Fault, a prominent structure that separates the western part, where Tertiary deposits rest directly onto the basement, from the eastern part, where relatively thick accumulations of Barremian to Aptian sediments fill rift depocenters (Guardado et al., 1989).

The sag (i.e. early post-rift) mega-sequence initiated in the late Aptian, with the transition from mechanical subsidence induced by normal faulting to a slower subsidence driven by cooling of the lithosphere (Guardado et al., 1989). The sedimentary succession of the Campos Basin sag mega-sequence comprises the upper Lagoa Feia Group, characterized by nearshore clastic sediments and spherulitic and fascicular carbonates basinward, overlain by a thick layer of evaporites (Dias et al., 1987).

The passive margin (i.e. late post-rift) mega-sequence started with a rapid marine transgression in the Albian, resulting in the deposition of a shallow-water carbonate ramp, covered by pelagic and hemipelagic calcilutites, marls and shales interbedded with some sand turbidities (Chang et al., 1992). Thermal subsidence was accentuated after continental breakup, which caused the basin to tilt to SE, inducing gravity gliding and salt tectonics of the Aptian evaporites (Quirk et al., 2012). Based on the structural style of salt and overburden structures, the Campos Basin is divided into three domains of deformation: (i) a proximal extensional domain, associated with the formation of listric normal faults, rafts, and salt rollers; (ii) a distal compressional domain, with salt-cored anticlines and diapirs; and (iii) an intermediate multiphase domain, with hybrid extensional/compressional structures and ramp syncline basins (Amarante et al., 2021).

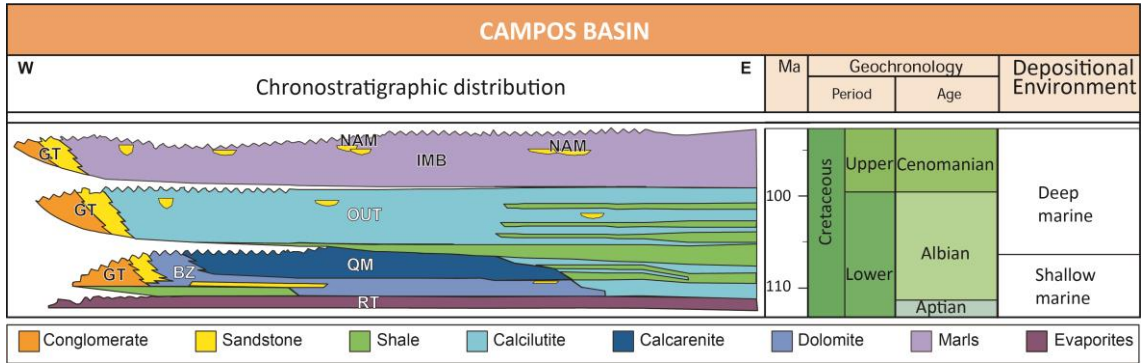
The shallow marine sedimentary succession began with the accumulation of carbonates of the Macaé Group (Albian – Cenomanian), which comprises the Goitacás, Quissamã, Outeiro, Imbetiba and Namorado Formations (Winter et al., 2007) (Fig. 2). The average thickness of the Macaé Group is 800 m, distributed along a NE trend. The Goitacás Formation, comprising polymitic conglomerates and sandstones deposited by alluvial fans, fan deltas and coastal processes, represents the proximal deposits of the Macaé Group (Castro and Picolini, 2014). The basal carbonates that lie directly onto the evaporites are dolomitized, and they compose

the Búzios Member. Dolomitization of these carbonates resulted in a variety of textures, with a complex pore system (Winter et al., 2007). The Búzios Member is composed of up to 300 meters thick carbonates and hybrid sediments deposited directly on the Retiro Formation evaporites in a shallow carbonate ramp (Winter et al., 2007). The irregular topography of the salt surface, resulting of halokinesis, promoted the formation of shoals and barriers, forming shallow, saline lagoons where the sediments were partially to pervasively dolomitized (Dias-Brito and Azevedo, 1986; Spadini et al., 1988; Dias et al., 1990; Robaina et al., 1993). Based on foraminifera biostratigraphy, Tedeschi et al. (2017) suggested that the end of the South Atlantic evaporite deposition correlates with the oceanic anoxic event (OAE) 1a, and therefore the first post-salt carbonate sediments would have been deposited still during the Aptian.

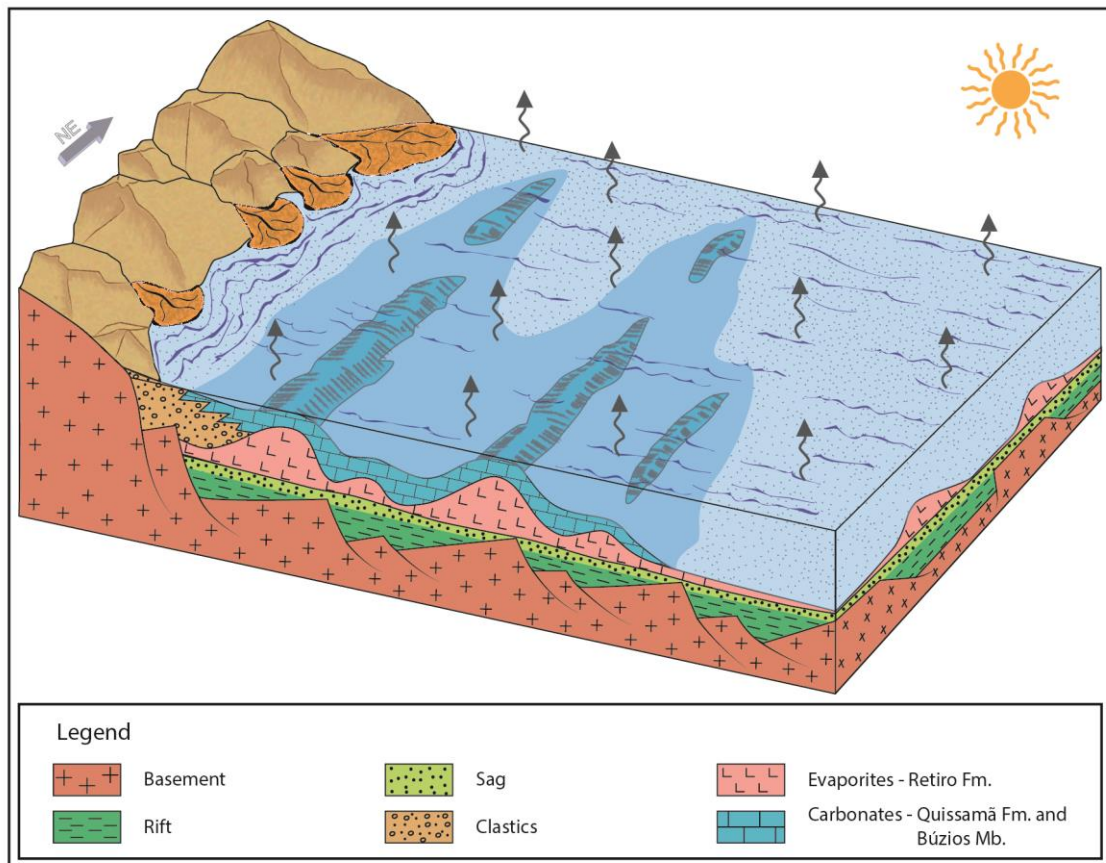
The Quissamã Formation, composed of ooidal, peloidal, oncoidal and bioclastic calcarenites and calcirudites, was deposited along NE-oriented shoals (Guardado et al., 1989; Fig. 3). Along the shoals, high-energy oolitic sediments were deposited at the top, while moderate-energy oncolitic and peloidal sediments accumulated on the flanks (Spadini et al., 1988; Favoreto et al., 2016). Halokinesis of the Aptian salt formed pillows and other structures onto which the carbonate shoals developed (Figueiredo et al., 1984), controlling the distribution of the high-energy deposits of the Quissamã Formation (Spadini et al., 1988; Favoreto et al., 2016; Vincentelli et al., 2018). The siliciclastic materials that constitute the hybrid deposits intercalated with the Búzios and Quissamã carbonates were derived from the basin margin, where the alluvial fans and fan deltas of the Goitacás Formation were deposited (Spadini, 1988). These clastic deposits are thicker at the northern margin, thinning to the south, where they intercalate with the carbonate deposits (Guardado et al., 1989; Fig. 3).

The upper section of the Macaé Group is represented by the Outeiro and the Imbetiba Formations. The Outeiro Formation comprises calcilutites, shales and marls deposited in a deep marine slope. The Imbetiba Formation is characterized by pelitic sediments, predominantly marls, that record deep marine conditions, in a general a sea-level rise context (Winter et al., 2007). Sandstones of the Namorado Formation, deposited by gravitational flows in depositional lows generated and controlled by salt tectonics, are locally interbedded with the Outeiro and the Imbetiba deposits (Castro and Picolini, 2014). Overlying the Macaé Group, the Campos Group, characterized

by pelagic and hemipelagic sediments and turbidite deposits, records a marine transgression (Late Cretaceous) followed by a marine regression (Winter et al., 2007).



**Figure 2.** Simplified stratigraphic chart of the Albian-Cenomanian section in the Campos Basin. Modified from Winter et al. (2007). (GT = Goitacás Fm.; QM = Quissamã Fm.; BZ = Búzios Mb.; OUT = Outeiro Fm.; IMB = Imbetiba Fm.; NAM = Namorado Fm.).



**Figure 3.** Schematic block diagram representing the depositional model of the Macaé carbonates. Modified from Guardado, (1989).



### 3. Materials and methods

A sedimentological analysis was performed through detailed core description of the 1-OGX-18-RJS well, where a 16 m thick succession was measured and represented in a sedimentological log at a 1:50 scale. A lithological log was also produced for the 6-OGX-32P-RJS well (with total thickness of 340 m) based on 36 sidewall samples aided by petrographic characterization. The lithofacies were defined according to their composition, texture and sedimentary structures. The lithofacies code was based on the main constituents. Diagrams of facies percentages were developed based on the facies thickness in relation to the total thickness of the wells.

A systematic, quantitative petrographic characterization was carried out in 59 thin sections, 22 from drill core samples of 1-OGX-18-RJS well and 37 from sidewall plug samples of 6-OGX-32P-RJS well. All samples were impregnated with blue epoxy resin, and the thin sections were stained with an alizarine red and potassium ferricyanide solution for the identification of the carbonate minerals (cf. Dickinson, 1965). Petrographic quantification was performed by counting 300 points in each thin section along transects perpendicular to the rock structure and fabric. Grain size and other textural aspects, structures, fabric, primary composition, and the types, locations and paragenetic relations of diagenetic constituents, as well as of the pore types, were recorded using the Petroledge© software (De Ros et al., 2007). The described samples were classified according a nomenclature modified from Grabau (1904) and Brankamp & Powers (1958). The sequence of diagenetic processes and products was interpreted from their paragenetic relations with the primary constituents, with the porosity and among each other, as recognized in the detailed optical microscopy and in the scanning electron microscopy (SEM) of selected thin sections.

Reservoir petrofacies were defined according to De Ros and Goldberg (2007) for the evaluation of the main primary and diagenetic parameters that control porosity and permeability in the analyzed samples. Digital photomicrographs of the main primary and diagenetic constituents and pore types, structures and textures were acquired in a photomicroscope Zeiss AXIO LabA1. Available conventional petrophysical porosity and permeability data were integrated with the results of

petrographic characterization to define the reservoir quality, as well as to calculate the microporosity of the different petrofacies.

Scanning electron microscopy (SEM) analyses using the backscattered electrons (BSE) mode in a JEOL-6610LX SEM coupled to a Bruker energy dispersive spectrometer (EDS) was performed in six selected thin sections, to visualize in detail the microporosity within carbonate particles, the connectivity among pores and the paragenetic relations between primary and diagenetic constituents. Cathodoluminescence images of calcite and dolomite crystals were acquired from four selected thin sections, using an ELM-2 instrument attached to an optical microscope Nikon Eclipse Cipl.

A log-based mineralogical petrophysical model was applied to wells 1-OGX-18-RJS and 6-OGX-32P-RJS to obtain the main mineralogical constituents. The model was created using the Lithology Computation workflow from Techlog Software, calibrated with the petrographic descriptions from drill cores (1-OGX-18-RJS) and sidewall plugs (6-OGX-32P). The mineralogical log model was calculated using four mineral constituents as input: calcite, dolomite, silica and clay minerals (which signature probably correspond to siliciclastic feldspar and mica grains). The mineralogical inversion application provides quantitative formation evaluation based on petrophysical logs and routine petrophysical core analysis. A variety of special logs were used, including nuclear magnetic resonance (NMR) and mineralogical logs, plus a complete suite of conventional logs such as gamma ray, resistivity, density, neutron, sonic and photoelectric factor.

#### **4. Petrography of the Búzios Member**

The original composition of Búzios Member consists of carbonate and hybrid deposits that were intensely dolomitized. Most of the resulting rocks are massive, with rare local lamination and some stylolites. Part of the primary composition of the hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980) was preserved in some samples with less intense dolomitization. The siliciclastic grains remaining after dolomitization range from coarse silt to very coarse sand, with predominant fine sand size, and angular to subangular shapes (Fig. 4A, 4B).

Monocrystalline quartz, microcline and biotite are the most common siliciclastic grains (Fig. 4A), with relatively rare plagioclase, orthoclase, muscovite, plutonic and volcanic fragments, heavy minerals (garnet, zircon and tourmaline), carbonaceous fragments and glauconite peloids (Table 1). Original carbonate allochems are no longer recognizable, owing to dolomitization, being only perceptible as “ghosts” within the dolomite crystals.

**Table 1.** Amounts of primary constituents remaining in the analyzed Búzios hybrid arenites.

Main primary constituents	Average %	Maximum %
Monocrystalline quartz	5.1	24.0
Microcline	4	20.3
Biotite	<1	3.7
Muscovite	<1	0.7
Orthoclase	<1	0.7
Plagioclase	<1	0.3
Plutonic rock fragments	<1	0.3
Volcanic rock fragments	<1	0.3
Peloidal glauconite	<1	0.3
Heavy minerals	<1	0.3

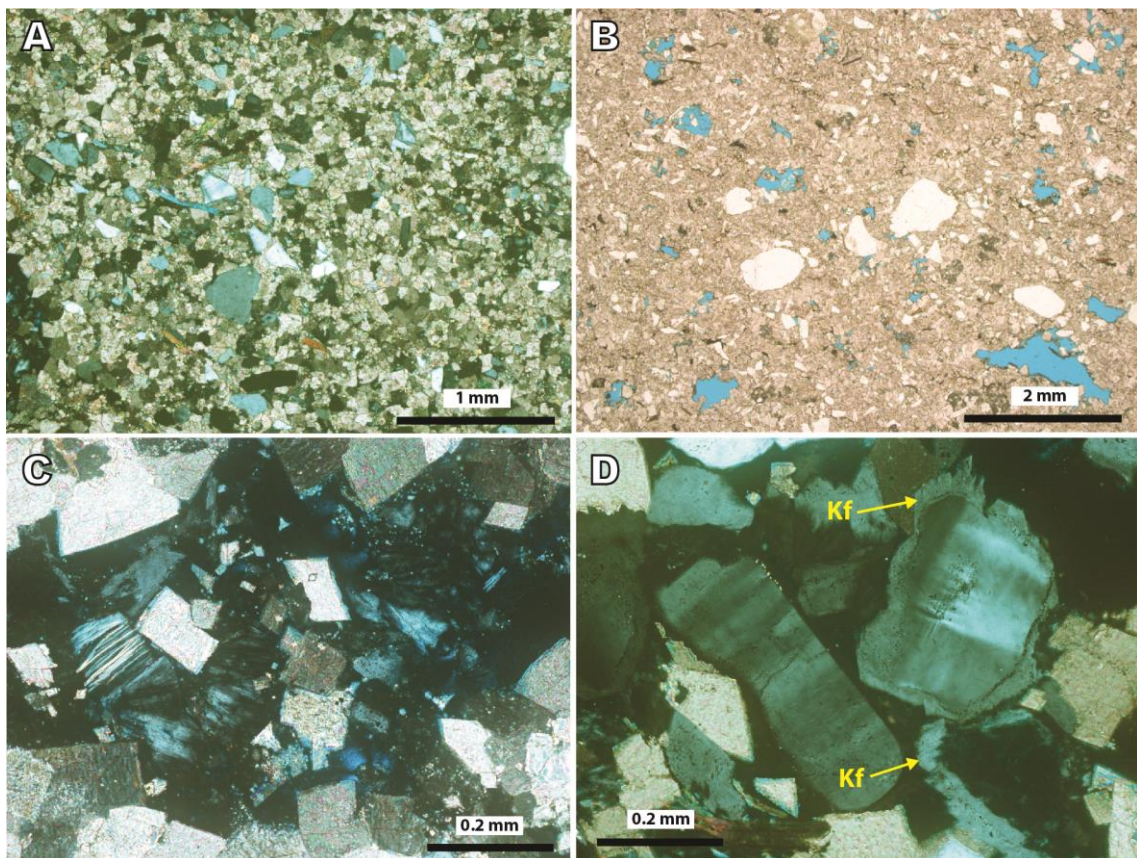
The main diagenetic constituents in the hybrid arenites are dolomite, potassium feldspar, pyrite and kaolinite (Table 2).

Blocky dolomite crystals range from 0.025 to 0.46 mm with average size of 0.12 mm. They replace the siliciclastic grains and mostly the allochems of the hybrid arenites, as well as the K-feldspar overgrowths and kaolinite (Fig. 4C). Interparticle mosaic and saddle dolomite are rare.

Microcrystalline and framboidal pyrite commonly replaces biotite grains, and more rarely feldspars, carbonaceous fragments and glauconite peloids. Kaolinite occurs as booklets replacing the feldspars, and as lamellar, pseudomorphic crystals, replacing and expanding the micas (Fig. 4C). Detrital feldspar grains are replaced mostly by blocky dolomite, less by kaolinite and microcrystalline pyrite, and commonly partially dissolved. Epitaxial K-feldspar overgrowths are frequent on microcline and orthoclase grains, in places preserved after the dissolution of the host orthoclase grains (Fig. 4D). K-feldspar ingrowths and discrete prismatic crystals also occur within dissolved grains, as well as rare healing of fractured grains by ingrowths. Quartz overgrowths are small, discontinuous and very scarce.

**Table 2.** Main diagenetic constituents in the analyzed hybrid arenites.

Diagenetic main constituents	Average %	Maximum %
<b>Dolomite</b>		
Interstitial dolomite	18.5	21.3
Intraparticle replacive dolomite	36.4	47.7
Intraparticle pore-filling dolomite	<1	0.7
<b>Pyrite replacing grains</b>	2	3
<b>K-feldspar overgrowths</b>	4.3	13
<b>Kaolinite replacing grains</b>	<1	1



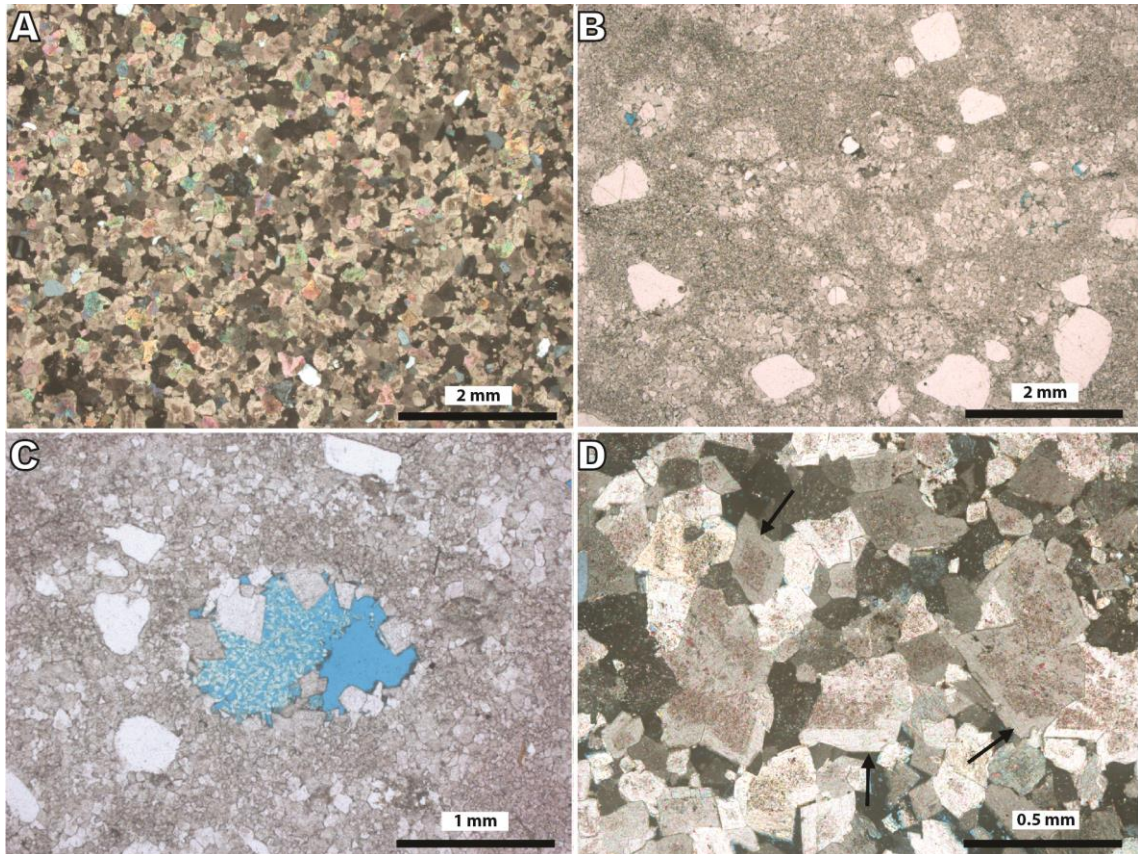
**Figure 4.** Common petrographic features of the Búzios Member hybrid arenites: A) Fine-grained hybrid arenite, with quartz, feldspar and mica grains, and intense cementation and replacement by blocky dolomite. Crossed polarizers (XP). B) Hybrid arenite with angular quartz and feldspar grains, intercrystalline and moldic porosity. Uncrossed polarizers (//P). C) Blocky dolomite partially replacing lamellar kaolinite. XP. D) Epitaxial K-feldspar overgrowths (arrows) on microcline grains and surrounding moldic pore from the dissolution of orthoclase grain. XP.

Petrographic macroporosity averages 4.9 % in the analyzed Búzios hybrid arenites, with a maximum of only 6.7 %. Their pore system is essentially secondary, with intragranular pores in dissolved feldspars (av. 3.5 %; max. 6%) predominating over intercrystalline pores (av. 1.2 %; max. 3 %). Resulting permeability values are quite low (av. 0.230 mD; max. 0.460 mD).

Much of the Búzios Member rocks are fine-crystalline dolostones with crystal sized ranging between 0.018 to 0.775 mm, average 0.18 mm (Fig. 5A). Ghosts of the original constituents suggest that most of the allochems in these rocks were ooids and oncoids (Fig. 5B). Besides the extensive replacement of the primary constituents, blocky dolomite crystals also filled the interparticle pores, as well as intraparticle and moldic pores derived from the dissolution of ooids, oncoids and bioclasts (Fig. 5B, 5C). Some moldic pores partially filled by kaolinite booklets are probably derived from the dissolution of feldspar grains (Fig. 5C). Porosity in the analyzed dolostones is totally of secondary origin (Table 3), with an average of only 7.3 %, but up to 22 % of petrographic macroporosity. Owing to the overgrowths on the replacive dolomite rhombs (*overdolomitization sensu* Halley and Schmoker, 1983), intercrystalline porosity was significantly reduced in these dolostones (Fig. 5D; Table 3). Consequently, due to the very poor connectivity of the secondary pore systems, their maximum permeability is extremely low (0.0005 mD). Fracture and channel porosity occurs essentially in dolomitic breccias. The porosity and permeability of the Búzios Member is quite low in the analyzed wells, contrasting with some wells of the central area of the basin (Carozzi and Falkenheim, 1985; Baumgarten and Scuta, 1988; Spadini et al., 1988; Guardado et al., 1989; Bruhn et al., 2003; Favoreto et al., 2016; Hadermann et al., 2018).

**Table 3.** Main pore types in the analyzed dolostones.

Pore types	Average %	Maximum %
Moldic	3.6	17.7
Intercrystalline	3.2	12.7
Fracture	<1%	1.3
Intragranular in feldspars	<1%	1
Channel	<1%	0.3



**Figure 5.** Characteristic petrographic features in the studied dolostones: A) Fine-crystalline dolomite generated by the intense and pervasive replacement of the original carbonate deposit by blocky dolomite. XP. B) Ghosts of dolomitized allochems, probably oncoids and ooids, some with quartz nuclei, in a dolomite. //P. C) Microporous aggregate of kaolinite booklets partially filling a moldic pore partially lined by dolomite rhombs in a dolomite with some siliciclastic grains. //P. D) Dolomite with strong reduction of the intercrystalline porosity by clear overgrowths (arrows) on the inclusions-rich replacive dolomite crystals (*overdolomitization*). XP.

## 5. Petrography of the Quissamã Formation

In the studied wells, the Quissamã Formation comprises calcarenites and calcirudites (*sensu* Grabau, 1904; Brankamp & Powers, 1958), with rare hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980). The calcarenites are dominantly massive, with normal packing, commonly fractured and with rare stylolites. The calcirudites are predominantly massive, with chaotic orientation, tight packing, and stylolitized (Fig. 6A). The main allochems in these rocks are simple and agglomerated oncoids,

simple and polycomposed ooids, peloids, microbial and carbonate sand intraclasts, as well as echinoid, bivalve, red algae, benthic and planktic foraminifer bioclasts, with rare gastropod, bryozoan, ostracod and calcispheres bioclasts. Other rare primary constituents are glauconite peloids, phosphate (fish) bioclasts, carbonaceous fragments, and angular siliciclastic grains of quartz, feldspars, micas and heavy minerals, with sizes ranging from coarse silt to fine sand (Table 4).

The ooids show a characteristic radial structure, and sizes that range from fine to coarse, predominantly medium sand (Fig. 6B), and are usually partial- to strongly micritized. The nuclei of some ooids are quartz grains with overgrowths, or K-feldspar grains partially dissolved or replaced by kaolinite. Some rare ooids are reworked, with abraded margins. Polycomposite ooids, constituted by two or more ooids grouped together, range in size from coarse to very coarse sand. The oncoids display irregular oval shapes, with size varying from medium sand to granule, and are strongly micritized. Agglomerate oncoids with variable sizes are common, but siliciclastic or bioclastic nuclei are relatively rare (Fig. 6C). The peloids are predominantly fine-sand sized, ranging from very fine to coarse size, and are abundant in the oncolitic calcarenites and calcirudites, but rare in the oolitic calcarenites. A peloidal matrix, formed by silt-size peloids, occurs in some oncolitic calcirudites and calcarenites. Very coarse to granule-size carbonate sand intraclasts, composed by peloids, bioclasts, oncoids and ooids, are common. Microbial intraclasts with clotted cryptocrystalline and microcrystalline fabric are relatively rare.

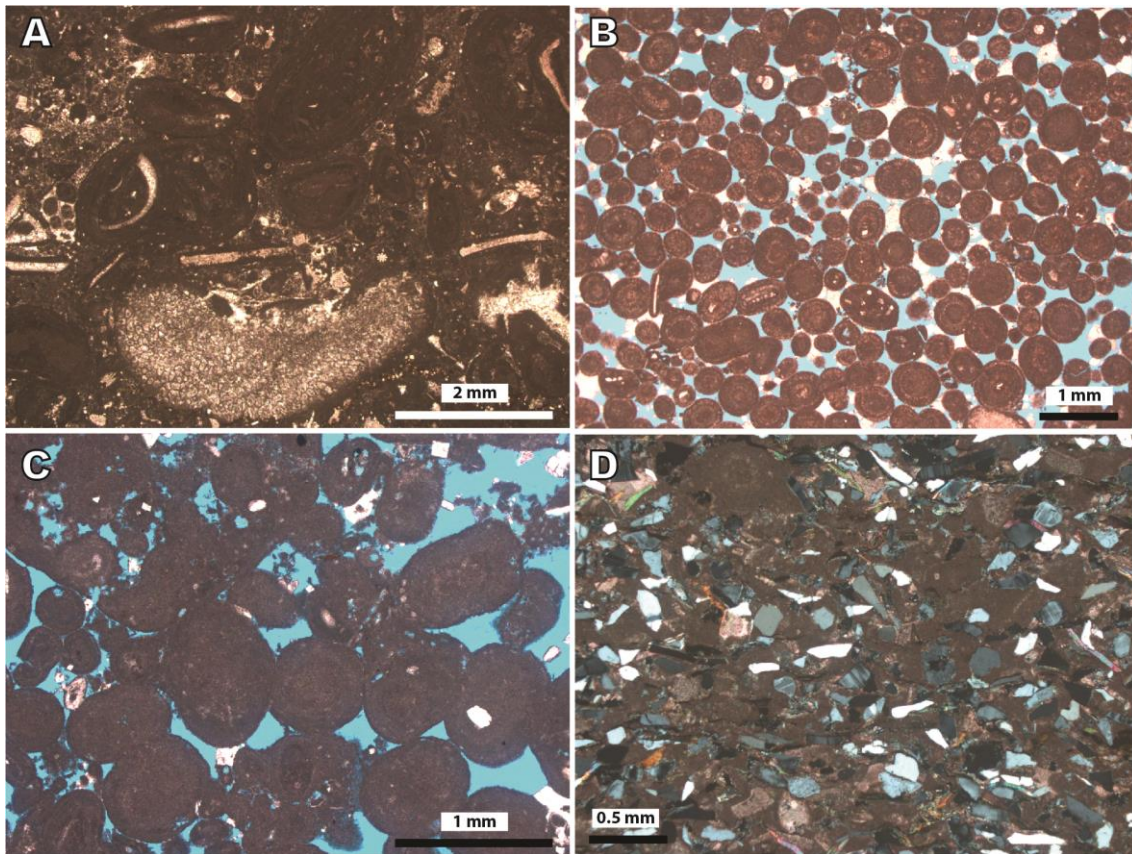
The volume and diversity of bioclasts is low in the analyzed samples. Benthic foraminifers and red algae bioclasts are strongly micritized. The chambers of benthic and planktic forams are normally filled by calcite and framboidal pyrite. Bivalves are always disarticulated, locally fractured, commonly micritized, recrystallized or dissolved and filled by a drusiform calcite mosaic. Gastropods are always strongly micritized, or dissolved and filled by calcite mosaic and/or blocky dolomite. Echinoid bioclasts always display syntaxial overgrowths and micritization. Bryozoans and ostracods are very rare, and always micritized.

**Table 4.** Main primary constituents in the analyzed Quissamã limestones.

Main primary constituents	Average %	Maximum %
Ooids	5.4	58.3
Oncoids	35.5	56
Carbonate peloids	28.7	78.7
Carbonate bioclasts	4.2	10
Phosphatic bioclasts	<1	0.3
Microbial carbonate intraclasts	<1	3.7
Carbonate sand intraclasts	2.2	6
Peloidal matrix	10.3	4.8
Glauconite peloids	<1	0.3
Monocrystalline quartz	<1	3.7
Microcline	<1	4.3
Biotite	<1	1.3

Scarce, irregularly laminated hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980) occur intercalated to the limestones. They contain angular siliciclastic grains of coarse silt to medium sand, predominantly fine sand size (Fig. 6D). The main siliciclastic grains are monocrystalline quartz, microcline, biotite, and less commonly plagioclase, muscovite, garnet and carbonaceous fragments. The most abundant allochems are peloids, ooids, oncoids, and rare echinoid, bivalve, benthic forams and ostracode bioclasts. These rocks are usually compacted, with tight packing and limited mosaic calcite cementation. Microcrystalline pyrite replaced biotite grains, and less frequently feldspars and allochems. Kaolinite booklets replaced feldspars, and lamellar kaolinite, muscovite. Porosity is very scarce, mostly intragranular from the dissolution of feldspars.





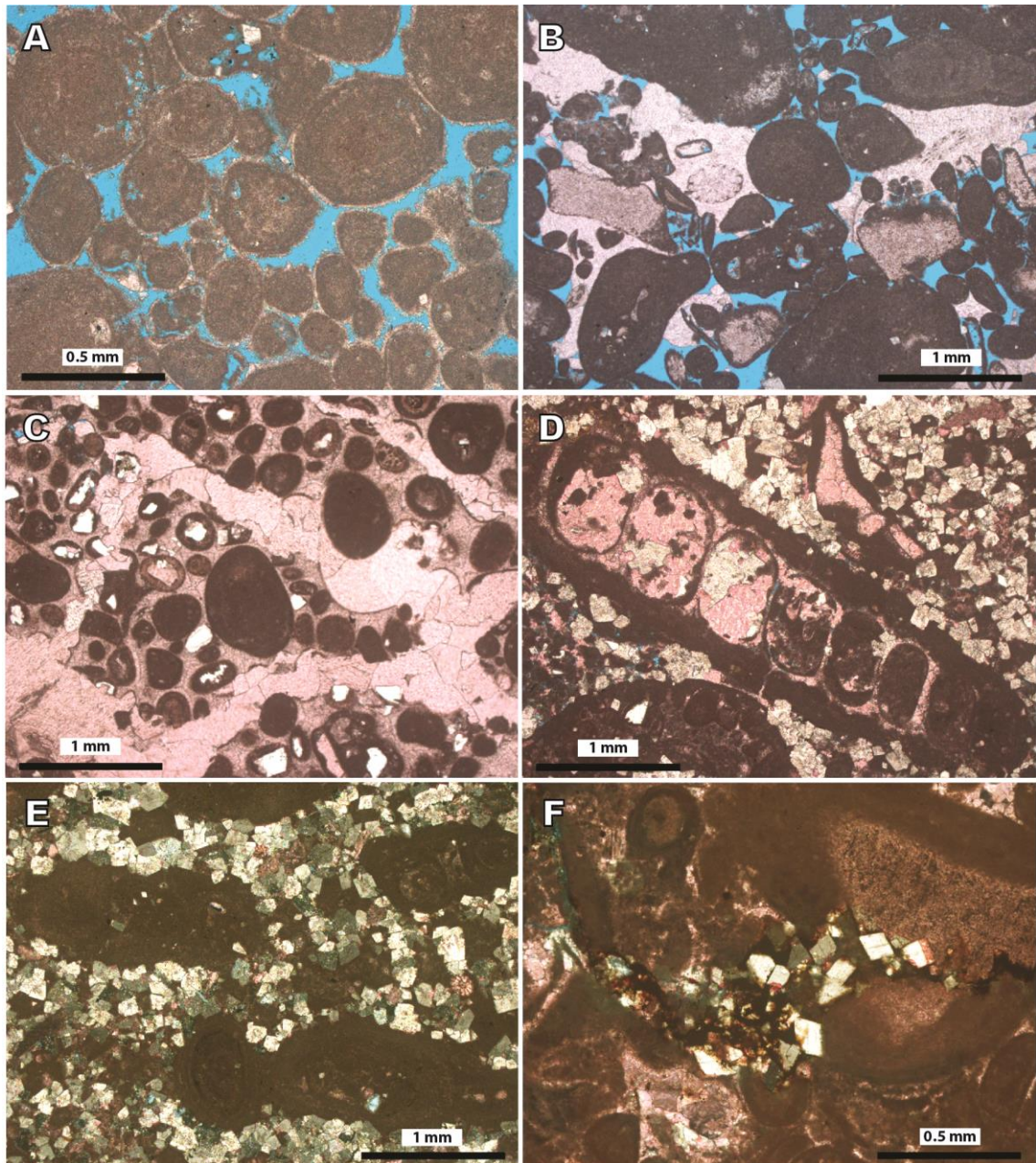
**Figure 6.** Characteristic primary constituents of the Quissamã Formation limestones: A) Calcirudite composed of oncoids, some with bioclastic nuclei, peloids, and micritized bryozoan, bivalve and echinoid bioclasts. //P. B) Well-sorted oolitic calcarenite with primary interparticle porosity preserved and partial blocky calcite cementation. //P. C) Oncolitic calcarenite with preserved primary interparticle porosity and some intraparticle pores and agglomerated oncoids. //P. D) Hybrid arenite with angular quartz and feldspars grains, peloids, rare ooids and bioclasts. XP.

The main diagenetic constituents in the analyzed limestones are, in decreasing abundance: calcite, dolomite, pyrite, K-feldspar, kaolinite and sulfates (Table 5). Calcite, the main diagenetic constituent, occurs as rims (Fig. 7A), syntaxial overgrowths on echinoid bioclasts (Fig. 7B), anhedral mosaic and blocky euhedral crystals filling interparticle, vugular and fracture pores (Fig. 7C), as well as intraparticle pores from the dissolution of ooids and oncoids (less frequently of bivalves and gastropods) and within planktic forams (Fig. 7D). Locally, calcite cement with poikilotopic or microcrystalline habits fills interparticle pores, or with a macrocrystalline habit fills channel pores. Coarse crystalline calcite covers and

replaces interparticle and intraparticle dolomite, K-feldspar overgrowths, and rarely kaolinite that resulted from feldspars dissolution.

Blocky dolomite occurs in the limestones dominantly as small (from 0.024 to 0.6 mm, 0.17 mm on average), scattered rhombs replacing the allochems, filling interparticle pores (Fig. 7E) (in places with included calcite remnants) and intraparticle pores in planktic forams and gastropod bioclasts, and are residually concentrated along stylolites (Fig. 7F). Microcrystalline and framboidal pyrite is common, although always in small volume, replacing peloids, oncoids, bioclasts, organic matter along stylolites, and filling the chambers of foraminifers. Pyrite replaces biotite grains in hybrid arenites. Other less abundant constituents include K-feldspar overgrowths covering microcline grains, microcrystalline albite replacing plagioclase grains, kaolinite replacing feldspars and muscovite, and partially dissolved fibrous gypsum filling fractures.

The pore systems in the studied Quissamã limestones are quite complex, including cases with good preservation of the primary interparticle porosity to tight, non-porous rocks. The petrographic macroporosity averages 5.3 %, with maximum of 18.3 %, while petrophysical porosity averages 10.7 %, with maximum of 21.6 % and horizontal permeability averages 84.7 mD with maximum of 734 mD. Fabric-selective interparticle and intraparticle pores (*sensu* Choquette and Pray, 1970) predominate over relatively rare vuggy, fracture and channel pores (Table 6).



**Figure 7.** Characteristic diagenetic constituents of the Quissamã limestones: A) Oolitic calcarenite cemented by calcite rims. //P. B) Oncolitic calcarenite with syntaxial calcite overgrowths around echinoid bioclasts. //P. C) Oolitic calcarenite with calcite mosaic (stained pink) filling fractures and interparticle pores. //P. D) Oncolitic calcirudites with dolomite and calcite (stained pink) filling interparticle and intraparticle pores in gastropod and bivalve bioclasts. //P. E) Oncolitic calcarenite with abundant interparticle blocky dolomite. XP. F) Strongly compacted calcirudites with residual blocky dolomite concentrated along of stylolites. XP.

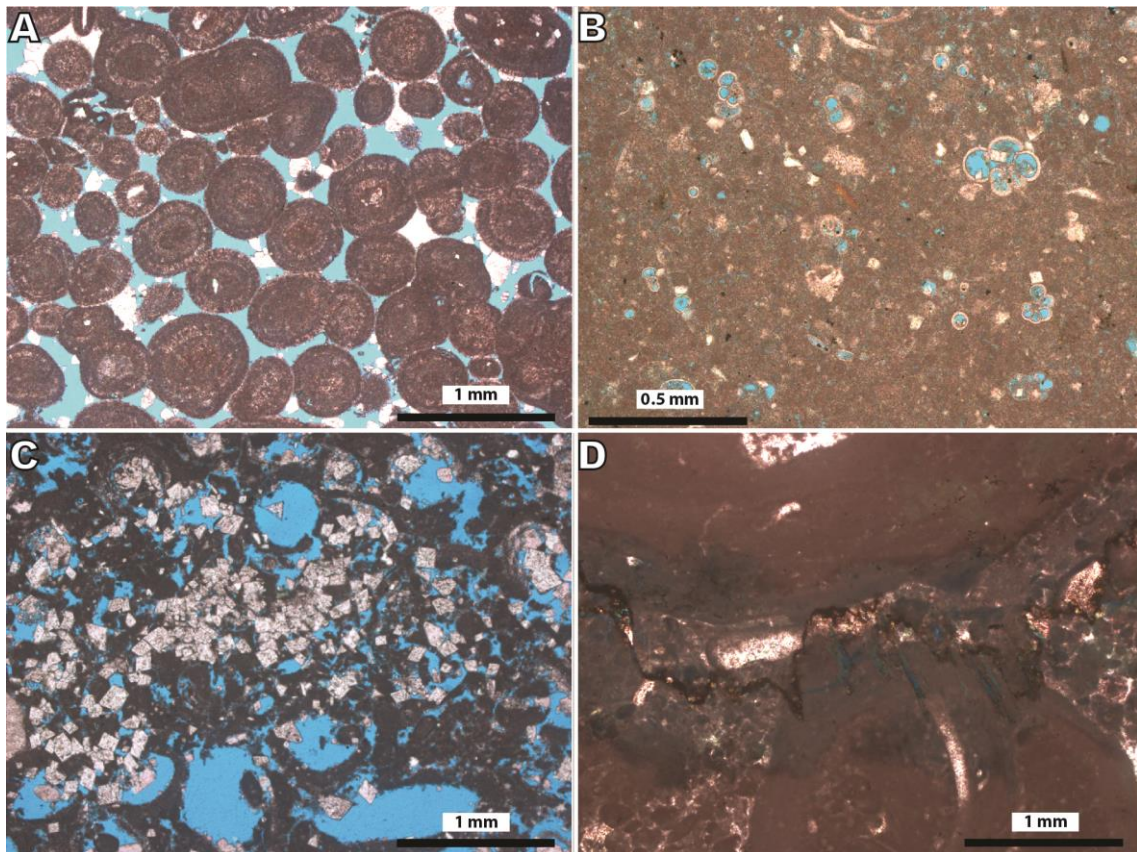
**Table 5.** Main diagenetic constituents of the studied Quissamã limestones.

Main diagenetic constituents	Average %	Maximum %
<b>Total calcite</b>	9.1	26
Interstitial calcite	7.9	21
Intraparticle pore-filling calcite	1.3	4.3
Fracture-filling calcite	<1%	4
<b>Total dolomite</b>	6.4	51
Interstitial dolomite	1.2	13.7
Intraparticle replacive dolomite	2.8	44
Intraparticle pore-filling dolomite	<1%	0.7
<b>Total pyrite</b>	<1%	3
Intraparticle replacive pyrite	<1%	2.7
Intraparticle pore-filling pyrite	<1%	1.3

Primary interparticle porosity predominates in the oolitic (Fig. 8A) and oncolitic-oolitic calcarenites, owing to the limited cementation and compaction of some analyzed samples, while others present no interparticle porosity whatsoever. Primary intraparticle pores occurs in foraminifer bioclasts (Fig. 8B). Secondary intraparticle porosity occurs mostly within dissolved oncoids (Fig. 8C) and ooids. Part of these pores was generated by the dissolution of feldspar grains in the particle nuclei. Vuggy pores are more common in the oncolitic-oolitic calcarenites, but in small volumes. Micropores with less than 10  $\mu\text{m}$  occur mostly in peloids, oncoids and ooids, and less commonly in red algae bioclasts and in carbonate intraclasts. The average microporosity in the analyzed limestones is 5.4 %, with a maximum of 8.6 %. Intraparticle microporosity is common in grains in the vicinity of stylolites (Fig. 8D).

**Table 6.** Main pore types in the analyzed Quissamã limestones.

Pore types	Average %	Maximum %
Interparticle primary	2.9	16
Intraparticle primary in foraminifers	<1	3
Intraparticle secondary	<1	3.3
Intragranular in feldspars	<1	0.7
Moldic	<1	1.7
Vuggy	<1	1.7
Channel	<1	1
Rock fracture	<1	1
Grain fracture	<1	0.3



**Figure 8.** Aspects of the porosity in the analyzed Quissamã limestones: A) Oolitic calcarenite with preserved primary interparticle porosity. //P. B) Peloidal calcarenite with primary intraparticle porosity within planktic forams and microporosity within and among peloids. //P.

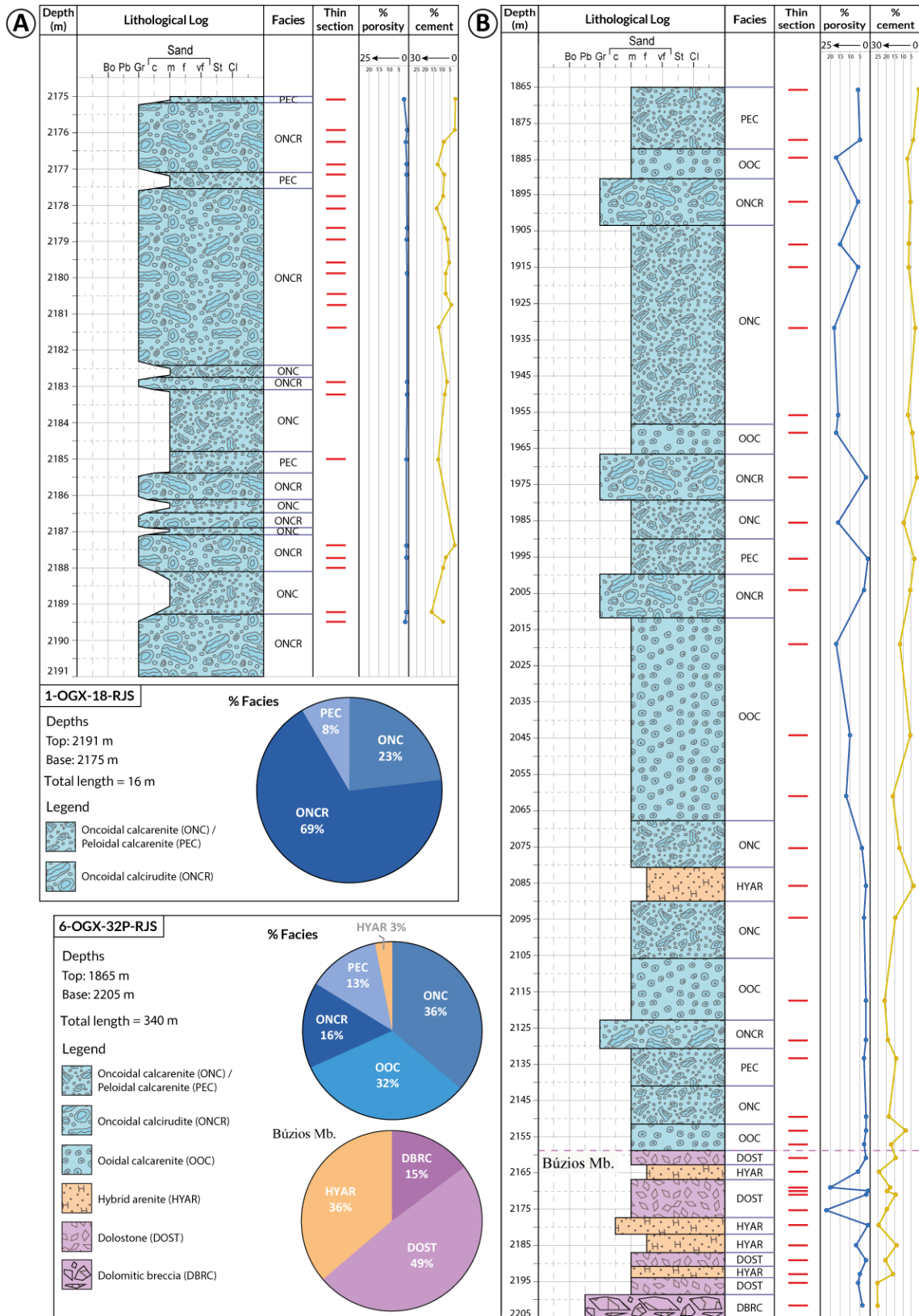
C) Moldic and intraparticle porosity from the dissolution of oncoids, partially filled by blocky dolomite. //P. D) Microporosity in oncoids close to stylolites. //P.

## **6. Depositional facies and facies associations in the Búzios Member and Quissamã Formation**

Five depositional facies were recognized in the studied rocks of the Quissamã Formation, and three in the Búzios Member (Fig. 9). The facies were grouped in three facies associations (Table 7): 1) shallow-intermediate carbonate ramp (facies OOC, HYAR), 2) intermediate carbonate ramp (facies ONC, PEC, ONCR), and 3) dolomitized ramp (facies DOST, DBC, HYAR).

The 16 meters cored in well 1-OGX-18-RJS correspond to an intermediate ramp facies association that reflect restricted, moderate-energy environments. The main facies is represented by oncoidal calcirudites (ONCR; 69%), which occurs interbedded with oncoidal calcarenites (ONC; 23%) and less commonly with peloidal calcarenites (PEC; 9%) (Fig. 9A).

The sidewall plugs from well 6-OGX-32P-RJS represent the Búzios Member (lowermost 47 m) and the Quissamã Formation (overlying 293 m) (Fig. 9B). The Búzios Member is composed of the dolomitized ramp facies association, which consists in a predominance of the two diagenetic facies: dolostone (DOST; 49%) and dolomitic breccia (DBRC; 15%). The petrological characterization indicate these facies originated from the diagenetic alteration of calcarenites, calcirudites and hybrid arenites. Dolomitized hybrid arenites are also present (HYAR; 36%). These three facies indicate that the dolomitized ramp facies association reflect a shallow to intermediate mixed siliciclastic/carbonate ramp, and a restrict environment with moderate to high energy. The overlying Quissamã Formation is dominated by the intermediate ramp facies association, with oncoidal calcarenites (ONC; 36%), oncoidal calcirudites (ONCR; 16%) and peloidal calcarenites (PEC; 13%). The shallow-intermediate ramp facies association is also present, with ooidal calcarenites (OOC; 32%) and scarce hybrid arenites (HYAR; 3%). The intercalation between these facies associations represent a high-frequency alternation of the paleoenvironment energy and of the relative position along the carbonate ramp.



**Figure 9.** Lithological log of the core in well 1-OGX-18-RJS (A) and of the sidewall plugs in well 6-OGX-32P-RJS (B), with the interpreted facies, location of the thin sections in this study, and the percentages of porosity and cement in each thin section. Depth ranges in each well, facies key and percentages are also shown. (Grain size scale: Bo=boulder, Pb=pebble, Gr=Granule, c=coarse, m=medium, f=fine, vf+very fine, St=silt, Cl=clay)

**Table 7.** Lithofacies of the Búzios Member and the Quissamã Formation in the analyzed wells.

Units	Facies	Facies description	Facies Associations
Quissamã Formation	OOO	Oolitic calcarenites, massive and locally fractured, composed mostly of radial, medium sand-sized ooids, with variable amount of oncoids and peloids, rare bioclasts of bivalves, echinoids, red algae and benthic foraminifers, and siliciclastic quartz, K-feldspars and mica grains.	<b>Shallow to intermediate ramp:</b> high-energy environment under wave and current action; euphotic; restrict (hypersaline).
	HYAR	Hybrid arenites, laminated, locally fractured; constituted by a mixture of siliciclastic grains (quartz, K-feldspars and micas) with carbonate grains (ooids, oncoids, peloids and bioclasts).	
	ONC	Oncolitic calcarenites, massive and locally fractured; constituted mostly by coarse sand-sized oncoids, with variable amount of peloids and rare ooids, bioclasts of bivalves, echinoids, red algae and benthic forams, glauconite peloids, and siliciclastic quartz, K-feldspars and mica grains.	<b>Intermediate ramp:</b> moderate energy environment; euphotic; restrict (hypersaline).
	PEC	Peloidal calcarenites, massive, locally fractured and stylolitized; composed mainly of fine to very fine sand-sized peloids, with oncoids and rare bioclasts of benthic and planktic forams, bivalves, echinoids, ostracods, calcispheres, and glauconite peloids. Very rare siliciclastic grains	
	ONCR	Oncoidal calcirudites, massive, locally fractured and stylolitized; composed mostly of very coarse sand and granule-sized oncoids and intraclasts, with peloids an rare bioclasts	



		of bivalves, gastropods, echinoids, ostracods, benthic forams, worms, glauconite peloids, and grains of quartz, K-feldspars and micas.	
<b>Búzios Member</b>	DOST	Dolostones. Crystalline rocks with pervasive replacement of undetermined carbonate grains by blocky dolomite. Originally corresponding probably to ooidal and oncoidal calcarenites and to oncoidal calcirudites.	<b>Dolomitized ramp:</b> original (pre-dolomitization) environment probably shallow to intermediate ramp, moderate to high energy, under wave and current action; euphotic and restrict (hypersaline).
	DBRC	Dolomitic breccias, fractured and stylolitized. Rocks with intense dolomitization of carbonate grains by blocky dolomite, followed by fracturing. Rare siliciclastic grains of quartz and K-feldspars.	
	HYAR	Hybrid arenites, laminated, locally fractured, originally composed by a mixture of siliciclastic grains (quartz, K-feldspars and micas) with carbonate grains (ooids, oncoids, peloids and bioclasts) and glauconite peloids.	

## 7. Reservoir petrofacies

Reservoir petrofacies were defined according to the concept proposed by De Ros and Goldberg (2007), in which the main primary and diagenetic parameters that control the porosity and permeability of the analyzed samples are identified.

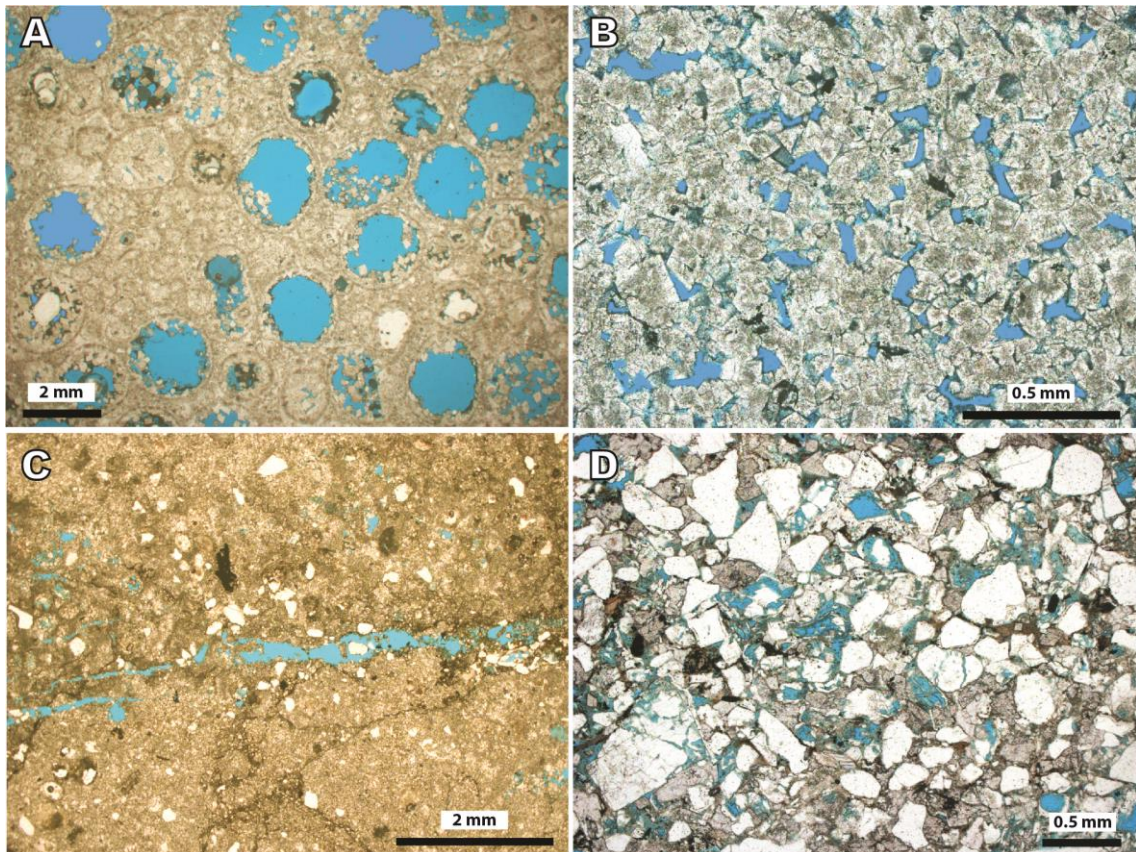
### 7.1. Búzios Member reservoir petrofacies

**DOL (dolostones):** Crystalline rocks that originally corresponded to oolitic and oncogenic calcarenites, which allochems were intensely replaced by fine-crystalline blocky dolomite. Main pore types are poorly connected moldic, intercrystalline and

intragranular in feldspars, with rare channel and fracture pores, resulting in a low permeability (Fig.10A, 10B).

**DBRE (dolomitic breccias):** Dolomitic breccias formed by fracturing of dolostones composed of fine-crystalline blocky dolomite. The few recognizable original constituents comprise angular quartz and K-feldspar grains with overgrowths, micas, mud intraclasts and rare heavy minerals (garnets and tourmaline). The main diagenetic processes include the intense precipitation of blocky dolomite replacing grains, filling interparticle and moldic pores, and lining moldic pores, the authigenesis of kaolinite expanding muscovite and replacing detrital feldspars, the replacement of biotite, carbonaceous fragments and mud intraclasts by microcrystalline pyrite, and the scarce precipitation of fibrous gypsum within fractures. The lack of petrophysical analyses in these rocks prevent a better evaluation of the reservoir quality but their very low petrographic porosity indicates that permeability may be significant only where most fractures remained uncemented (Fig.10C).

**HAR (hybrid arenites):** Hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980) originally composed of allochems and siliciclastic grains, with fine to coarse sand grain sizes, predominantly with moderate sorting and massive structure. The siliciclastic grains are angular to subangular monocrystalline quartz, K-feldspars and biotite, with subordinate plagioclase, muscovite, volcanic fragments, garnet and zircon. The allochems are totally dolomitized. The main diagenetic processes include the replacement of biotite by microcrystalline pyrite, the precipitation of overgrowths on detrital K-feldspars, the dissolution of detrital orthoclase and plagioclase, the authigenesis of kaolinite expanding muscovite and replacing detrital feldspars, and the intense replacement and cementation by blocky dolomite. The pore system is made of intragranular pores in feldspars (FIG. 10D), poorly connected by rare intercrystalline pores, resulting in low permeability.



**Figure 10.** Petrographic porosity features in the main reservoir petrofacies of the Búzios Member: A) **DOL**, poor reservoir quality, with moldic pores isolated by cementation (overdolomitization). //P. B) **DOL**, poorly connected intercrystalline porosity in a dolostone. //P. C) **DBRE**, fracture, channel and moldic porosity in a dolomitic breccia. //P. D) **HAR**, Intragranular porosity in dissolved feldspar grains in a hybrid arenite. //P.

## 7.2. Quissamã Formation reservoir petrofacies

Main primary constituents present in carbonate petrofacies:

Oolitic calcarenites: the main primary constituents are ooids, polycomposite ooids, simple and agglomerate oncoids, peloids and rare carbonate sand intraclasts, red algae, echinoid, bivalve and benthic and planktic foraminifers. Siliciclastic grains are rare, and normally occurring only as nuclei of ooids or oncoids.

Oncolitic calcarenites: predominantly composed by oncoids, agglomerate oncoids and peloids with variable volume of ooids, peloidal matrix, carbonate sand intraclasts and rare microbial intraclasts, and red algae, bivalve, echinoid, bryozoan, calcisphere, benthic and planktic foraminifer and ostracode bioclasts. Siliciclastic quartz, K-feldspars and mica grains are very rare.

Peloidal calcarenites: rich in peloids, oncoids, benthic and planktic foraminifer, bivalve and rare ostracode, echinoid, calcisphere, red algae, carbonate sand intraclasts, peloidal matrix and siliciclastic grains.

Oncolitic peloidal calcirudites: predominantly composed by simple and agglomerate oncoids, microbial and carbonate sand intraclasts, peloids, peloidal matrix, red algae, echinoid, planktic and benthic foraminifer, ostracode and rare ooids, glauconite peloids, calcisphere, gastropod, bryozoan and phosphatic bioclasts.

**POOCA (porous oolitic calcarenites):** Oolites of predominantly medium sand size, well sorted, with massive structure and normal packing. The main diagenetic processes were: micritization of allochems; cementation by calcite rims; limited cementation by blocky dolomite, calcite macrocrystalline pore-fill and overgrowths covering echinoids; limited dissolution of ooids and oncoids. The pore system consists predominantly of interparticle pores with moderate to good connectivity, intraparticle pores in ooids and oncoids, and rare vuggy pores. Average macroporosity is 13% and average permeability is 320 mD (Fig.11A).

**PONCA (porous oncolitic calcarenites):** Ranging from medium to very coarse sand, poorly sorted, massive, rarely fractured. The pore system has good to moderate connectivity, with interparticle pores, intraparticle pores in oncoids, ooids and other allochems, and vugs. The average macroporosity in these rocks is 16.4% and the permeability 440 mD (Fig. 11B).

**CEOOCA (cemented oolitic calcarenites):** Composed of medium sand sized ooids, with good to moderate sorting and normal packing, massive structure and rare fractures. Siliciclastic grains are rare, normally occurring only as nuclei of oncoids and ooids, the feldspars normally being dissolved. Rare reworked ooids with broken or abraded envelopes. The main diagenetic processes were: micritization; intense cementation by calcite rims; mosaic, microcrystalline and macrocrystalline filling fractures; rare blocky dolomite replacing grains. Porosity destroyed by cementation,

with rare fracture pores and interparticle pores from limited calcite dissolution. Intraparticle pores in oncoids, ooids and intragranular pores in K-feldspars are also rare. The average macroporosity is 2.5% and average permeability 0.0055 mD (Fig. 11C).

**CEONCA (cemented oncolitic calcarenites):** Massive and poorly sorted rocks. The main diagenetic processes were: intense cementation by discontinuous calcite rims; blocky calcite interparticle and as overgrowth covering echinoids; blocky dolomite interparticle and replacing oncoids, peloids and ooids. The pore system of this petrofacies is affected mainly by the abundant carbonate cementation, which obstructed the pore throats and reduced interparticle primary porosity. The average macroporosity volume in these rocks is only 2% and average permeability 0.136 mD.

**CEONPCR (cemented oncolitic peloidal calcirudites):** Massive and chaotic, poorly to very poorly-sorted rocks with very coarse sand size with granules, locally fractured. The main diagenetic processes were: intense micritization of allochems; calcite rims (rare); microcrystalline and mosaic calcite filling interparticle and intraparticle pores; overgrowths covering echinoids; mechanical compaction; rare blocky dolomite interparticle and replacing oncoids and peloids. Porosity is reduced due to cementation and compaction, with poorly-connected intraparticle, fracture and rare interparticle pores. Average macroporosity is 0.8%, and permeability 0.100 mD.

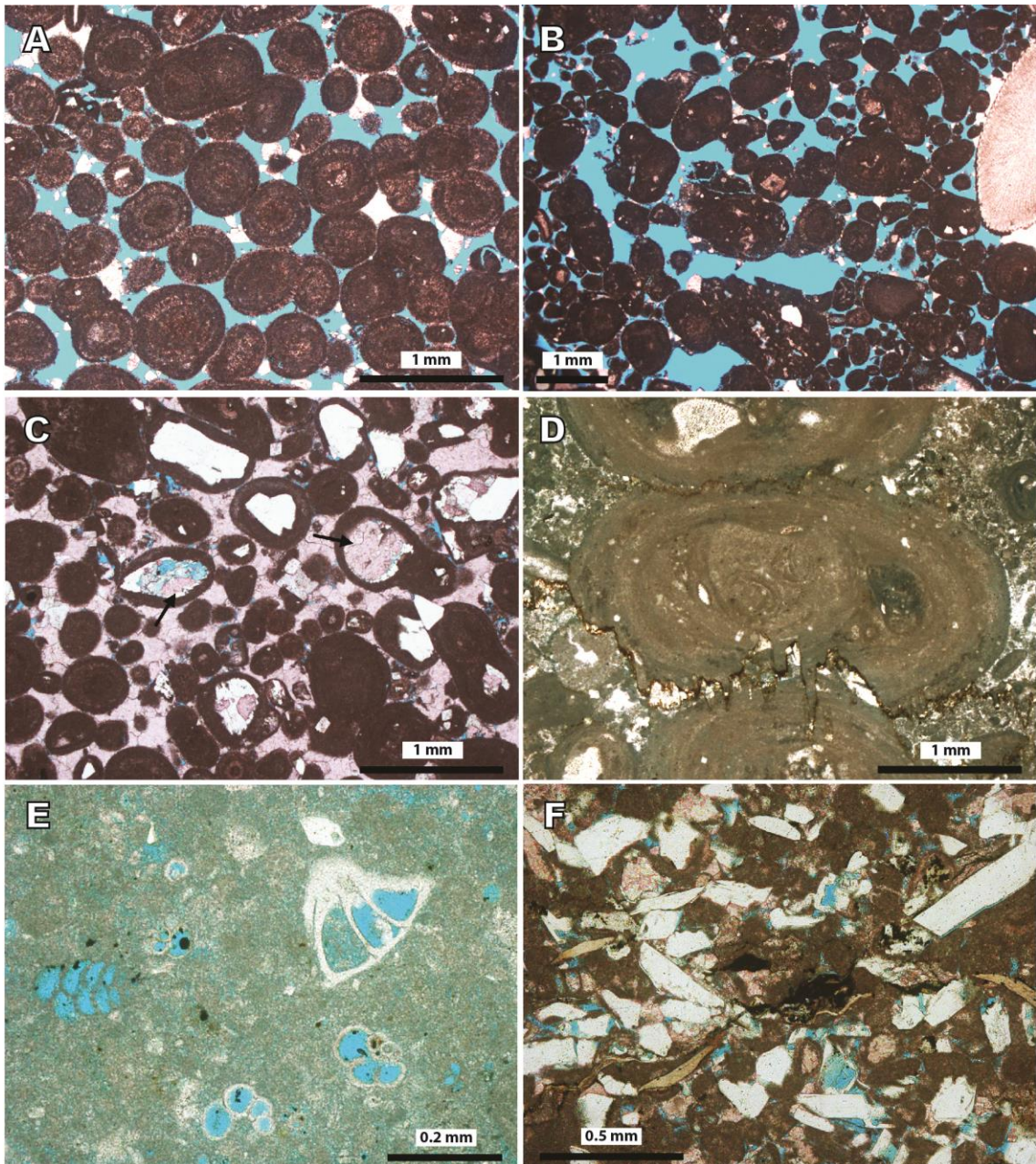
**CONCA (compacted oncolitic calcarenites):** Massive, fractured, stylolitized and poorly sorted rocks, medium to predominantly coarse sand size. The main diagenetic processes were: intense micritization of allochems; mechanical compaction; cementation by mosaic and microcrystalline calcite and rare calcite rims; rare blocky dolomite interparticle and replacing oncoids and peloids; chemical compaction and limited dissolution of grains. The pore system of this petrofacies is poorly connected owing mostly to compaction. Average macroporosity is only 3.3% and permeability 0.767 mD.

**CONPCR (compacted oncolitic peloidal calcirudites):** Poorly to very poorly sorted rocks, with medium to very coarse sand size, and granules, tight packing, massive and chaotic structure, stylolites and fractures. The main diagenetic processes were: intense micritization of grains; calcite cementation, as interparticle mosaic, overgrowths on echinoids and rarely as rims; mechanical and chemical compaction; blocky dolomite replacing grains and less commonly filling interparticle pores. The

pore volume is very limited due to poor sorting, presence of peloidal matrix, cementation and mainly by mechanical and chemical compaction. Poorly-connected intraparticle pores in oncoids and bioclasts, heterogeneously distributed vugs, and rare interparticle. Average macroporosity is 1% and average permeability 4.12 mD (Fig. 11D).

**PECA (peloidal calcarenites):** Massive, moderate to poorly sorted rocks of fine to medium sand size. The main diagenetic processes were: intense micritization; limited cementation by mosaic calcite, overgrowths covering echinoids and rims (rare), and filling intraparticle pores in benthic foraminifer bioclasts; blocky dolomite filling interparticle pores (rare) and replacing peloids and oncoids. Average macroporosity is low (3.9%), owing to mechanical compaction and cementation. Minor primary intraparticle porosity within chambers planktic and benthic foraminifers and secondary microporosity. Average permeability is 0.369 mD (Fig. 11E).

**HAR (hybrid arenites):** Rocks with mixed siliciclastic and carbonate grains, fine grained, well-sorted, with irregular lamination and tight packing, composed of angular and subangular grains of quartz, K-feldspars and biotite, with rare muscovite, garnet and plagioclase mixed with ooids, oncoids, peloids, bivalve, echinoid, benthic foraminifer and ostracod bioclasts. The main diagenetic processes: intense micritization of allochems; microcrystalline pyrite replacing biotite and carbonate grains; feldspars dissolution; rare kaolinite replacing feldspars and expanding muscovite; K-feldspars overgrowth; interparticle calcite mosaic, overgrowths covering echinoids (rare), and rarely expanding biotite grains; mechanical compaction. The pore system is poorly-connected, with rare interparticle pores, intraparticle pores in oncoids and ooids grains, and intragranular pores in feldspars. Average macroporosity is 2% and permeability 0.0055 mD. Mechanical compaction was the main mechanism of porosity reduction in this petrofacies (Fig. 11F).



**Figure 11.** Petrographic porosity features in the main reservoir petrofacies of the Quissamã Formation: A) **POOCA**, good reservoir quality, with primary interparticle porosity. //P. B) **PONCA**, good reservoir quality, with primary interparticle porosity and secondary intraparticle and vuggy porosity. //P. C) **CEOCCA**, poor reservoir quality, with primary and secondary porosity reduced by macrocrystalline calcite cementation. //P. D) **CONPCR**, poor reservoir quality, with primary porosity reduced by mechanical and chemical. //P. E) **PECA**, poor reservoir quality, with strong compaction and primary intraparticle porosity within planktic and benthic forams and microporosity within and among peloids. //P. F) **HAR**, poor reservoir quality, with primary and secondary porosity reduced by compaction and cementation. //P.

## 8. Discussion

### 8.1. Diagenesis of the Búzios Member

The lithologies of the Búzios Member were strongly altered by the intense dolomitization that modified the depositional texture and composition of the original deposits. Relict evidence suggests that carbonate deposits rich in oncoids and ooids, and hybrid sands with allochems and siliciclastic grains were transformed into the dolostones characteristic of the unit. Dolomitization processes also modified the pore system of these rocks significantly. The primary interparticle porosity was reduced, and converted into secondary intercrystalline pores, as observed in many dolostones (e.g., Kopaska, 1994). Large-scale dolomitization of carbonate platform and ramps occurs in shallow environments with limited seawater circulation under arid or semiarid climate (Warren, 2000; Machel, 2004). The Búzios carbonate sediments were deposited directly onto the Retiro Formation evaporites. Halokinesis of these underlying evaporites created several barriers to the free circulation of seawater, protecting shallow, saline lagoons. The large extension and volume of the dolomitized Búzios Member deposits indicate some determining factors for their dolomitization.

Machel (2004) indicated that the dolomitization of significant proportion of a carbonate platform requires circulation of large volumes of Mg-rich fluids during significant time periods. Additionally, the precursor carbonate deposits must present high porosity and permeability, and an effective hydrologic system for large-scale dolomitization (Jones et al., 2004). There are different mechanisms and models for the development of voluminous dolomitization (e.g., Machel and Mountjoy, 1986; Warren, 2000; Machel, 2004). The geologic and paleogeographic context of the Búzios Member indicates that the main dolomitization mechanism is possibly seepage refluxion (*sensu* Adams and Rhodes, 1960). According to this model, dense brines with high Mg/Ca ratio are generated by evaporation and  $\text{CaCO}_3$  and  $\text{CaSO}_4$  precipitation in lagoons, with restriction to seawater circulation provided by the barriers formed by the underlying evaporites. Infiltration of these brines through carbonate and hybrid sediments at the bottom of the lagoons would have promoted their dolomitization.

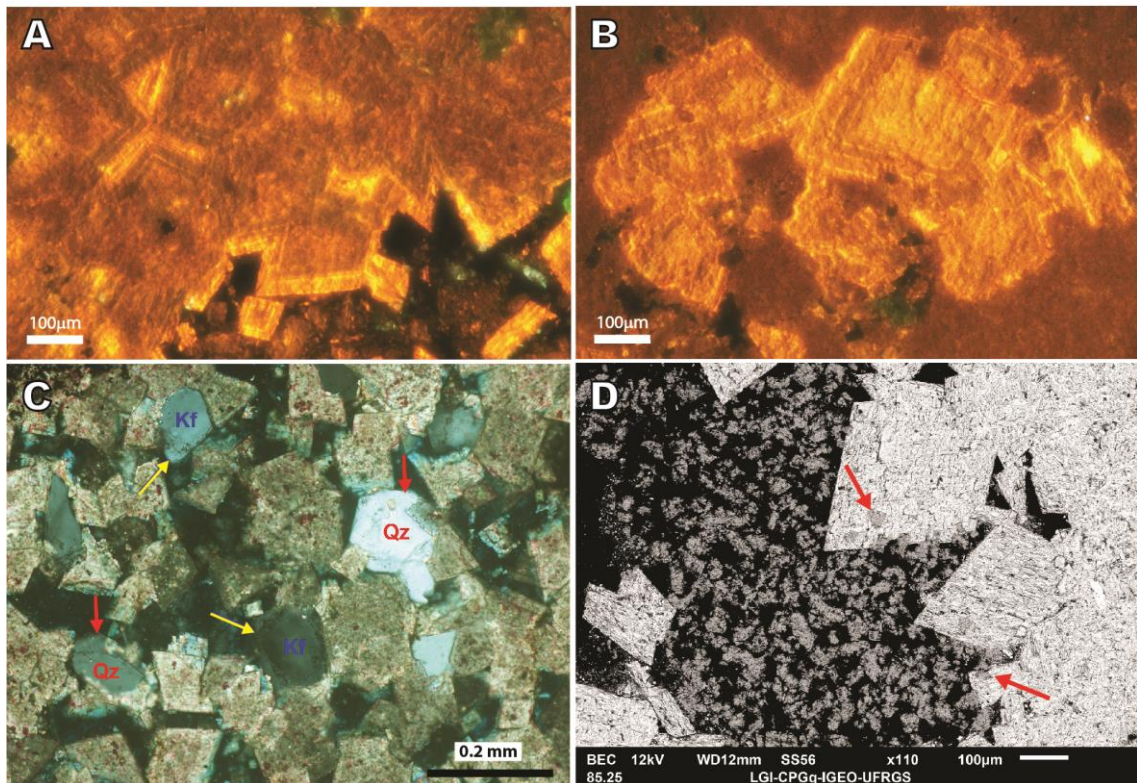
The Búzios Member dolostones show evidence of recrystallization, a process relatively common in rocks dolomitized in near-surface environments, owing to the



poorly organized crystalline structure of the early dolomites (Machel et al., 1996; Mazzulo, 2000; Machel, 2004). Recrystallization modifies the size and shape of the early, replacive dolomite crystals, as also does *overdolomitization* (*sensu* Lucia, 2004), the development of overgrowths on previously formed crystals due to the continued circulation of dolomite-saturated fluids (Fig. 12A). According to Choquette (2008), such syntaxial overgrowths may be formed during shallow burial, commonly with remarkable cathodoluminescence zonation owing to variations in the Eh and composition of the fluids (Fig. 12B).

Both the carbonate and the hybrid sediments of the Búzios Member experienced the same diagenetic processes. In the early marine phreatic stagnant environment, the allochems grains were micritized by the action of endolithic algae, bacteria and fungi (cf. Longman, 1980). Also in the early stagnant environment, framboidal and microcrystalline pyrite replaced the allochems, as well as feldspars, carbonaceous fragments, glauconite peloids, and mostly the biotite grains in hybrid arenites. Such early pyrite was formed by the bacterial reduction of dissolved  $\text{SO}_4^{2-}$  to  $\text{H}_2\text{S}$  (Berner, 1984, Machel et al., 1995). K-feldspar and quartz overgrowths on detrital grains are common in the hybrid arenites (Fig. 12C). K-feldspar was formed during early burial as continuous and discontinuous overgrowths covering microcline grains, as well as ingrowths in partially dissolved and fractured grains. These overgrowths and ingrowths are probably related to the early dissolution of feldspar grains by meteoric water, infiltrated due to climatic and sea level variations during early burial of the succession. Such early infiltration of meteoric water promoted the dissolution of metastable allochems, forming moldic pores, as well as the replacing of feldspar grains by kaolinite booklets (Fig. 12D), and of muscovite grains by lamellar kaolinite. Partially dissolved fibrous gypsum occurrence is limited to fractures in the dolostones.

Owing to the intense dolomitization, the effects of mechanical compaction are little visible in the Búzios Member rocks, but ghosts of oncoids and peloids locally visible suggest a loose to normal packing. The supposed eogenetic calcite cementation was almost totally replaced by blocky dolomite, with very scarce remnants included in the dolomite rhombs. Chemical compaction was very rare and limited in the dolostones, due to the resistance of their crystalline framework to stress. There is no mesogenetic calcite cementation in the analyzed samples.



**Figure 12.** Images of diagenetic processes in the Búzios Member: A) Cathodoluminescence (CL) image of zoned blocky dolomite with bright overgrowths partially filling the intercrystalline porosity. (B) CL image of zoned blocky dolomite (orange) replacing partially the calcite (dark red). C) Quartz overgrowths (red arrows) and K-feldspar overgrowths (yellow arrows) in hybrid arenite replaced and cemented by blocky dolomite. XP. D) Backscattered electrons (BSE) image of kaolinite booklets filling moldic pore and being partially engulfed by dolomite (arrows).

The sequence of diagenetic processes and products developed in the Búzios Member dolostones and hybrid arenites, defined from the textural relations among the diagenetic and primary constituents and with the porosity, visible or inferred despite the intense dolomitization, comprises the following (Fig. 13):

- 1) Intense micritization of bioclasts and other allochems.
- 2) Microcrystalline and framboidal pyrite replacing biotite, allochems and carbonaceous fragments.
- 3) Calcite cementation as fibrous and prismatic rims, overgrowths on echinoid bioclasts and as pore-filling mosaic.
- 4) K-feldspar overgrowths on microcline and orthoclase grains.
- 5) Limited mechanical compaction.

- 6) Intense dolomitization of allochems and calcite cement.
- 7) Limited fracturing.
- 8) Rare fibrous gypsum filling fractures.
- 9) Dissolution of undolomitized allochems and feldspar grains.
- 10) Kaolinite booklets replacing feldspars and lamellar replacing and expanding muscovite.
- 11) K-feldspar ingrowths within dissolved orthoclase grains; rare, discontinuous quartz overgrowths.
- 12) Recrystallization of blocky dolomite
- 13) Limited chemical compaction; rare stylolites.
- 14) Blocky dolomite replacing K-feldspar and quartz overgrowths, kaolinized grains; lining and reducing moldic pores; dolomite overgrowths on the early replacive dolomite.
- 15) Limited dissolution of gypsum and dolomite along fractures.

Diagenetic stages / Environments	MARINE	METEORIC	BURIAL	
Micritization	—			EODIAGENESIS
Microcrystalline pyrite	—			
Calcite		—		
Intense Dolomitization	—			
Dissolution		—		
Kaolinite			—	
Limited Compaction	- - - -	- - - - -		
K-Fds / Quartz overgrowths			- - - -	
Gypsum		- -		
Recrystalization			- - - -	
Limited stylolitization			- - - -	
Dolomitization			—	
Limited Dissolution			- -	

**Figure 13.** Schematic diagenetic sequence for the dolostones and hybrid arenites from the Búzios Member. Thick bars represent intense processes, thin and dashed lines progressively less prominent processes.

## 8.2. Reservoir quality of the Búzios Member

Three reservoir petrofacies (*sensu* De Ros and Goldberg, 2007) were defined for the analyzed rocks in the Búzios Member (Section 7.1). Some samples of the

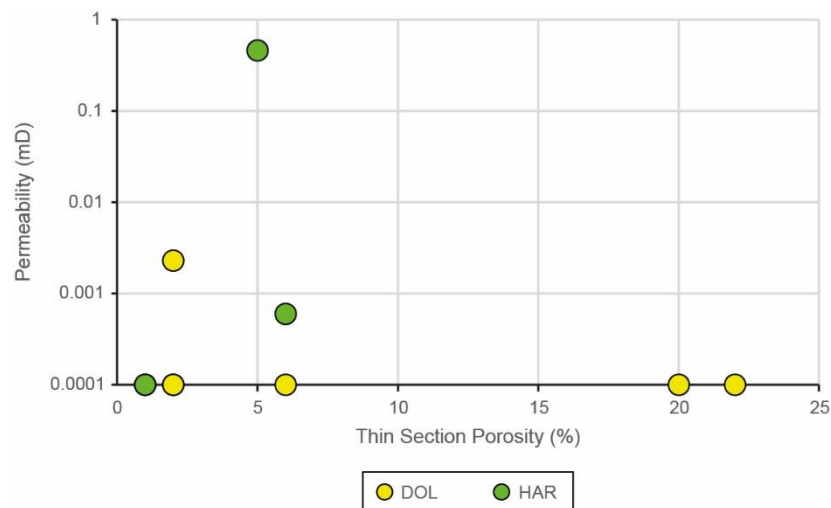
DOL petrofacies, corresponding to the dolostones, show high porosity, but limited permeability, resulting in a petrofacies with low reservoir quality (Table 8), and with poor correlation between macroporosity and permeability (Fig. 14). Their pore system is bimodal, composed by large moldic pores formed by the dissolution of oncoids and other allochems, poorly connected by small intercrystalline pores. The low permeability is caused by the reduction of the intercrystalline porosity by syntaxial overgrowths around the replacive dolomite crystals by the *overdolomitization* process (*sensu* Lucia, 2004), what obstructed most intercrystalline pores, drastically reducing the connectivity of the pore system. Elsewhere in the basin, the Búzios Member dolostones show excellent porosity and high permeability values (Carvalho, 2002).

**Table 8.** Values of petrographic porosity, petrophysical porosity and permeability of the reservoir petrofacies in the Búzios Member samples. X corresponds to cases devoid of petrophysical analyses.

Petrofacies		DOL	HAR	DBRE
Petrographic porosity	Avg. %	7.3	4.9	3.6
	Max. %	22	6.7	3.6
Petrophysical porosity	Avg. %	x	9.8	x
	Max. %	x	12.2	x
Petrophysical permeability	Avg. mD	0.0001	0.23	x
	Max. mD	0.0005	0.46	x
Microporosity	Avg. %	x	4.9	x

The HAR petrofacies, constituted by dolomitized hybrid arenites, also shows low reservoir quality in the analyzed wells, with isolated moldic and intragranular pores within dissolved feldspar grains, poorly connected by small intercrystalline pores. These rocks experienced intense grain dolomitization and two phases of cementation by dolomite, what reduced porosity and permeability (Table 8). Deep burial dissolution in the DOL and HAR petrofacies was limited to dissolution of fibrous gypsum that filled fractures formed during early burial.

The DBRE petrofacies corresponds to dolomitic breccia with a little effective pore system and small pore volume, with poorly connected moldic, intragranular (in dissolved feldspars) and intercrystalline pores, partially obstructed by kaolinite. Fracture and channel pores are partially filled by gypsum and dolomite cements, what reduced the connectivity and the permeability of this petrofacies. Dissolution during burial was very limited and focused along the fractures, which acted as conduits for acidic fluids that promoted the partial dissolution of gypsum and the formation of channel pores. Consequently, the three petrofacies recognized in the Búzios Member show bad reservoir quality, owing mostly to the low permeability induced by overdolomitization (Fig. 14).



**Figure 14.** A diagram showing the poor correlation between petrographic macroporosity and permeability in the analyzed samples of the Búzios Member.

### 8.3. Diagenesis of the Quissamã Formation

Intense micritization of the allochem particles was the first observed diagenetic process, developed in a stagnant marine phreatic environment under the action of microorganisms (Longman, 1980) immediately after the deposition of the Quissamã carbonate sediments. Still under the same conditions, microcrystalline and framboidal pyrite precipitated by bacterial reduction of sulfate dissolved in the seawater (Berner, 1984). In phreatic marine conditions of active circulation of seawater due to waves and currents, rims of aragonite and/or high-Mg calcite

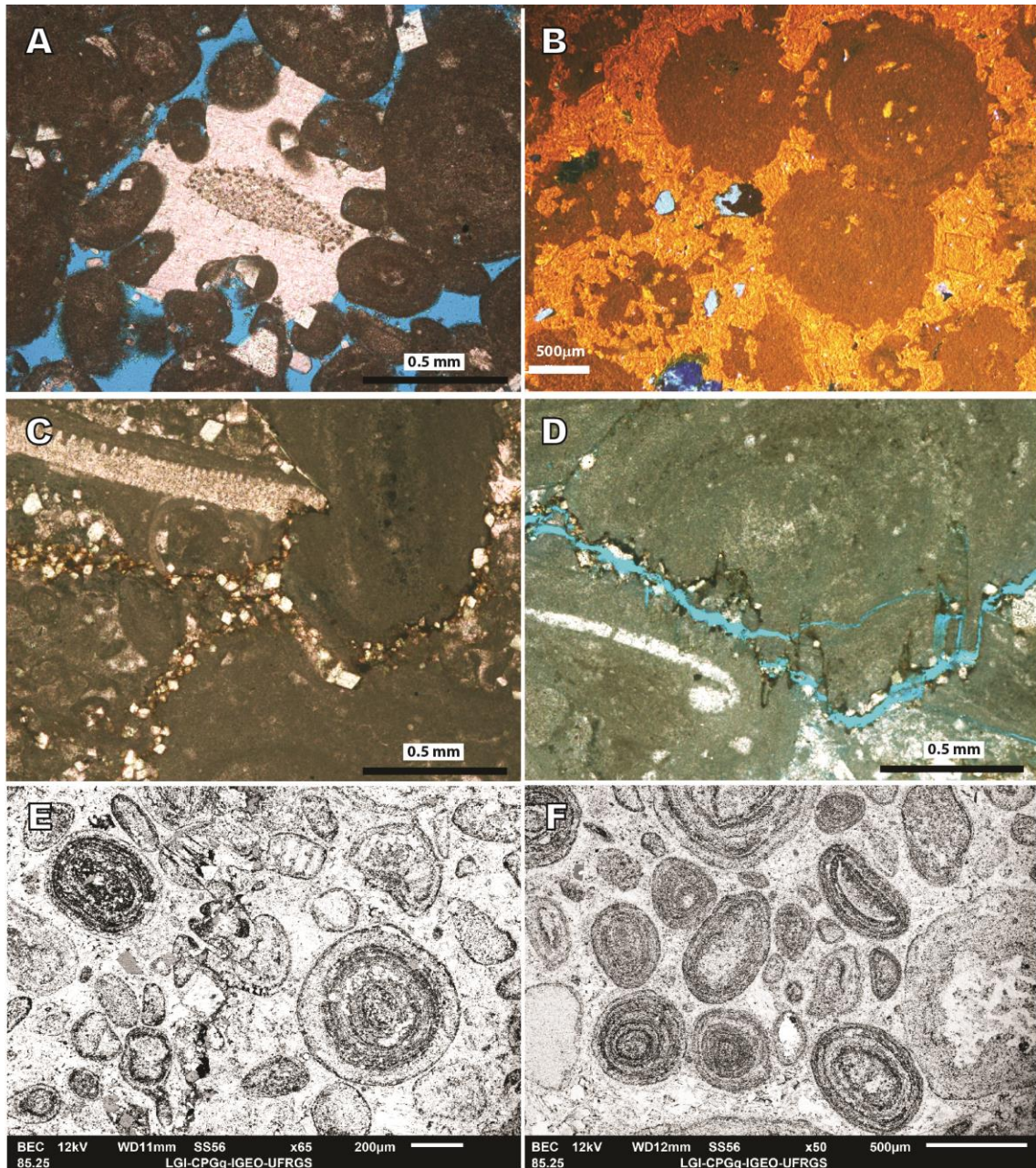
precipitated around the allochems (Longman, 1980; Moore and Wade, 2013). These rims, as well as some bivalve bioclasts, were recrystallized probably in a stagnant phreatic meteoric environment (Longman, 1980). The main phase of cementation occurred in phreatic conditions of active infiltration of meteoric water, with the pre-compactional precipitation of syntaxial overgrowths around echinoid bioclasts (Fig. 15A), prismatic rims around other particles and pore-filling mosaic macrocrystalline calcite (Longman, 1980; Choquette, 1984). In many sites in the Quissamã limestones, however, percolation of sub-saturated meteoric fluids probably owing to sea-level fluctuations (Longman, 1980; Tucker and Wright, 1990; Moore, 2001) promoted carbonate dissolution, with generation of moldic and intraparticle pores in ooids, oncoids and bioclasts, and locally of vuggy pores, and the formation of intragranular pores and kaolinite from the dissolution of feldspars (Worden and Morad, 2003). The formation of blocky dolomite in the Quissamã limestones was limited to replacement of peloids and eogenetic calcite cements in some samples (Fig. 15B), its precipitation probably related to the mixing of meteoric and marine fluids (Warren, 2000).

Early fracturing of the limestones was promoted by faulting related to halokinesis in the underlying Retiro evaporites (Figueiredo and Mohriak, 1984; Carozzi and Falkenhain, 1985; Baumgarten and Scutta, 1988; Guardado et al., 1989; Demercain et al., 1993; Bruhn, 2003, Habermann et al., 2018). Mechanical compaction effects, such as the rearrangement of grains, fracturing of bioclasts and spalling of micritized envelopes, were significant only in rocks without significant eogenetic cementation. The same is observed in poorly-cemented rocks as consequence of stronger chemical compaction through the generation of stylolites and sutured interparticle contacts, with resulting destruction of primary porosity. Eogenetic dolomite crystals are residually concentrated along the stylolites owing to its lower solubility, and consequent milder pressure dissolution, relative to calcite (Fig. 15C). The formation of stylolites normally severely impact the porosity, vertical permeability and fluid flow of carbonate successions (Alsharhan and Sadd, 2000). Martin-Martin et al. (2015) observed that stylolites acted as effective barriers for the flow of ascending Mg-rich hydrothermal fluids. However, according to Heap et al. (2014), stylolites only constitute effective barriers where the distribution of residual, fine-grained, low-permeability materials, such as clays, organic matter and oxides, is approximately continuous and uniform along these structures. Insoluble residues

tend to concentrate in approximately horizontal parts, while the steep stylolite flanks are more prone to dissolution, although this depends also on the thickness and type of the residues, as well as on the shape of the stylolites (Koehn et al., 2016). Another important impact of stylolitization is the increase of carbonate in solution, which may precipitate as late burial cements (Bathurst, 1984; Choquette and James, 1987). However, stylolites may also serve as conduits for the flow of dissolving fluids during burial.

Barnett et al. (2018) interpreted that the dissolution along stylolites in Eocene-Oligocene limestone offshore reservoirs from India was promoted by the percolation of corrosive fluids through these structures during burial. The same process took place in the compacted Quissamã limestones, but very heterogeneously, owing to the presence of stylolites with variable amplitude and of dissolution seams. Where burial dissolution formed channel pores along stylolites, secondary intraparticle porosity and vugs are also observed (Fig. 15D). Dissolution and generation of channel pores along high-amplitude stylolites normally occur mostly along their flanks (Koehn et al., 2016). Such secondary pores may act as conduits for the migration of hydrocarbons, or for the flow of evolved brines, which may promote the precipitation of calcite and dolomite, fluorite, sphalerite and other late diagenetic minerals close to the stylolites (Paganoni et al., 2016). Those authors observed that Cretaceous limestones of a giant oilfield located in an anticline from Abu Dhabi display more stylolites, and with higher amplitudes, in the flanks of the structure (water zone) than in the crest (oil zone), suggesting inhibition of the stylolitization by oil emplacement.

In the analyzed Quissamã limestones, stylolites are more common in oncolitic-peloidal calcirudites and calcarenites. Oolitic calcarenites are normally devoid of stylolites. Besides vugs and channels, the dissolution along stylolites commonly generated abundant intraparticle micropores ( $\leq 10\mu\text{m}$ ). Burial dissolution and porosity generation is observed essentially along the flanks of larger amplitude stylolites, while stylolites of small amplitude and dissolution seams show only residual concentration of dolomite, pyrite and organic matter, but not late dissolution features.



**Figure 15.** Images of diagenetic processes in the Quissamã Formation: A) Large, pre-compaction syntaxial overgrowth around echinoid bioclast. //P. B) CL image of intense cementation and grains replacement by zoned blocky dolomite (orange). C) Residual concentration of blocky dolomite along stylolites. //P. D) Dissolution along stylolite forming secondary channel porosity. //P. E) BSE image of oolitic-oncolitic calcarenite with intraparticle microporosity owing to the partial dissolution of grains and incipient stylolite. F) BSE image of oncolitic-oolitic calcirudite with intraparticle microporosity.

The burial dissolution of carbonate rocks typically promotes enlargement of the preexisting pores, forming channels and vugs (Brock, 1980; Moore and Druckan,



1981). According to Mazzulo and Harris (1991), the development of mesogenetic dissolution of carbonate rocks is essentially related to the organic diagenesis developed in associated source rocks. Organic matter maturation, hydrocarbons degradation and thermochemical sulfate reduction are different processes that may generate dissolving fluids rich in organic acids, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>S (Tissot and Welte, 1987; Surdam, 1984; 1989). Among these, H<sub>2</sub>S produced by the thermogenic sulfate reduction is considered the most efficient, owing to its higher dissolving capacity (Heydari, 1997; Machel, 2001). During burial, these fluids may migrate through stylolites, faults and fractures to the affected carbonate rocks (Mazzulo and Harris, 1991). The distribution of secondary porosity generated during burial depend on several factors, including that the volume and concentration of fluids enriched in CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S and organic acids be high enough to compensate for the neutralization due to the rapid dissolution of carbonates (Mazzulo and Harris, 1991). This makes it essential focusing the dissolving fluids through faults, fractures and stylolites for the generation of significant porosity during burial (Giles, 1987). Another important aspect to consider is the partial consumption of the solvents already in the source rocks (Surdam 1984, 1989; Giles and Marshall, 1986).

The mesogenetic dissolution observed in the Quissamã limestones may have been aided by percolation of the dissolving fluids through fractures generated by halokinesis in the underlying Retiro evaporites. Beavington-Penney et al. (2008) related the burial dissolution observed in Eocene carbonates from Tunisia to the percolation of CO<sub>2</sub>-charged fluids through a network of fractures generated by the halokinesis of an underlying salt dome. Another probable agent of burial dissolution in the analyzed carbonates is H<sub>2</sub>S generated by thermochemical sulfate reduction from the underlying evaporites, as observed in reservoirs from Canada and Germany (Machel and Buschkuehle, 2008; Biehl et al., 2016).

In this study, micropores are considered those smaller than  $\leq 10\mu\text{m}$ . The volume of microporosity, calculated from subtracting petrographic macroporosity from the total petrophysical porosity, is up to 8.6%, with an average of 5.4%. Secondary intraparticle microporosity within ooids, oncoids and bioclasts is very common in the analyzed rocks, coexisting with macroporosity in all limestone facies, including the porous, cemented and compacted ones, close to stylolites (Fig. 15E). This suggests two phases of generation of dissolution microporosity in the reservoirs: one

eogenetic, owing to meteoric fluids, and another during burial, generated by acidic fluids that migrated through the stylolites.

Hashim and Kaczmarek (2019) reviewed the origin and nature of microporosity in limestones, ascribing it mostly to the stabilization of aragonite and high-magnesium calcite (HMC) to microcrystalline low-magnesium calcite (LMC), implying that microporosity is not generated during this dissolution-precipitation process, but rather inherited from the precursor sediments. Our observation of the distribution of intraparticle dissolution microporosity (mostly within ooids and oncoids) does not support that general interpretation. The development of microporosity during eodiagenesis of shallow water carbonates by the action of meteoric fluids is very widespread and recognized (James and Choquette, 1984). Comparatively, relatively few researchers described the generation of micropores during burial. Dravis (1989) observed intraparticle microporosity within compacted ooids in Jurassic limestones from Texas, ascribing it to dissolution during deep burial, after compaction and bitumen emplacement in the Haynesville gas reservoir. Similarly, Barnett et al. (2010) related the distribution of microporosity in Eocene-Oligocene carbonates from India to dissolution developed in a deep burial environment, interpreted as associated to mechanical inversion and the percolation of fluids through stylolites and fractures, with generation of channels and vugs, as in the analyzed Albian limestones.

In the studied Quissamã Formation limestones, the cemented calcarenites and calcirudites contain in average 5.2% of microporosity, the compacted rocks in average 7.4%, and the porous oolitic and oncolitic calcarenites only 2.6% (Table 9). Ooids are normally more dissolved than oncoids (Fig. 15F), particularly in the cemented and compacted calcarenites. This is the opposite to what was observed by Bliefnick and Kaldi (1996) in Jurassic oolitic calcarenites from Arkansas, where microporosity is more abundant in rocks with more macroporosity, what is probably related to an eogenetic origin. Therefore, the preferential distribution of microporosity in compacted and cemented Quissamã calcarenites, since the porous calcarenites present low microporosity (Table 9), is probably related to mesogenetic dissolution developed under relatively deep burial.

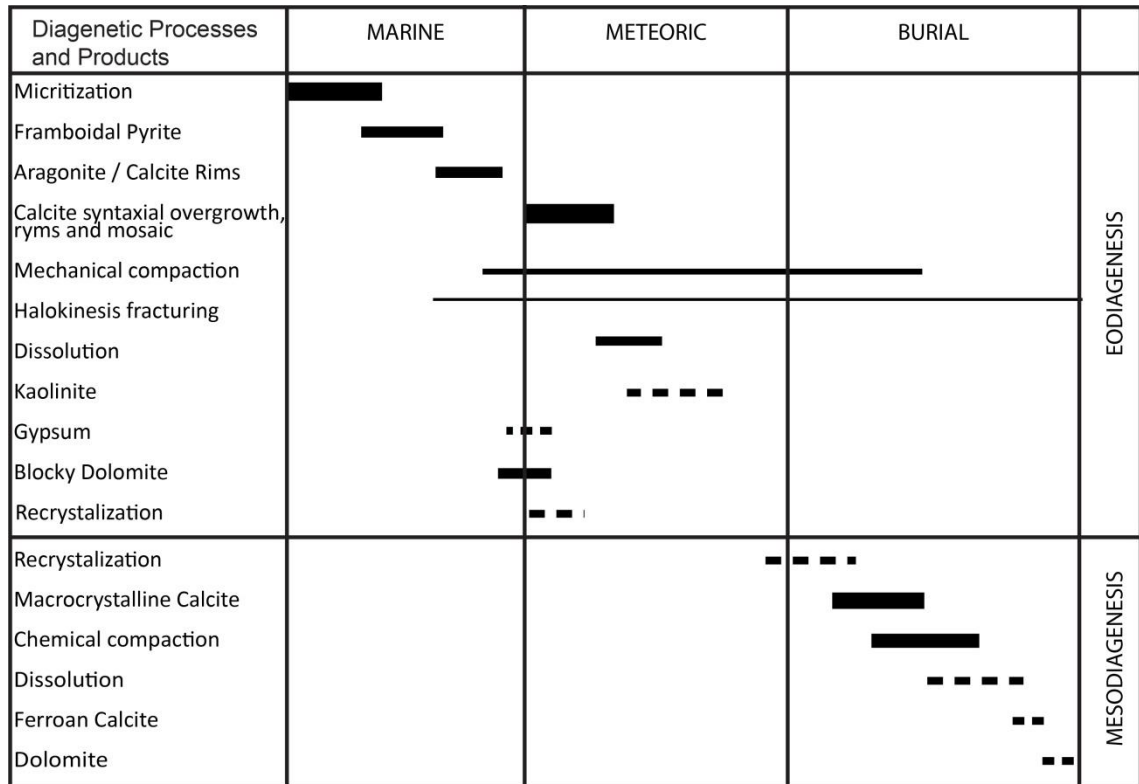
The sequence of diagenetic processes and products in the studied Quissamã Formation limestones (Fig. 16), defined based on textural paragenetic relations

among the primary and diagenetic constituents, and with the porosity, is typically as follows:

- 1) Intense micritization of bioclasts and other allochems.
- 2) Microcrystalline and framboidal pyrite replacing allochems, biotite, and filling intraparticle pores in forams.
- 3) Fibrous rims of aragonite and/or magnesian calcite covering allochems.
- 4) Syntaxial calcite overgrowths covering echinoid bioclasts; prismatic calcite rims covering other allochems; calcite mosaic partially filling interparticle pores.
- 5) Heterogeneous mechanical compaction, through grains rearrangement, and local fracturing of bioclasts and rims.
- 6) Limited and irregular fracturing developed owing to shallow halokinesis.
- 7) Scarce fibrous gypsum filling fractures.
- 8) Blocky dolomite in interparticle pores, in intraparticle pores within bioclasts, replacing allochems and calcite cement.
- 9) Dissolution of feldspar grains at the nuclei of ooids and oncoids, and less frequently of bioclasts and other allochems, promoting generation of secondary intraparticle porosity.
- 10) Scarce kaolinite booklets replacing the feldspar nuclei of oncoids and ooids, and lamellar kaolinite expanding muscovite grains.
- 11) Recrystallization of aragonite and/or magnesian calcite rims and, less commonly, of bivalve bioclasts.
- 12) Macrocrystalline and blocky calcite filling interparticle, intraparticle and fracture pores, and engulfing dolomite.
- 13) Heterogeneous chemical compaction, generating concave-convex and sutured interparticle contacts, and stylolites of variable amplitude.
- 14) Macrocrystalline and poikilotopic calcite and ferroan calcite filling interparticle and intraparticle pores.

15) Burial dissolution concentrated along stylolites and fractures, promoting dissolution of allochems, calcite cement, gypsum, and generation of microporosity, vugs and channel pores.

16) Macrocrystalline dolomite filling secondary pores, and syntaxial overgrowths on early rhombs (overdolomitization).



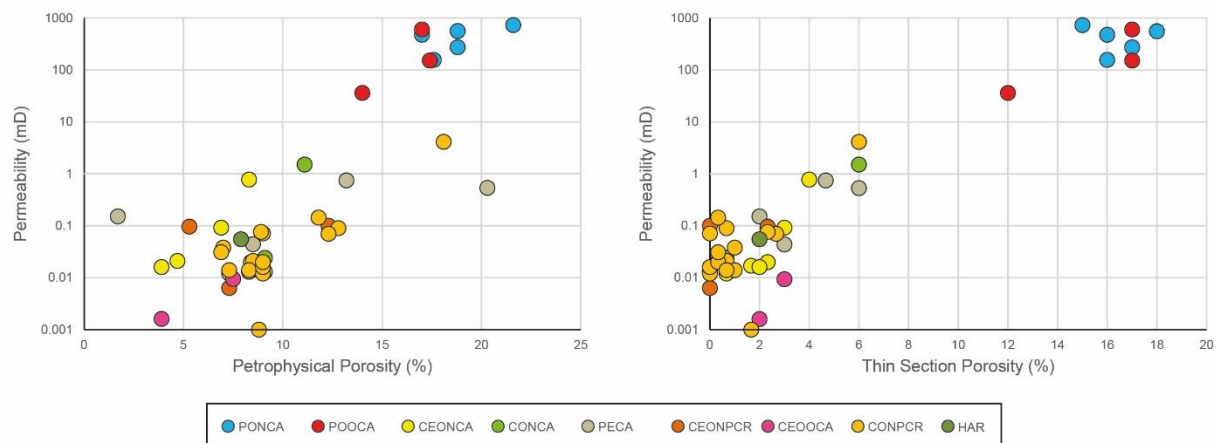
**Figure 16.** Schematic diagenetic sequence for the limestones in the Quissamã Formation. Thick bars represent intense processes; thin and dashed lines progressively less prominent processes.

### 8.4. Reservoir quality of the Quissamã Formation

Nine reservoir petrofacies (*sensu* De Ros and Goldberg, 2007) were defined for the Quissamã Formation rocks. Their reservoir quality is related to the primary composition and texture, but mostly to the intensity of the developed diagenetic processes. Porosity and permeability of the different petrofacies vary widely (Table 9). Two petrofacies show good porosity and reservoir quality. **POOCA** (Porous Oolitic Calcarenites), deposited in high-energy environments, shows good preservation of

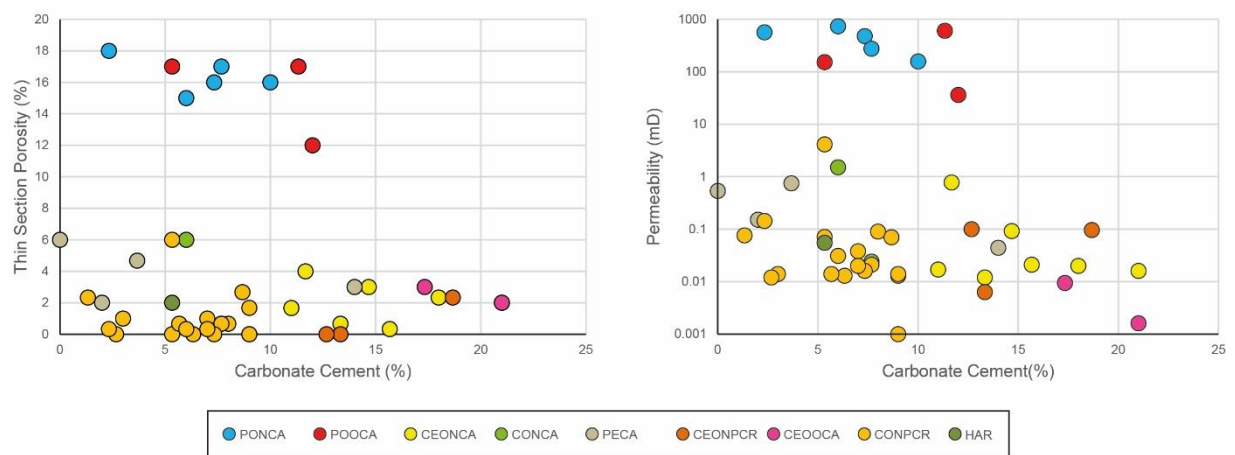
primary interparticle porosity owing to limited cementation and compaction. The pore system of this petrofacies is homogeneously distributed, with a good to moderate connectivity among pores. The eogenetic cementation by calcite rims and syntaxial overgrowths helped sustain the framework. The interparticle volume is larger in areas cemented by such syntaxial calcite overgrowths. Although the rims have reduced pore throats, partially affecting pore connectivity, permeability in these rocks is still good (Fig. 17) due to the small thickness of the rims. Secondary porosity generation was limited to some intraparticle pores in ooids, which do not significantly contribute for the reservoir quality of this petrofacies.

Another petrofacies of good reservoir quality, **PONCA** (Porous Oncolitic Calcareenites), deposited in moderate to high-energy environments, is quite similar to POOCA in relation to the positive effect of diagenesis for primary porosity preservation. The partial cementation by calcite rims and syntaxial overgrowths helped limit porosity reduction by compaction. Besides the preserved primary interparticle porosity, this petrofacies has significant volumes of moldic and vuggy secondary porosity formed during eodiagenesis, what contributes to the general good permeability and porosity (Fig. 17). Intraparticle dissolution pores contribute to the total macroporosity volume, though not to permeability due to their poor connectivity.



**Figure 17.** Plots of permeability *versus* petrophysical porosity and petrographic porosity for the analyzed samples. The deviation observed in low permeability samples is due to microporosity.

The cemented petrofacies **CEOOCA**, **CEONCA** and **CEONPCR** (cemented oolitic / oncolitic calcarenites and calcirudites), deposited in high to moderate-energy environments, show poor reservoir quality, owing to their intense carbonate cementation. These rocks have fairly large interparticle volume preserved from compaction by the pervasive early cementation, but that resulted in strong reduction of porosity and permeability (Fig. 18). Both the primary interparticle porosity and the secondary intraparticle, moldic, vuggy and fracture pores are practically obliterated by calcite and/or dolomite cements.



**Figure 18.** Plots of carbonate cement volume versus petrographic porosity and permeability in the analyzed Quissamã samples, showing the reduction of macroporosity and permeability by cementation.

In **CONCA**, **CONPCR** and **PECA** petrofacies (compacted oncolitic calcarenites, oncolitic peloidal calcirudites and peloidal calcarenites), deposited in moderate energy environments, the main mechanism of porosity reduction was mechanical and chemical compaction (Fig. 18). In these rocks, the limited eogenetic cementation was unable to support the framework against compaction. The limited early cementation of the peloidal rocks was probably a result of their original limited permeability, as well as the smaller mechanical strength of carbonate peloids relative to other allochems. Nevertheless, owing to the occurrence of open fractures, some PECA peloidal calcarenites show relatively higher permeability than other compacted facies, despite lack of evidence of burial dissolution displayed by the latter. Early burial fractures were obstructed by calcite cement. Secondary intraparticle

dissolution pores are not effective for permeability, as they are essentially isolated. Permeability in the compacted petrofacies was promoted by burial dissolution along stylolites forming channels and vugs, and by late fractures that cut veins and stylolites. These secondary pores offer connection between porous levels constituted by other petrofacies. Nevertheless, the intrinsic reservoir quality of these petrofacies is low.

The hybrid arenites petrofacies **HAR** shows low reservoir quality, owing to its non-effective pore system of essentially isolated intragranular pores in feldspars, intraparticle pores in allochems and rare moldic pores. The limited early cementation favored compaction that reduced porosity and intergranular space. The low porosity and permeability values (Fig. 18) is due to a few open fractures. These rocks have no reservoir potential.

**Table 9.** Values of petrographic porosity, petrophysical porosity and permeability of the petrofacies defined in the analyzed Quissamã Formation samples.

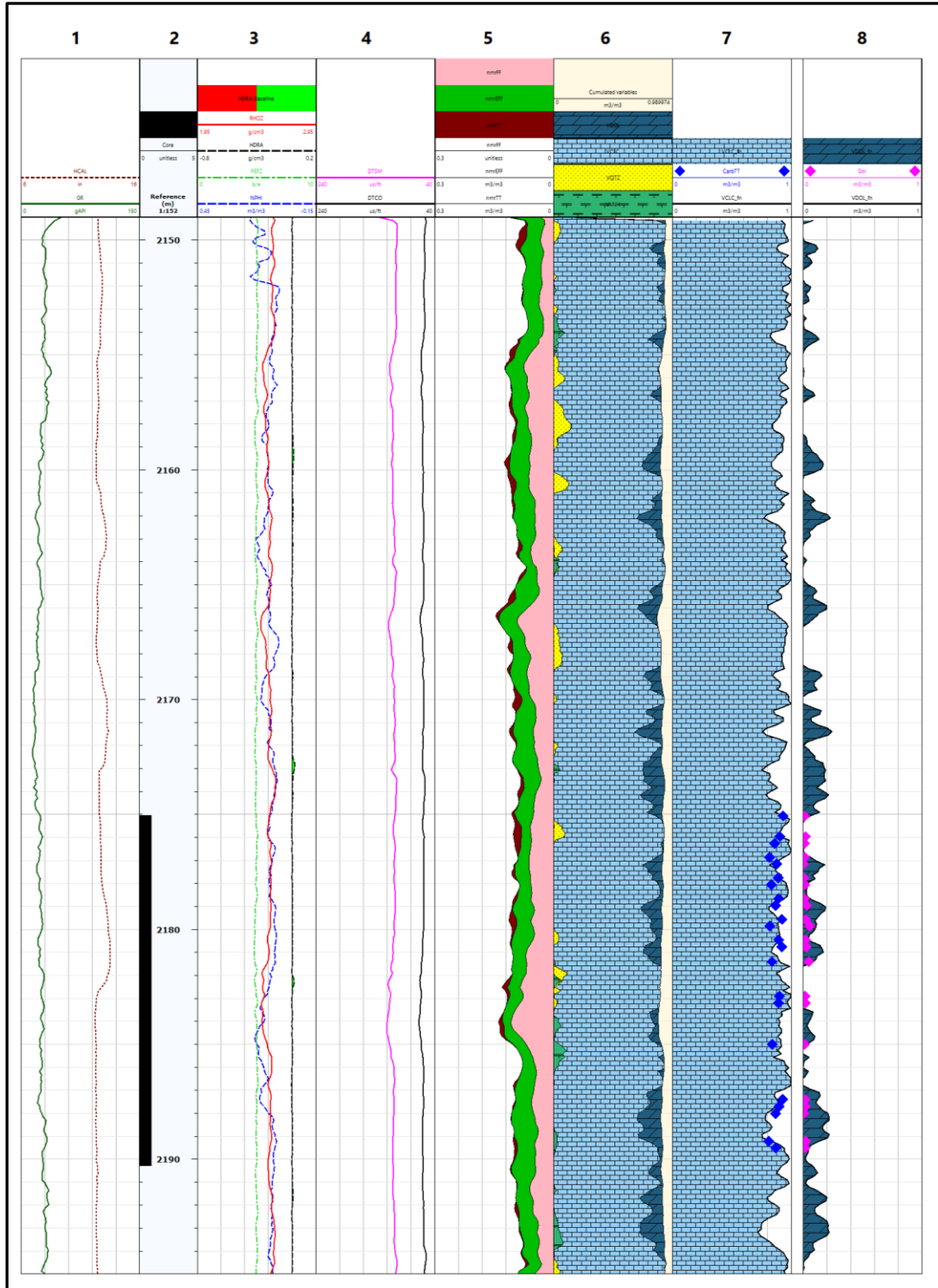
<b>Petrofacies</b>		<b>POOCA</b>	<b>PONCA</b>	<b>CEOOCA</b>	<b>CEONCA</b>	<b>CEONPCR</b>	<b>CONCA</b>	<b>CONPCR</b>	<b>PECA</b>	<b>HAR</b>
<b>Petrographic porosity</b>	Avg. %	13	16.4	2.5	2	0.8	3.3	1	3.9	2
	Max. %	17	18.3	3	4	2.3	6	6	4.7	2
<b>Petrophysical porosity</b>	Avg. %	15.9	18.7	5.7	6.9	8.3	10.1	9.6	10.9	7.9
	Max. %	17.8	21.6	7.5	8.8	12.3	11.1	18.1	20.3	7.9
<b>Petrophysical permeability</b>	Avg. mD	320	440	0.0055	0.136	0.067	0.767	0.265	0.369	0.055
	Max. mD	604	734	0.0094	0.775	0.100	1.51	4.12	0.748	0.055
<b>Microporosity</b>	Avg. %	2.9	2.3	3.2	4.9	7.5	6.8	8.6	7.0	5.9



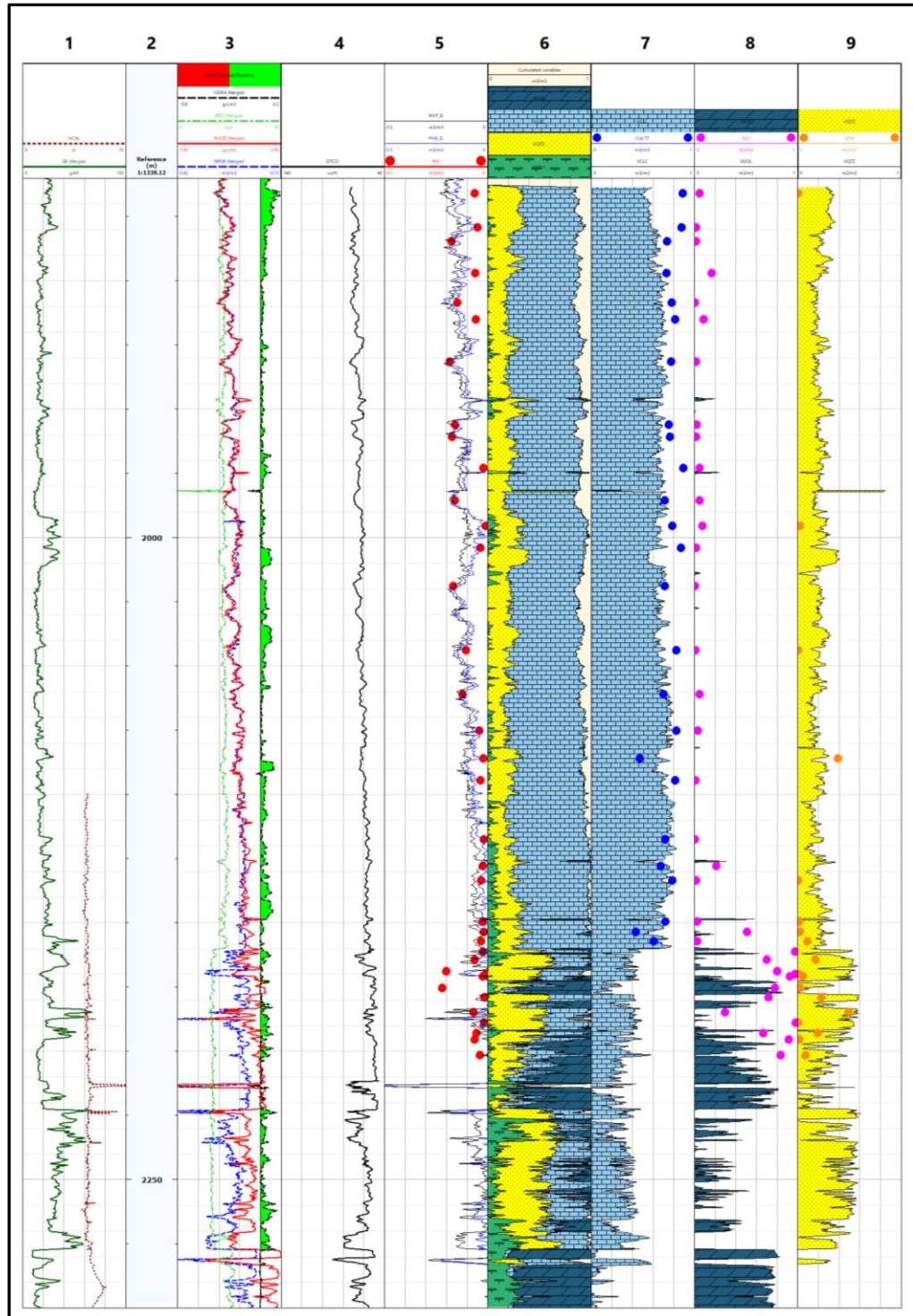
## 8.5. Petrophysical aspects of the analyzed section

A log-based mineralogical petrophysical model was applied to wells 1-OGX-18-RJS and 6-OGX-32P-RJS to obtain the main mineralogical constituents. Figures 19 and 20 show the two well log and petrography data, compared with the mineralogical inversion (tracks 6 to 9). Figure 19 shows the cored interval (track 2), while Figure 20 shows the sidewall plugs (tracks 7, 8 and 9) that were characterized in the petrography. Figure 20 also shows a comparison between total and effective porosities (from density logs) with porosity from the petrography description (track 5). From figures 19 and 20, it is possible to observe a good match between the constructed (log-based) mineralogical model and the petrographic results for both wells (tracks 7 to 9). The calibrated log model also displays the mineralogical control over petrophysical values. Laboratory data show that porosity decreases with increasing dolomite content (Fig. 20 – tracks 5, 6 and 8). The larger silica content observed in tracks 6 and 9 of Figure 20 corresponds to the hybrid arenites described in the Búzios Member.

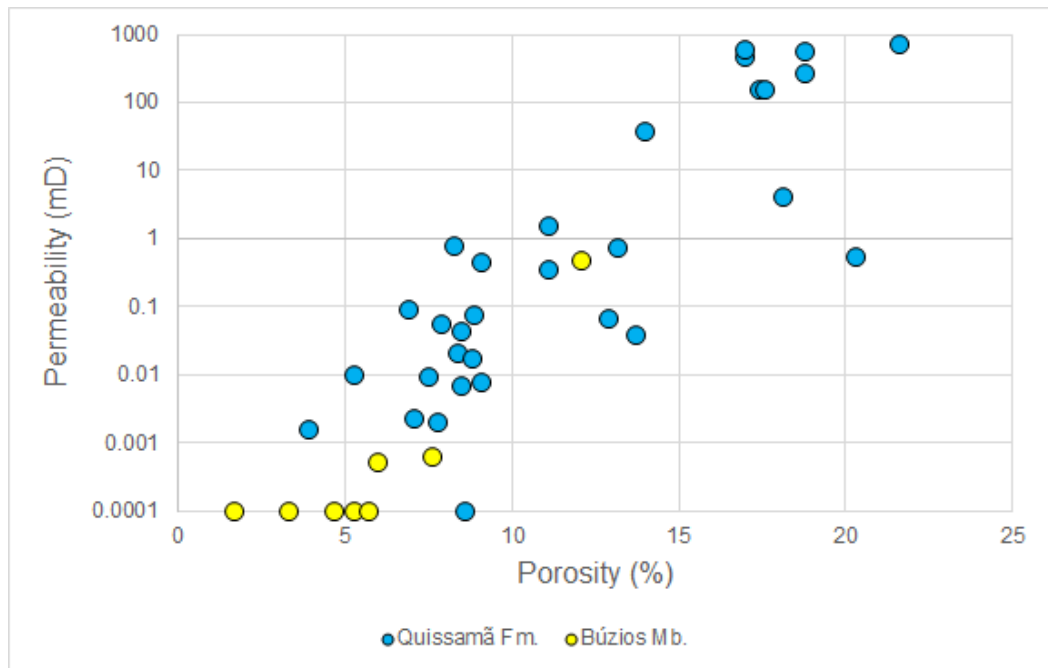
Petrophysical porosity and permeability data of the Quissamã Formation show a fair correlation (Fig. 21), with some deviant samples owing to diagenetic factors and to the presence of microporosity. Three groups of samples are seen in Figure 21. The first group has higher porosity and permeability, corresponding to porous rocks with good pore connectivity. The second group, with high to medium porosity, but low (<1mD) permeability, is constituted by rocks with poorly-connected moldic and intraparticle pores, and microporosity. The third group has both low porosity and permeability, with limited microporosity. The dolostones and dolomitized hybrid arenites of the Búzios Member show no correlation, owing to the overdolomitization and reduced connectivity of the moldic pores.



**Figure 19.** Mineralogical log computation for well 1-OGX-18A-RJS, with tracks: 1-Gamma-ray/Caliper; 2-Depth/Core interval; 3-Neutron/Density/PEF; 4-Sonic; 5-NMR porosity; 6-Calculated mineralogical logs; 7-Calculated calcite/Petrography calcite contents; 8-Calculated dolomite/Petrography dolomite contents.



**Figure 20.** Mineralogical log computation for well 6-OGX-32P-RJS, with tracks: 1-Gamma-ray/Caliper; 2-Depth; 3-Neutron/Density/PEF); 4-Sonic; 5-Density based Total and Effective porosity/Lab Porosity; 6-Calculated mineralogical logs; 7-Calculated calcite/ Petrography calcite content; 8-Calculated dolomite/Petrography dolomite contents; 9- Calculated silica/Petrography silica contents.



**Figure 21.** A plot of petrophysical porosity *versus* permeability of the studied Búzios and Quissamã samples.

### 8.6. Implications for the exploration of similar reservoirs

The reservoir quality of carbonate and hybrid deposits in the southern Campos Basin is strongly controlled by diagenetic processes developed at different times during their evolution. Hybrid arenites in the Búzios Member and the Quissamã Formation display reduced macroporosity and permeability, owing to their compaction and to the intense calcite and dolomite cementation. Porosity in these hybrid rocks is represented by isolated pores (intragranular in feldspar grains and moldic), hence these constituting a lithotype with no reservoir potential.

Dolostones, the main lithologic type of the Búzios Member, show high macroporosity in some samples, although with reduced permeability, as their pore system is constituted by poorly-connected moldic pores. In these rocks, overdolomitization reduced the intercrystalline porosity and the connectivity among pores, resulting in low reservoir quality.

The distribution of macroporosity and permeability is strongly heterogeneous in the calcarenites and calcirudites of the Quissamã Formation, the main factor for this variation being the differential action of diagenesis during their early and burial

evolution. Since high-energy deposits at the top of shoals and moderate energy deposits along the flanks display either good or bad porosity and permeability, depositional texture and composition do not seem to have influenced reservoir quality much. Preservation of primary porosity was essentially conditioned by early cementation, as the limestones with good porosity and permeability are those with partial cementation by calcite rims covering the allochems, and syntaxial overgrowths on echinoid bioclasts. These eogenetic cements supported the framework, preventing the strong reduction of intergranular porosity by compaction. Permeability reduction by the rims was significant, though not severe. Both the high-energy oolitic deposits and the moderate-energy oncolitic deposits may display good or bad reservoir quality, depending more on the intensity of diagenetic processes than on the depositional facies. The best reservoirs display preserved primary porosity, along with secondary pores formed during eodiagenesis and subordinately during burial.

In the peloidal calcarenites and oncolitic calcirudites deposited in moderate-energy environments, diagenesis plus depositional texture and composition controlled reservoir quality. Fine to very fine-grained peloidal calcarenites were slightly cemented during eodiagenesis and strongly compacted, resulting in low porosity and permeability, with isolated intraparticle pores within planktic forams, moldic pores and rare interparticle pores (average macroporosity = 3.9 %). Likewise, the reservoir quality of the oncolitic-peloidal calcirudites is low, owing to limited eogenetic cementation and strong compaction, or rarely to intense cementation. These rocks present in average 1 % of macroporosity, essentially represented by secondary pores formed during burial by dissolution along stylolites.

Although stylolites normally represent barriers to fluid flow, they may also, in some cases, act as conduits for solvent fluids during burial. Large hydrocarbon accumulations may occur in strongly compacted and stylolitized limestones, as in the Thamama Kharai and Shuaiba formations from Abu Dhabi (Strohmenger et al., 2006). Another interesting aspect of burial dissolution in the studied Quissamã limestones is observed in fractures cutting the stylolites. The fractures formed during early, pre-compactional, halokinesis-related deformation are normally filled by calcite veins, or transformed into stylolites during further burial. Conversely, fractures formed after stylolitization are commonly not cemented, but rather expanded by dissolution as channel pores, particularly where cutting stylolites affected by late dissolution

themselves. Understanding the role of local tectonics on stylolitization and fracturing seems, therefore, important for the exploration of the Albian reservoirs.

On the other hand, the conspicuous abundance of intraparticle microporosity represents a problem for the evaluation of Albian reservoirs in the basin, impacting the calculation of oil saturation due to the high irreducible water volume contained in the micropores, and consequent low resistivity (Pittman, 1971; Cantrell and Hagerty, 1999). Significant deviations in the correlation between porosity and permeability of the analyzed limestones (Fig. 21) are essentially related to the heterogeneous distribution of microporosity.

The succession and distribution of diagenetic processes generated heterogeneous pore systems and compartmentalization in the studied carbonates. Appreciation of the patterns of diagenetic processes, including cementation, compaction and stylolitization, and of how these processes controlled porosity and permeability is, therefore, paramount for the exploration and production of the Albian carbonates in the Campos Basin, as well as of similar carbonate reservoirs elsewhere.

## **9. Conclusions**

- Five depositional facies were defined in the analyzed section of the Quissamã Formation, including carbonate and mixed sediments deposited in high and moderate energy environments in a shallow carbonate ramp under the influence of an arid climate. The identified lithologic types comprise: oolitic calcarenites deposited in high-energy shoal tops, oncolitic-peloidal calcarenites and calcirudites, and peloidal calcarenites from moderate-energy shoal flanks, and hybrid arenites deposited under high to moderate energy. The basal Búzios Member includes this same types of deposits, only intensely dolomitized during eodiagenesis.
- In the Quissamã Formation, superposition of primary texture and composition with different types and intensity of early and burial diagenetic processes resulted in heterogeneous pore systems with highly variable reservoir quality.
- The main diagenetic processes developed in the Quissamã limestones were: intense micritization of the allochem grains; framboidal and microcrystalline pyrite

replacing grains; early calcite cementation as rims, pore-filling mosaic and as syntaxial overgrowths on echinoid bioclasts; early fracturing related to the halokinesis in the underlying Retiro Formation evaporites; blocky dolomite replacement and cementation of allochems; meteoric dissolution; mechanical and chemical compaction, with formation of stylolites; burial dissolution; late burial calcite cementation.

- The associated hybrid arenites experienced these same processes, except for mesogenetic dissolution, and additionally developed some kaolinization of feldspars and muscovite grains, and K-feldspar and quartz overgrowths, showing no reservoir potential due to the destruction of their intergranular porosity by compaction and cementation.
- The diagenetic processes played an essential role in the control of reservoir quality in the analyzed rocks. In the samples with higher porosity and permeability, partial cementation by calcite rims and syntaxial overgrowths on echinoid bioclasts limited the compaction of framework grains, preserving the primary interparticle porosity.
- Eogenetic infiltration of meteoric waters was of great importance for the generation of intraparticle, moldic, vuggy and channel macroporosity, as well as intraparticle microporosity, both in the Quissamã limestones and in the Búzios dolostones.
- The generation of secondary porosity during burial was limited to the formation of channels and vugs along stylolites and fractures, as well of intraparticle microporosity in allochems close to these structures. Evolved acidic fluids promoted such mesogenetic dissolution, and these pores were partially filled by late calcite and dolomite cements.
- Reservoir petrofacies were defined based on the petrographic features that most impacted porosity and permeability in the analyzed rocks. Depositional factors, such as grain size, sorting and the presence of peloidal matrix have impacted the limestones reservoir quality less than cementation and compaction. The best reservoir quality is shown by rocks without peloidal matrix, and with limited cementation and compaction. The lowest porosity and permeability corresponds to petrofacies with strong compaction, cementation, or both.
- Some oncolitic-peloidal calcarenites display higher porosity and permeability than the porous oolitic calcarenites, owing to a combination of preserved interparticle primary porosity with vugs, absent from the oolitic rocks. Therefore, moderate

energy, shoal flank deposits may show equivalent or even better reservoir quality than the high-energy, shoal top deposits.

- The dolomitic rocks of the Búzios Member show very low permeability, even in samples with significant moldic, intraparticle and vuggy porosity, owing to dolomite cementation (overdolomitization), which severely reduced the intercrystalline porosity, forming ineffective pore systems with low connectivity.
- This petrologic study unraveled the main controls on the reservoir quality and heterogeneity of the Albian carbonates in the southern Campos Basin. Such understanding is paramount for the exploration of new accumulations, as well as for increasing oil recovery from the producing fields.

## 11. Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge support from Shell Brasil Petróleo Ltda through the project: *Multidisciplinary Integrated Study of the Albian in the Santos, Campos and Espírito Santo Basins*, project at COPPE/UFRJ and UFRGS. We thank Solintec for the access to samples and data as well as to acknowledge the strategic importance of the support given by ANP through the R&D levy regulation.

## References

- Adam, J.E. and Rhodes, M.L. 1960. Dolomitization by seepage refluxion. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 44, 1912-1920.
- Alsharhan, A., Sadd, J.L. et al. 2000. Stylolites in Lower Cretaceous Carbonate Reservoirs. In: Alsharhan, A.S. and Scott, R.W. (eds) Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 12, 185–207.
- Amarante, F.B., Jackson, C.A.L., Pichel, L.M., Scherer, C.M.S. and Kuchle, J. 2021. Pre-salt rift morphology controls salt tectonics in the Campos Basin, offshore SE Brazil. Basin Research, 33, 2837–2861.
- ANP, Agência Nacional do Petróleo. Boletim da produção de petróleo e gás natural, 2021. <https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/boletins-anp/202102boletim.pdf>



- Baumgarten, C.S. and Scutta, M.S. 1988. Geometria dos corpos carbonáticos do reservatório Macaé (Metade Superior), Campo de Pampo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3, 49-57.
- Bathurst, R.G.C. 1984. The integration of pressure solution with mechanical compaction and cementation. In: Yahya, F.A. (ed) *Stylolites and associated phenomena. Relevance to Hydrocarbon Reservoirs*. Abu Dhabi National Reserves, 41–55.
- Barnett, A.J., Wright, V.P. and Khanna, M. 2010. Porosity evolution in the Bassein limestone of Panna and Mukta Fields, offshore western India: Burial corrosion and microporosity development. Adapted from poster presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition, 11-14 April, New Orleans, USA.
- Barnett, A.J., Wright, V.P., Chandra, V.S. and Jain, V. 2018. Distinguishing between eodiagenetic, unconformity-related and mesodiagenetic dissolution: a case study from the Panna and Mukta fields, offshore Mumbai, India. In: Butcher, A. R., Churchill, J. M., Csoma, A. E., Hollis, C., Lander, R.H., Omma, J.E. and Worden, R.H. (eds) *Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis Modelling and Prediction*. Geological Society of London, special publication 435, 67-84.
- Berner, R.A. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605-615.
- Biehl, B.C., Reuning, L., Schoenherr, J., Lüders, V. and Kukla, P.A., 2016. Impacts of hydrothermal dolomitization and thermochemical sulfate reduction on secondary porosity creation in deeply buried carbonates: A case study from the Lower Saxony Basin, northwest Germany. *AAPG Bulletin*, v. 100, no. 4, p. 597–621.
- Bliefnick, D.M. and Kaldi, J.G. 1996. Pore geometry: control on reservoir properties, Walker Creek Field, Columbia and Lafayette Counties, Arkansas. *Bulletin of the Geological Society of America*, 80, 1027-1044.
- Bramkamp, R.A. and Powers, R.W. 1958. Classification of Arabian carbonate rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 69, 1305-1317.
- Bruna, P.O., Guglielmi, Y., Lamarche, J., Floquet, M., Fournier, F., Sizun, J.P., Gallois, A., Marié, L., Bertrand, C. and Hollender, F. 2013. Porosity gain and loss in unconventional reservoirs: Example of rock typing in lower Cretaceous hemipelagic limestones, SE, France (Provence). *Marine and Petroleum Geology*, 48, 186-205.

- Brock, F.C. 1980. Walker Creek revisited: a reinterpretation of the diagenesis of the Smackover Formation of Walker Creek field, Arkansas: Master's thesis, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana.
- Bruhn, C.H.L., Gomes, J.A.T., Lucchese, C.D. and 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, 5-8 May, Houston.
- Carrozi A.V., Falkenhein, F.U.H. and Franke, M.R. 1983. Depositional environment, diagenesis and reservoir properties of oncolitic packstones, Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin, offshore Rio de Janeiro, Brasil. In: T. M. Peryt (ed) Coated Grains. Springer-Verlag, 330-343.
- Cantrell, D.L., and Hagerty, R.M. 1999. Microporosity in Arab Formation carbonates, Saudi Arabia. *GeoArabia*, 4, 129-154.
- Carvalho, M.D. 2002. Stratigraphic control on facies, diagenesis and porosity development of dolomitized oolitic-oncolitic ramp sequence in Macaé Formation, Campos Basin, Brazil. 16th International Sedimentological Congress, Abstracts Volume.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. and Bender, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, 97-138.
- Choquette, P.W. and Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 207-250.
- Choquette, P.W. and James, N.P. 1984. Diagenesis 9. Limestones - The meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11, 161-194.
- Choquette, P.W. and James, N.P. 1987. Diagenesis in limestones - 3. The deep burial environment. *Geoscience Canada*, 14, 3-35.
- Choquette, P.W. and Hiatt, E.E. 2008. Shallow-burial dolomite cement. A major component of many ancient sucrosic dolomites. *Sedimentology*, 55, 423-460.
- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victorinetti, F., Mastella, L. and Castro, E. 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the PETROLEDGE® System. In: AAPG Annual Conference and Exhibition, 1-4 April, Long Beach, USA, Extended Abstracts, 6.

- De Ros, L.F., Goldberg, K. 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction. In: AAPG Annual Conference and Exhibition, 1-4 April, Long Beach, USA, Extended Abstracts, 6.
- Dickson, J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature* 205, 587.
- Dias, J.L., Vieira, J.C., Catto, A.J., Oliveira, J.Q., Guazeli, W., Trindade, L.A.F., Kowsmann, R.O., Kiang, C.H., Mello, U.T., Mizusaki, A.M.P. and Moura, J.A. 1987. Estudo regional da Formação Lagoa Feia. Petrobras/Depex, Relatório Interno, Rio de Janeiro.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M. and Guardado, L.R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (eds) Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobras, 333–360.
- Dias-Brito, D. and 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, 1, 38-49.
- Davis, J.J. 1989. Deep-burial microporosity in Upper Jurassic Haynesville oolitic grainstones, East Texas. *Sedimentary Geology*, 63, 325-341.
- Favoreto, J., Rohn, R., Lykawa, R. and Okubo, J. 2016. Caracterização sedimentológica dos carbonatos Albianos do reservatório Quissamã na porção meridional da Bacia de Campos. *Revista Geociências*, 35, 1–15.
- Figueiredo, A.M.F. and Mohriak, W.U. 1984. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo da Bacia de Campos. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Brasil, 1380-1394.
- Giles, M. R. and Marshall, J. D. 1986. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and Petroleum Geology*, 3, 243- 255.
- Giles, M.R. 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Marine Petroleum Geology*, 4, 188-204.
- Grabau, A.W. 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist* 33, 228-247.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. and Lucchesi, C.F. 1989. Petroleum geology of Campos Basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basin. In: Edwards,

- J.D. and Santagrossi, P.A. (eds) Divergent/Passive Margins Basins. American Association of Petroleum Geologists, 48, 3–36.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.S.L. and Mello, M.R. 2000. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. In: Mello, M.R. and Katz, B.J. (eds) Petroleum systems of South Atlantic margins. American Association of Petroleum Geologists, 73, 317- 324.
- Habermann, L., Vincentelli, M.G.C., Contreas, S.A.C. and Perinotto, J.A.J. 2018. Caracterização geológica da distribuição de reservatórios carbonáticos Albianos, sudoeste da Bacia de Campos (Brasil). UNESP, Geociências 37, 279-298.
- Halley, R.B. and Schmoker J.W. 1983. High-porosity Cenozoic carbonate rocks of South Florida: progressive loss of porosity with depth. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67, 191-200.
- Hashim, M.S. and Kaczmarek, S.E. 2019. A review of the nature and origin of limestone microporosity. Marine and Petroleum Geology, 107, 527-554.
- Heap, M.J., Baud, P., Reuschlé, T. and Meredith, P.G. 2014. Stylolites in limestones: Barriers to fluid flow? Geology 42, 51-54.
- Heydari, E. 1997. The role of burial diagenesis in hydrocarbon destruction and H<sub>2</sub>S accumulation, Upper Jurassic Smackover Formation, Black Creek Field, Mississippi. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 81, 26-45.
- Jones, G.D., Whitaker, F.F., Smart, P.L. and Sanford, W.E. 2004. Numerical analysis of seawater circulation in carbonate platforms: II. The dynamic interaction between geothermal and brine reflux circulation. American Journal of Science, 304, 250-284.
- Kopaska-Merkel, D.C. and Mann, S.D. 1991. Pore facies of Smackover carbonate reservoirs in southwest Alabama. Gulf coast association of geological societies transactions, 41, 374-382.
- Kopaska-Merkel, D.C. 1994. Pore-throat morphology in the Upper Jurassic Smackover Formation of Alabama. Journal of Sedimentary Research, 64, 524-534.
- Koehn, D., Rood, M.P., Beaudoin, N., Chung, P., Bons, P.D. and Gomez-Rivas, E. 2016. A new stylolite classification scheme to estimative compactation and local permeability variations. Sedimentary Geology, 346, 60-71.

- Longman, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64, 461-487.
- Lucia, F.J. 2004. Origin and petrophysics of dolostone pore space. Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G. and Darke, G. (eds) *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society London, Special Publications, 235, 141-155.
- Machel, H.G. 1986. Early lithification, dolomitization, and anhydritization of Upper Devonian Nisku buildups, subsurface of Alberta, Canada. In: Schroeder, J.H. and Purser, B.H. (eds) *Reef Diagenesis*. Springer, 336-356.
- Machel, H.G. 2001. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings: *Sedimentary Geology*, 140, 143-175.
- Machel, H.G. 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., and Darke, G. (eds) *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society of London, 7-63.
- Machel, H.G. and Buschkuehle, B.E., 2008. Diagenesis of the Devonian Southesk-Cairn Carbonate Complex, Alberta, Canada: marine cementation, burial dolomitization, thermochemical sulfate reduction, anhydritization, and Squeegee fluid flow. *Journal of Sedimentary Research*, v. 78, p. 366–389.
- Machel, H.G., Krouse, H.R. and Sassen, R. 1995. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry* 10, 373-389.
- Machel, H.G. and Mountjoy, E.W. 1986. Chemistry and environments of dolomitization - A reappraisal. *Earth Science Reviews*, 23, 175-222.
- Mazzulo, S.J. and Harris, P.M. 1991. An overview of dissolution porosity development in the deep-burial environment, with examples from carbonate reservoirs in the Permian basin. In: Candelaria MP. (ed) *Permian Basin Plays: Tomorrow`s Techonology Today*: West Texas Geologic Society, 125-138.
- Mazzulo, S.J. and Harris, P.M. 1992. Mesodiagenetic dissolution: its role in porosity development in carbonate reservoirs. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 76, 607-620.
- Mazzullo, S.J. 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep sea sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 10-23.

- Martín-Martín, J.D., Trave, A., Gomez-Rivas, E., Salas, R., Sizun, J.P., Vergés, J., Cordella, M., Stafford, S.L. and Alfonso, P. 2015. Fault-controlled and stratabound dolostones in the Late Aptian-Earliest Albian Benassal Formation (Maestrat Basin, E Spain): Petrology and geochemistry constrains. *Marine and Petroleum Geology*, 65, 83-102.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A. and Cesero, P. 1998. Ages of the magmatism and the opening of the south Atlantic Ocean. *Pesquisas*, 25, 47–57.
- Moore, C.H. (ed) 2001. Carbonate reservoirs: Porosity evolution and diagenesis in a sequence-stratigraphic framework: Developments in Sedimentology, Elsevier,
- Moore, C.H. and Druckman, Y. 1981. Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, 597-628.
- Moore, C.H. and Wade, W.J. (eds) 2013. Carbonate Reservoirs: Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier, Amsterdam, 392 pp.
- Paganoni, M., Harthi, A.A., Morad, D., Morad, S., Ceriani, A., Mansurbeg, H., Suwaidi, A.A., Al-Aasm, I.S., Ehrenberg, S.N. and Sirat, M. 2016. Impact of stylolitization on diagenesis of a Lower Cretaceous carbonate reservoir from a giant oilfield, Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Sedimentary Geology*, 335, 70-92.
- Pittman, E.D. 1971. Microporosity in carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55, 1873-1878.
- Quirk, D.G., Schødt, N., Lassen, B., Ings, S.J., Hsu, D., Hirsch, K.K. and Von Nicolai, C. 2012. Salt tectonics on passive margins: examples from Santos, Campos and Kwanza basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 363, 207–244.
- Robaina, L.E.S., Formoso, M.L.L. and Spadini A.R. 1993. Geoquímica dos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé (Eo-meso- Albiano) nos campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 7, 103-133.
- Spadini, A.R., Esteves, F.R., Dias-Brito, D., Azevedo, R.L.M. and 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, 261-272.

- Surdam, R.C., Boese, S. and Crossey, L.J. 1984. The chemistry of secondary porosity. In: McDonald, D.A. and Surdam, R.C. (eds) *Clastic Diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 127-151.
- Surdam, R.C., Dunn, T.L., Heasler, H.P. and McGowan, D.B. 1989. Porosity evolution in sandstone-shale systems. In: Hutcheon, I., (ed) *Short course on Burial Diagenesis*. Mineralogical Association of Canada, Canada 61-134.
- Strohmenger, C.J., Weber, L.J., Ghani, Al-Mehsin, K., Al-Jeelani, O., Al-Mansoori, A., AlDayyani, T., Vaughan, L., Khan, S.A., Mitchell, J.C. 2006. In: Harris, P.M., and Weber, L.J. (eds) *Giant Hydrocarbon Reservoirs of the World: From Rocks to Reservoir Characterization and Modeling*. AAPG Memoir 88. SEPM Special Publication, 139-171.
- Szatmari, P., 2000. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. In: Mello, M.R. and Katz, B.J. (eds) *Petroleum Systems of South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73*, 69–75.
- Tedeschi, L.R., Jenkyns, H.C., Robinson, S.A., Sanjinés, A.E.S., Vivers, M.C., Quintaes, M.S.P. and Vazquez, J. 2017. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1<sup>a</sup>. *Geology*, 45, 543-546.
- Tissot, B.P. and Welte D.H. 1978. *Petroleum formation and occurrence: A new approach to oil and gas exploration*: Springer-Verlag, 538p.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 492 pp.
- Vincentelli, M.G.C., Favoreto, J. and Oliveira, E.R. 2018. Paleogeographic evolution of carbonate reservoirs: Geological and Geophysical analysis at the Albian Campos Basin, Brazil. *Journal of Geophysics and Engineering*, 15, 26-41.
- Warren, J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews*, 52, 1-81.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J. and França, A.B., 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 511–529.
- Worden, R.H., and S. Morad (eds) 2003. *Clay minerals in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution*. *Clay Mineral Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Wiley-Blackwell Special publication 34.

Zuffa, G.G. 1980. Hybrid arenites. Their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 21-29.



<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“DIAGÊNESE E POROSIDADE EM ROCHAS CARBONÁTICAS ALBIANAS DO SUL DA BACIA DE CAMPOS”</b>
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: <b>Garibaldi Armelenti</b>
Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros
Examinadora: Profa. Dra. Amanda Goulart Rodrigues
Data: 29/03/2022
Conceito: A (Excelente)
<b>PARECER:</b>
<p>Os comentários e sugestões que compõem este parecer estão organizados e sintetizados em duas partes: (1) Texto integrador e (2) Artigos;</p> <p>(1) <i>Texto integrador</i>: De modo geral, apresenta-se com boa redação, de fácil leitura e excelente qualidade técnica. Poucos erros ortográficos e gramaticais que devem ser revistos.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Inverter meu sobrenome na capa.</li> <li>- Sugestão de mudança de título: Evolução diagenética e qualidade dos reservatórios carbonáticos albianos do sul da Bacia de Campos; OU Controles deposicionais e diagenéticas da porosidade e permeabilidade das rochas carbonáticas albianas do sul da Bacia de Campos. Salienta-se que os títulos dos artigos estão mais adequados, pois contemplam o que foi realizado no trabalho.</li> <li>- Resumo: Os temas abordados na tese foram muito bem sintetizados. Sugere-se, no entanto, a inclusão de informações deposicionais, especialmente a distribuição das fácies no modelo de rampa carbonática.</li> <li>- Introdução: Incluir dados atualizados da ANP sobre a produção desta unidade na Bacia de Campos. Embasar algumas frases com citações da literatura. Incluir hipóteses.</li> </ul> <p>No objetivo: <i>“reconhecer os principais fatores diagenéticos que controlam e impactam positivamente ou negativamente a porosidade e a permeabilidade dos carbonatos Albianos do sul da Bacia de Campos, identificando suas condições deposicionais, composição primária, diagenética e os diferentes tipos de poros.”</i></p> <p>Sugere-se remover a palavra “diagenéticos” para poder contemplar os fatores deposicionais também. Além disso, incluir objetivos secundários que tratarão dos</p>

tópicos abordados no artigo publicado e no artigo submetido.

- Contexto Geológico: Está bastante abrangente. Sugere-se trazer um subcapítulo sobre o Grupo Macaé, contendo os modelos deposicionais propostos e estudos diagenéticos pretéritos.

- Materiais e Métodos: Corrigir referência/citação Dickson (1965). Faltou especificar os laboratórios utilizados e as condições analíticas das técnicas utilizadas.

Pergunta: Por que optou pela classificação de Grabau (1904) e Brankamp & Powers (1958) ao invés de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1978)? Por que não foi feito DRX para mensurar o tipo de calcita (low-Mg, High-Mg, etc)?

- Estado da Arte: É um texto bastante completo, com referências clássicas sobre os fundamentos da diagênese dos carbonatos marinhos. No entanto, carece de referências mais atualizadas. Algumas figuras poderiam ser refeitas, pois a resolução está baixa (e.g. Fig. 7; Fig. 8; Fig. 21). Sugere-se também a inclusão de um subcapítulo de reservatórios carbonáticos que traga exemplos de outras localidades com contexto geológico similar aos das rochas carbonáticas estudadas.

- Síntese dos resultados e discussões: Trazer um item de comparação das heterogeneidades dos reservatórios e o impacto dos fatores deposicionais e diagenéticos nos diferentes poços dos campos estudados. Comparar seus dados com os modelos deposicionais já publicados para a área central da bacia.

#### **Artigo (1): Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-salt carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian Margin**

- Os resultados sedimentológicos e de petrofísicos poderiam ter sido mais explorados e detalhados. Na discussão das condições deposicionais do Mb. Búzios poderiam ter sido relacionadas as fácies dentro do contexto de rampa carbonática com os subambientes propostos. A discussão das condições deposicionais da Formação Quissamã não está totalmente sustentada pelos dados apresentados nos resultados.
- Pergunta: os modelos deposicionais prévios da literatura para a parte central da Bacia de Campos contemplam as variações encontradas na parte sul?

#### **Artigo (2): Primary and Diagenetic Controls on the Quality of Albian Carbonate Reservoirs of the Tubarão Martelo Area, Southern Campos Basin, Brazil**

- A petrofácies PECA (peloidal calcarenites) estão num contexto de mais baixa energia. Não fica claro se é um contexto mais protegido ou profundo da rampa carbonática.
- Sugere-se a inclusão de um bloco diagrama personalizado com a distribuição das fácies descritas para melhor visualização do contexto deposicional.

A tese do Garibaldi Armelenti consiste numa excelente contribuição à grande área de reservatórios carbonáticos, em especial os da Bacia de Campos, pela precisão e riqueza dos dados petrográficos. Parabênizo o Garibaldi Armelenti e seus orientadores Prof. Luiz Fernando De Ros e Profa. Karin Goldberg pela brilhante

condução da pesquisa e pelos resultados atingidos.

Assinatura: *Ammanda J. Rodrigues*

Data: 29/03/2022

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

## ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**“DIAGÊNESE E POROSIDADE EM ROCHAS CARBONÁTICAS ALBIANAS DO SUL DA BACIA DE CAMPOS”**

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **Garibaldi Armelenti**

Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Examinadora: Dra. Rosalia Barili da Cunha

Data: 29/03/2022

Conceito: A

### PARECER:

Comentários gerais:

A estrutura da tese está de acordo com as normas do programa de pós-graduação, apresentando texto integrador composto por introdução e objetivos, contexto geológico, metodologia, estado da arte, principais resultados, discussão e conclusões. São apresentados ainda dois artigos, um deles já aceito em periódico.

O texto é no geral muito bem escrito, mas peca na formatação das citações. Erros de digitação são pontuais, assim como pequenos problemas de formatação. Alguns parágrafos são excessivamente longos, principalmente na discussão dos resultados, causando desconforto na leitura. Nenhum destes problemas impacta no conteúdo do estudo.

As figuras são, de modo geral muito bem diagramadas, mas em alguns casos poderiam ter tamanho aumentado, para facilitar o entendimento. Fotomicrografias muito bem feitas e didáticas para exemplificar o observado nas lâminas.

Comentários pontuais

Introdução e objetivos: Clara e sucinta. Objetivos atingidos. Seria interessante ter alguns objetivos específicos.

Contexto geológico: Revisão breve, mas detalhada, do contexto tectônico estratigráfico da Bacia de Campos focada nas unidades estudadas. Seria interessante incluir algumas imagens da sísmica regional para um melhor entendimento do contexto geológico.

Materiais e métodos: Metodologia completa e sucinta, pontuando todas as técnicas utilizadas. Entretanto, a redação desta seção fica comprometida por estar em um parágrafo contínuo.

Estado da arte: Ótima revisão sobre a diagênese de carbonatos marinhos, exemplificando os principais processos e produtos diagenéticos. Discute brevemente a influência do Mg na morfologia dos cristais e a estabilidade da feição dada à sua composição química e em relação com o ambiente diagenético. Discute ainda compactação, dissolução, neomorfismo, substituição, micritização e fraturamento. Aborda as diferentes zonas da diagênese e os produtos relacionados a elas.

Síntese dos resultados e discussões: Ambos os artigos detalham as diferenças diagenéticas entre o Membro Buzios (unidade basal) e a Formação Quissamã. Ficam claros os principais fatores que impactam na qualidade dos reservatórios em ambas as áreas apresentadas. Entretanto, falta uma discussão a respeito das semelhanças e diferenças entre as duas áreas. Sugere-se ainda a inclusão de uma seção a fim de comparar o observado nesta porção sul da Bacia de Campos, com qualidade de reservatório comprometida, com os reservatórios de boa qualidade da porção central da bacia.

Artigos: O primeiro artigo já está aceito pelo periódico *South American Earth Sciences*, já o segundo artigo foi submetido ao periódico *Petroleum Geoscience*. Os artigos são complementares no que diz respeito a integração das características petrológicas e diagenéticas da área de estudo. Alguns detalhes podem ser ajustados e melhorados no segundo artigo, mas não prejudicam a qualidade do trabalho.

*De maneira geral, o candidato demonstra domínio sobre o tema proposto, tendo executado uma defesa adequada de seu projeto.*

Assinatura:

Data:29/03/2022


Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“DIAGÊNESE E POROSIDADE EM ROCHAS CARBONÁTICAS ALBIANAS DO SUL DA BACIA DE CAMPOS”</b>
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: <b>Garibaldi Armelenti</b>
Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros
Examinadora: Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba
Data: 29/03/2022
Conceito: A
<p><b>PARECER:</b></p> <p>A Tese de Doutorado do aluno Garibaldi Armelenti encontra-se organizada, de foram a reunir um texto integrador, o qual inclui uma parte introdutória (Agradecimentos; Resumo/Abstract, e Lista de Figuras), seguida de sete capítulos (1 – Introdução; 2- Contexto Geológico; 3 – Materiais e Métodos; 4 – Estado da Arte; 5 – Síntese dos Resultados e Discussões; 6 – Conclusões, e 7 – Referências Bibliográficas), e dois artigos científicos (Artigo 1 – “<i>Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-sal carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian margin</i>”, publicado em dezembro de 2021 no Journal of South American Earth Sciences, e Artigo 2 – “<i>Primary and diagenetic controls on the quality of Albian carbonate reservoirs on the Tubarão Martelo área, Southern Campos Basin, Brazil</i>”, submetido para publicação à revista Petroleum Geoscience).</p> <p>O tema da Tese de Doutorado é atual e relevante e contribui para a compreensão de como os fatores deposicionais e/ou diagenéticos impactam na qualidade de reservatórios carbonáticos, especificamente nos depósitos albianos analisados, oferecendo um guia para pesquisas posteriores. O texto integrador está bem escrito, apresentado, contudo, a necessidade de algumas pequenas correções antes de sua edição final. As ilustrações são de boa qualidade, oferecendo de forma clara e objetiva os dados, os métodos utilizados e as interpretações e conclusões decorrentes; algumas, porém, carecem de alguma melhoria no desenho gráfico. O doutorando faz uma síntese do contexto geológico da bacia estudada, e discorre detalhadamente sobre a diagênese de rochas carbonáticas em ambiente marinho raso, assunto que constitui a fundamentação teórica de seus estudos. Nestes dois capítulos há a necessidade da inclusão de mais referências bibliográficas, sobretudo, de publicações recentes.</p> <p>Os artigos científicos apresentam títulos instigantes e com viés econômico, estando ambos muito bem escritos, de forma clara e objetiva, e encontram-se bem ilustrados. O primeiro discute como o ambiente deposicional e os diferentes processos diagenéticos atuantes influenciaram na qualidade de reservatório das</p>

rochas carbonáticas e híbridas da Formação Quissamã e do Membro Búzios (seção inferior do Grupo Macaé) no extremo sul da Bacia de Campos, concluindo que a intensidade dos processos diagenéticos se revelou mais importante do que as fácies deposicionais no controle da qualidade de reservatório. E, o segundo apresenta a definição de nove petrofácies para os calcários da Formação Quissamã, e três para o Membro Búzios, na área do Campo de Tubarão Martelo, também na porção sul da Bacia de Campos, e conclui que o principal mecanismo controlador da qualidade dos reservatórios albianos estudados foi a ação da diagênese, com diferente intensidade dos processos de cimentação, compactação e dissolução, gerando um sistema poroso bastante heterogêneo.

Considero os dois artigos, assim como a Tese de Doutorado como um todo, um excelente trabalho de pesquisa e de aplicação dos métodos escolhidos, os quais permitiram atingir os objetivos propostos no âmbito desta pesquisa.

Assinatura:  Data: 29/03/2022

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: