

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Juliana Okubo

Calcários Albianos de Campo Petrolífero na Bacia de Campos:
Fácies, Diagênese e Modelo Depositional

Orientador: Prof. Dr. Dimas Dias Brito

Rio Claro - SP
2014

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Juliana Okubo

Calcários Albianos de Campo Petrolífero na Bacia de Campos:
Fácies, Diagênese e Modelo Depositional

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Dimas Dias Brito

Rio Claro - SP
2014

550 Okubo, Juliana
O41c Calcários albianos de campo petrolífero na Bacia de
Campos : fácies, diagênese e modelo deposicional / Juliana
Okubo. - Rio Claro, 2014
113 f. : il., figs., quadros

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Dimas Dias-Brito

1. Geologia. 2. Carbonatos. 3. Grupo Macaé. 4.
Ciclicidade. I. Título.

Juliana Okubo

Calcários Albianos de Campo Petrolífero na Bacia de Campos:
Fácies, Diagênese e Modelo Depositional

Dissertação apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte
dos requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geologia Regional

Comissão Examinadora

Prof. Dr Dimas Dias-Brito

Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren

Dr. Gilberto Athaide Albertão

Rio Claro, SP - 14 de outubro de 2014

À minha família

Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Dimas Dias Brito, pela orientação e pela oportunidade de realizar este projeto;

Aos geólogos Msc. Ricardo Lykawka e Dr. Olinto Gomes de Souza Júnior, pela intensa participação neste trabalho, ensinamentos sobre as novas tecnologias e todo o suporte oferecido em nossas visitas ao Rio de Janeiro.

Ao Prof. Paulo Tibana, por todo o aprendizado e revisão dos textos a respeito das fácies e diagênese;

Ao Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro, pelas discussões durante a parte inicial do projeto, grande entusiasmo no tema e grande espírito colaborativo;

À Rede SCTC/CARMOD (Processo 2012/00174-6), pela disponibilização dos dados e financiamento da pesquisa;

Ao Prof. Dr. Lucas Warren e ao Dr. Gilberto Albertão, pelas discussões e sugestões a respeito do trabalho;

À Prof^a. Dr^a. Monique Mettraux, pelas discussões a respeito da diagênese;

À minha companheira de sala e de projeto, Julia Favoreto, pela amizade e todos os momentos compartilhados ao longo do projeto;

Aos amigos e colegas de trabalho, Sérgio Caetano Filho, Ana Carla Bizzoto e Bruno Catto pelas discussões, sugestões e conhecimento compartilhado durante o nosso convívio.

Ao pessoal do Curso de Carbonatos 2012, pela convivência, boas amizades e todo o aprendizado que tivemos sobre o tema;

À Seção de Pós Graduação em Geologia e à equipe do UNESPetro, pelo apoio fornecido durante a realização deste projeto;

Aos pesquisadores Dra. Maria Gabriela Castillo Vicentelli e Dr. Sérgio Contreras, pelas sugestões e dicas neste trabalho;

À minha família, por todo o amor, apoio e compreensão;

À todos os meus amigos, pela amizade, compreensão e paciência que tiveram comigo durante o desenvolvimento deste trabalho;

Às minhas amigas Desiree Faria e Milena Rosa, pela amizade e por me acolherem durante as visitas ao Rio de Janeiro;

Ao George, por todo o apoio, compreensão, paciência e amor.

Por fim, deixo também meu agradecimento a todos que, direta ou indiretamente, apoiaram este trabalho.

"As dificuldades como as montanhas, aplainam-se quando avançamos por elas!"

Émile Zola

Resumo

Alguns dos depósitos carbonáticos do Grupo Macaé (Albiano), sobretudo na Formação Quissamã, correspondem a importantes reservatórios na Bacia de Campos. O problema fundamental na modelagem de reservatórios de hidrocarbonetos é a caracterização das heterogeneidades petrofísicas, as quais estão intimamente relacionadas à variabilidade temporal e espacial das propriedades sedimentológicas (modelo deposicional). Modelos anteriormente propostos para estas rochas mostram as fácies presentes e a variação lateral entre elas. No entanto, não detalham os processos deposicionais formadores destas fácies. Este trabalho tem como objetivo construir um modelo deposicional para os carbonatos do Grupo Macaé – englobando o intervalo superior da Fm. Quissamã e porção basal da Fm. Outeiro, em um total de cerca de 200 a 400 metros de espessura – em um campo petrolífero (área de 32km²) a sudoeste da Bacia de Campos. Os tipos de fácies e as associações de fácies (AF) foram definidos a partir da análise macroscópica de 320 metros de testemunhos, com auxílio da análise microscópica. A análise das 237 lâminas delgadas também possibilitou reconhecer a história diagenética das rochas estudadas. Foram geradas fácies a partir de perfis geofísicos (eletrofácies) pelo método de redes neurais segundo as aprendizagens supervisionada e não-supervisionada em 28 poços – de testemunhagem mais contínua, menos contínua e sem testemunhos. A partir do empilhamento das fácies definido nos testemunhos, foram interpretados ciclos em três diferentes hierarquias: alta, média e baixa frequência. Reconheceram-se onze fácies sedimentares: (A) *grainstone* oolítico, (B) *grainstone* oncolítico, (C) *grainstone* oncolítico peloidal, (D) *packstone* oncolítico bioclástico, (E) *packstone* peloidal bioclástico, (F) *packstone* bioclástico, (G) *packstone/wackestone* oolítico, (H) *wackestone*, (I) *wackestone* a pitonélídeos, (J) *wackestone* bioclástico com glauconita e (K) dolomito. As fácies A a H representam a Fm. Quissamã e I e J a Fm. Outeiro. As rochas da associação A+B (AF1) estão relacionadas à deposição em profundidades rasas, acima do nível de base de ondas de tempo bom (NBTOB). As fácies C e D (AF2) se formaram em ambiente de agitação um pouco menos intensa ou menos frequente do que o primeiro, já abaixo do NBOTB. A associação E+H (AF3) está relacionada à deposição em ambiente de águas calmas, abaixo do NBOTB. Elementos diagnósticos de águas rasas associados com elementos diagnósticos de águas profundas conferem um caráter alóctone às fácies F e G (AF4). As fácies I e J foram formadas em ambiente calmo, de batimetria mais profunda. O estudo diagenético revelou a atuação de processos de micritização, cimentação, dissolução, compactação, dolomitização e recristalização, destacando-se os três primeiros como mais frequentes e relevantes. As eletrofácies geradas exibiram melhores resultados pela aprendizagem supervisionada nos poços de testemunhagem mais contínua, o que era esperado. Já nos poços de testemunhagem menos contínua, a aprendizagem não-supervisionada mostrou-se mais adequada. A análise dos ciclos sugere que a alta frequência está vinculada à variação vertical das fácies, e a média frequência está vinculada à variação das associações de fácies. Já a baixa frequência está associada à maior extensão dos bancos carbonáticos no alto estrutural. A distribuição em área dos poços estudados permite interpretar espessamento de seção a NW e adelgaçamento a S do campo nas seções estratigráficas. As eletrofácies geradas pelo método não-supervisionado subsidiaram o modelo faciológico interpretado, que está ilustrado nos mapas de tendência de ocorrência. Fácies de alta energia (bancos oncolíticos/oolíticos – AF1) foram depositadas em altos alongados na direção NE. Bordejando os bancos e se intercalando a eles, ocorrem fácies de energia moderada (interbancos – AF2), que gradam para fácies de águas mais calmas (AF3). Do ponto de vista deposicional, os *grainstones* oncolíticos, acumulados nos bancos de alta energia representam as rochas albianas de melhor permoporosidade no campo petrolífero. O modelo deposicional proposto – referente à fase tardia de acumulação dos sedimentos Quissamã – corrobora o modelo atualmente aceito na literatura (GUARDADO *et al.*, AAPG Mem., v. 73, p. 317-324, 1989). Além disso, introduz novos dados ao detalhar as fácies que ocorrem no contato entre as duas formações (Quissamã e Outeiro), caracteristicamente alóctones, e aventar dois possíveis processos deposicionais: correntes de retorno e/ou fluxos gravitacionais.

Palavras-chave: rochas carbonáticas. Grupo Macaé. fácies. diagênese. ciclicidade

Abstract

Carbonate rocks from the Macaé Group (Albian), particularly the Quissamã Formation, are important reservoirs of the Campos Basin. A fundamental problem related to modelling of hydrocarbon reservoirs is the characterization of petrophysical heterogeneities, which is closely related to temporal and spatial variability of sedimentological properties (i.e., depositional model). Geological models previously presented for Macaé Group rocks show facies and their lateral variation. On the other hand, those models lack information about depositional processes of these facies. This work presents depositional model for Macaé Group carbonates including the upper part of the Quissamã Formation and the lower part of the Outeiro Formation. The studied interval comprises a 200-400m thick section within an oil field located in southwest portion of the Campos Basin. Facies and facies associations (FA) were defined by macroscopic analyses of rocks (320m cores), supported by microscopic analyses. Electrofacies were created by supervised and unsupervised approaches in 28 wells. Distinct sedimentary cycles with three different scales (high, medium, low) were interpreted based on the vertical facies succession. Eleven sedimentary facies were recognized: A) oolitic grainstone, (B) oncolitic grainstone, (C) oncolitic peloidal grainstone, (D) oncolitic bioclastic packstone, (E) peloidal bioclastic packstone, (F) bioclastic packstone, (G) oolitic packstone/wackestone, (H) wackestone, (I) pithonellids wackestone, (J) bioclastic wackestone with glauconite and (K) dolomite. Facies A to H represent rocks of the Quissamã Formation whereas facies I and J represent rocks of the Outeiro Formation. Facies association A+B (FA1) is related to deposition in shallow depths, above the fair weather wave base (FWWB). Facies C and D (FA2) were formed in waters slightly weaker or more sporadic than FA1, close to the FWWB. Facies association E+H (FA3) is related to calm waters, below the FWWB. The presence of both shallow-water elements and deep-water elements in the facies F and G (FA4) suggests allochthonous origin for this FA. Facies I and J were deposited in low energy environment with deeper bathymetry. Diagenetic analyses were carried out on 237 thin sections and allowed the identification of six processes, namely: micritization, cimentation, dissolution, compaction, dolomitization and recrystallization. The first three are more frequent and relevant and occur during the eodiagenesis. Continuous-core wells showed better electrofacies results with the supervised approach, whereas less continuous-core wells were better constrained with the unsupervised approach. Stratigraphy analysis suggests that the high-frequency cycles are related to vertical facies variation, medium-frequency cycles are related to vertical facies association variation and low-frequency are related with the greater lateral occurrence of shoals in highs. Spatial distribution of wells in the studied area based on stratigraphic section interpretation indicates thickening towards NW and thinning towards S. Electrofacies obtained from the unsupervised method supports the facies model interpretation, as shown on trend occurrence maps. High-energy facies (oncolitic oolitic shoals –FA1) were deposited in NE elongate highs; moderate-energy facies (interbanks –FA2) occur surrounding the high-energy banks (FA1) as well as interlaying the FA1 rocks. Rocks from FA2 grade to calm water facies, represented by the FA3. From depositional point of view, oncolitic grainstones are the rocks with highest permeability in this oilfield. The depositional model proposed – referring to the late phase of accumulation of Quissamã sediments – corroborates the model currently accepted in the literature (Guardado *et al.*, 1989, AAPG Mem., 73, 317-324). Moreover, it introduces new data by detailing the facies that occur in the contact between the two formations (Quissamã and Outeiro) – characteristically allochthonous – as well as suggesting two possible depositional processes: rip currents and/or gravity flows.

Keywords: carbonate rocks. Macaé Group. facies. diagenesis. cyclicity

Lista de Ilustrações

Figura 1: Localização do Campo A, seções estudadas neste trabalho e alguns dos principais reservatórios na Bacia de Campos em fase anterior à descoberta do Pré-Sal (Bruhn et al., 2003).	12
Figura 2: Fluxograma das etapas do trabalho (em verde), apresentando os materiais utilizados para cada etapa (em laranja) e os produtos gerados (em azul).	13
Figura 3: Classificação das rochas carbonáticas segundo a concepção de Dunham (1962).	15
Figura 4: Classificação dos tipos de porosidade segundo Choquette & Pray (1970).	16
Figura 5: Esquema das redes neurais por <i>back propagation</i> . Fonte: Rogers et al. (1992).	19
Figura 6: Seção geológica regional esquemática da Bacia de Campos (Fonte: Rangel & Martins, 1998).	23
Figura 7: Geocronologia, litoestratigrafia e seqüências deposicionais da Bacia de Campos. Fonte: Winter et al. (2007).	25
Figura 8: Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Fonte: Winter et al. (2007).	26
Figura 9: Detalhe da carta estratigráfica para o Grupo Macaé, com destaque para a Formação Quissamã.	28
Figura 10: Mapa de ocorrência dos carbonatos da Formação Quissamã (Fonte: Esteves et al. 1987).	30
Figura 11: Modelo deposicional da Formação Quissamã, mostrando bancos carbonáticos alongados na direção NE e as litologias que ocorrem neste sistema (Fonte: Guardado et al., 1989).	31
Figura 12: Sucessão vertical idealizada de fácies das formações Quissamã e Outeiro.	32
Figura 13: Principais constituintes das fácies descritas.	36
Figura 14: Fotomicrografias de matriz.	37
Figura 15: Associações de fácies definidas para os poços A-3 e A-10.	57
Figura 16: Bloco diagrama representativo da Formação Quissamã (eo-mesoalbio).	58
Figura 17: Diagrama esquemático dos diferentes ambientes diagenéticos encontrados em sistemas carbonáticos (Fonte: Tucker & Wright, 1990).	59
Figura 18: Fotomicrografias de micritização.	63
Figura 19: Fotomicrografias de tipos de cimentação.	65
Figura 20: Fotomicrografias de dissolução.	66
Figura 21: Domínios de precipitação de calcita e dolomita em termos de salinidade e razão Mg/Ca das águas (Folk & Land, 1975).	69
Figura 22: Fotomicrografias das feições de compactação.	68
Figura 23: Fotomicrografias de dolomitização e recristalização.	71
Figura 24: Cronologia relativa dos processos diagenéticos em diferentes ambientes.	73
Figura 25: Tipos de porosidade identificados no intervalo estudado.	74
Figura 26: Gráfico entre radioatividade (GR) e densidade (RHOB), mostrando a resposta dos perfis em termos de associações de fácies (AF1, AF2 e AF3) para os poços A-3 e A-10.	76
Figura 27: Exemplo da divisão em zonas para o poço A-10.	78
Figura 28: Comparação entre os dados de testemunho do poço A-3 e o resultado das eletrofácies supervisionadas e não-supervisionadas.	80
Figura 29: Comparação entre os dados de testemunho do poço A-10 e o resultado das eletrofácies supervisionadas e não-supervisionadas.	81
Figura 30: Comparação das associações de fácies com as eletrofácies supervisionadas e não-supervisionadas no poço A-73.	83

Figura 31: Mapas ilustrando a tendência de ocorrência das associações de fácies (AF1, AF2 e AF3) na parte superior da Formação Quissamã..	84
Figura 32: Mapa de integração das associações de fácies (AF1, AF2 e AF3).	86
Figura 33: Localização das seções estudadas e seus respectivos poços.	87
Figura 34: Sucessão vertical encontrada em cada uma das seções definidas neste trabalho....	89
Figura 35: Correlação estratigráfica entre os poços A-3 e A-10, levando-se em conta duas diferentes hierarquias definidas no presente trabalho.....	91
Figura 36: Seção estratigráfica A, de direção NW-SE, com as associações de fácies interpretadas.....	98
Figura 37: Seção estratigráfica B, de direção NW-SE, com as associações de fácies interpretadas.....	99
Figura 38: Seção estratigráfica C, de direção WNW-ESE, com as associações de fácies interpretadas.....	100
Figura 39: Seção estratigráfica D, de direção E-W, com as associações de fácies interpretadas.	101

Lista de Quadros

Quadro 1- Intervalo testemunhado, quantidade de lâminas delgadas e de plugues para cada um dos poços utilizados no presente trabalho.	14
Quadro 2: Perfis de poços disponíveis para cada um dos poços utilizados.....	17
Quadro 3: Resumo das fácies sedimentares reconhecidas e de suas características permoporosas.....	38
Quadro 4: Fácies, associações de fácies (AF), energia e processos deposicionais.	56
Quadro 5: Estágios diagenéticos estabelecidos por Choquette & Pray (1970).	62
Quadro 6: Percentual de acerto para cada uma das aprendizagens nos dois poços do grupo de teste.....	82

Lista de Estampas

Estampa 1: Imagens obtidas em <i>scanner</i> de seções de testemunho representativa das fácies A e B.....	43
Estampa 2: Imagens obtidas em <i>scanner</i> de seções de testemunho representativa das fácies B e C.....	44
Estampa 3: Fotomicrografias representativas das fácies A, B e C.	45
Estampa 4: Imagens obtidas em <i>scanner</i> de seções de testemunho representativa das fácies D e E.	46
Estampa 5: Imagens obtidas em <i>scanner</i> de seções de testemunho representativa das fácies F e G.	47
Estampa 6: Fotomicrografias representativos das fácies D e E.....	48
Estampa 7: Imagens obtidas em <i>scanner</i> de seções de testemunho representativa das fácies H e I. A: Rocha fina, de cor castanha e estrutura maciça (Poço A-10, prof. 1791,00m). B: intercalação entre <i>wackestone</i> a calcisferas (mais claro e maciço/mosqueado) e marga (mais escuro e laminado) da fácies I (Poço A-3, prof. 1770,70m).....	49
Estampa 8: Imagens obtidas em <i>scanner</i> de seções de testemunho representativa das fácies J e K..	50
Estampa 9: Fotomicrografias representativas das fácies H, I, J e K.....	51

Sumário

1. INTRODUÇÃO	10
1.1. OBJETIVOS.....	11
1.2. JUSTIFICATIVA.....	12
2. MÉTODO DE TRABALHO E MATERIAL UTILIZADO	13
2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
2.2. DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS	14
2.3. PETROGRAFIA	15
2.4. CORRELAÇÃO ROCHA-PERFIL	17
2.4.1. REDES NEURAIS PARA A PREDIÇÃO DE ELETROFÁCIES	19
2.5. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA.....	20
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: BACIA DE CAMPOS	22
3.1. ASPECTOS GEOTECTÔNICOS E ARCABOUÇO ESTRUTURAL	22
3.2. ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS.....	23
3.2.1. GRUPO MACAÉ.....	28
3.3. FORMAÇÃO QUISSAMÃ: ESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL.....	29
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	33
4.1. ESTUDO FACIOLÓGICO	33
4.1.1. CONSTITUINTES DAS ROCHAS ESTUDADAS	33
4.1.2. FÁCIES SEDIMENTARES.....	37
4.1.3. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....	52
4.2. ESTUDO DIAGENÉTICO	59
4.2.1. FEIÇÕES DIAGENÉTICAS IDENTIFICADAS	62
4.2.2. SEQUÊNCIA DIAGENÉTICA	72
4.2.3. POROSIDADE.....	73
4.3. CORRELAÇÃO ROCHA-PERFIL	75
4.4. MAPAS DE DISTRIBUIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....	83
4.5. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA.....	87
4.5.1. SUCESSÃO VERTICAL DE FÁCIES	87
4.5.2. CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DE ALTA RESOLUÇÃO.....	90
4.5.3. SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS	93
5. CONCLUSÕES.....	104
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107

1. Introdução

Estima-se que reservatórios petrolíferos constituídos por rochas carbonáticas sejam responsáveis por 40 a 60% da produção mundial de hidrocarbonetos. O campo de Ghawar, localizado na Arábia Saudita, é o maior campo de óleo do mundo, com uma produção de cerca de cinco milhões de barris por dia (BOPD) a partir de *grainstones* oolíticos (EXPLORER, 2011).

No Brasil, ocorrências de rochas carbonáticas verificam-se em diferentes áreas emersas do território nacional e em bacias da margem atlântica, incluindo depósitos pré-cambrianos, neopaleozoicos, cretácicos e cenozoicos. Alguns destes depósitos são portadores de hidrocarbonetos, destacando-se entre eles: a. carbonatos pré-cambrianos da Bacia de São Francisco, com ocorrência de gases naturais (BABINSKI & TAKAKI, 1987); b. coquinas e calcarenitos oncolíticos eocretácicos de bacias costeiras do sudeste brasileiro, tais como aqueles dos grupos Lagoa Feia e Macaé, que produzem óleo a partir de diversos campos na Bacia de Campos (HORSCHUTZ & SCUTA, 1992; BAUMGARTEN & SCUTA, 1988); c. calcarenitos bioclásticos oligomiocênicos da Bacia de Campos, pertencentes à Formação Emborê e formadores do Campo de Siri, que apresentam volumes apreciáveis de óleo pesado (MILANI & ARAÚJO, 2003). Mais recentemente, a partir de 2006, foram descobertos, nas bacias de Campos e Santos, a grandes distâncias do litoral brasileiro, grandes volumes de hidrocarbonetos em rochas carbonáticas situadas logo abaixo da camada de sal aptiana. Tais reservatórios, de grande extensão espacial e vertical, correspondem à denominada Província Petrolífera do Pré-Sal. Estes carbonatos, com forte componente microbiana em sua gênese, são atualmente alvo de grande investigação técnico-científica sob múltiplas perspectivas, sendo que no campo geocientífico eles vêm sendo estudados quanto à origem, modelos deposicionais, características petrológicas e petrofísicas etc. Em junho de 2014, a produção a partir de tais rochas já passava de 400.000 barris/dia.

Especificamente durante o Albiano, intervalo de interesse deste trabalho, ocorrem unidades carbonáticas em várias bacias da margem brasileira, como a Formação Riachuelo (Bacia Sergipe-Alagoas), a Formação Ponta do Mel (Bacia Potiguar) e a Formação Bonfim (Bacia de Barreirinhas); além destas unidades, destacam-se outras que são portadoras de óleo, (e.g., Formação Quissamã – Bacia de Campos; Formação Guarujá – Bacia de Santos; Formação Regência – Bacia do Espírito Santo).

Os calcários albianos como rocha-reservatório tiveram destaque no início da década de 70 quando foi descoberta na Bacia de Campos a primeira jazida comercial neste tipo de reservatório, a partir da perfuração do poço 1-RJS-9A, que deu origem ao campo de Garoupa. A partir de então, estes calcários de águas rasas se tornaram alvos de exploração, culminando em uma série de descobertas, dentre as quais estão os campos de Pampo, Bonito, Linguado, Bicudo e Corvina (GUARDADO et al., 1989; MENDONÇA et al., 2004). Durante a década de 80, diversos estudos a respeito destes carbonatos foram desenvolvidos (e.g. FALKENHEIN et al., 1981; ESTEVES et al., 1987; SPADINI et al., 1988; entre outros).

Em meados da década de 80, ocorreram as primeiras grandes descobertas de hidrocarbonetos em depósitos turbidíticos siliciclásticos de água profunda, situados na transição oligo-miocênica (MENDONÇA et al., 2004). A reavaliação da halocinese, atuante desde o Albiano, na composição de estruturas do tipo casco de tartaruga e jangadas (*rafts*) resultou na descoberta de importantes reservas em campos produtores de reservatórios turbidíticos, principalmente Marlim Leste e Marlim Sul. Tal fato retirou o foco da exploração dos carbonatos albianos, o que arrefeceu o estudo das rochas carbonáticas. Entretanto, as relevantes descobertas na seção Pré-Sal implicaram no forte ressurgimento do interesse pelos carbonatos.

Este trabalho tem como foco principal os reservatórios carbonáticos albianos pertencentes à Formação Quissamã, em um campo de petróleo (Campo A) situado no sudoeste da Bacia de Campos, a 80 km do litoral norte do Estado do Rio de Janeiro. Tal campo tem área de 32km² (Figura 1). Estes depósitos carbonáticos serão aqui investigados sob a perspectiva dos processos deposicionais e diagenéticos.

1.1. Objetivos

O objetivo deste trabalho é construir um modelo deposicional para os reservatórios carbonáticos albianos (Formação Quissamã) de um campo de petróleo (Campo A) e de rochas sobrejacentes (Formação Outeiro), indicando os processos diagenéticos neles ocorridos. Tem-se como objetivos específicos:

- a) identificação das litofácies e microfácies;
- b) definição das associações de fácies e das eletrofácies correspondentes;
- c) interpretação do empilhamento vertical das associações de fácies e consequentemente dos ciclos deposicionais;

- d) interpretação da geometria e da distribuição espacial das associações de fácies;
- e) reconhecimento da história diagenética;

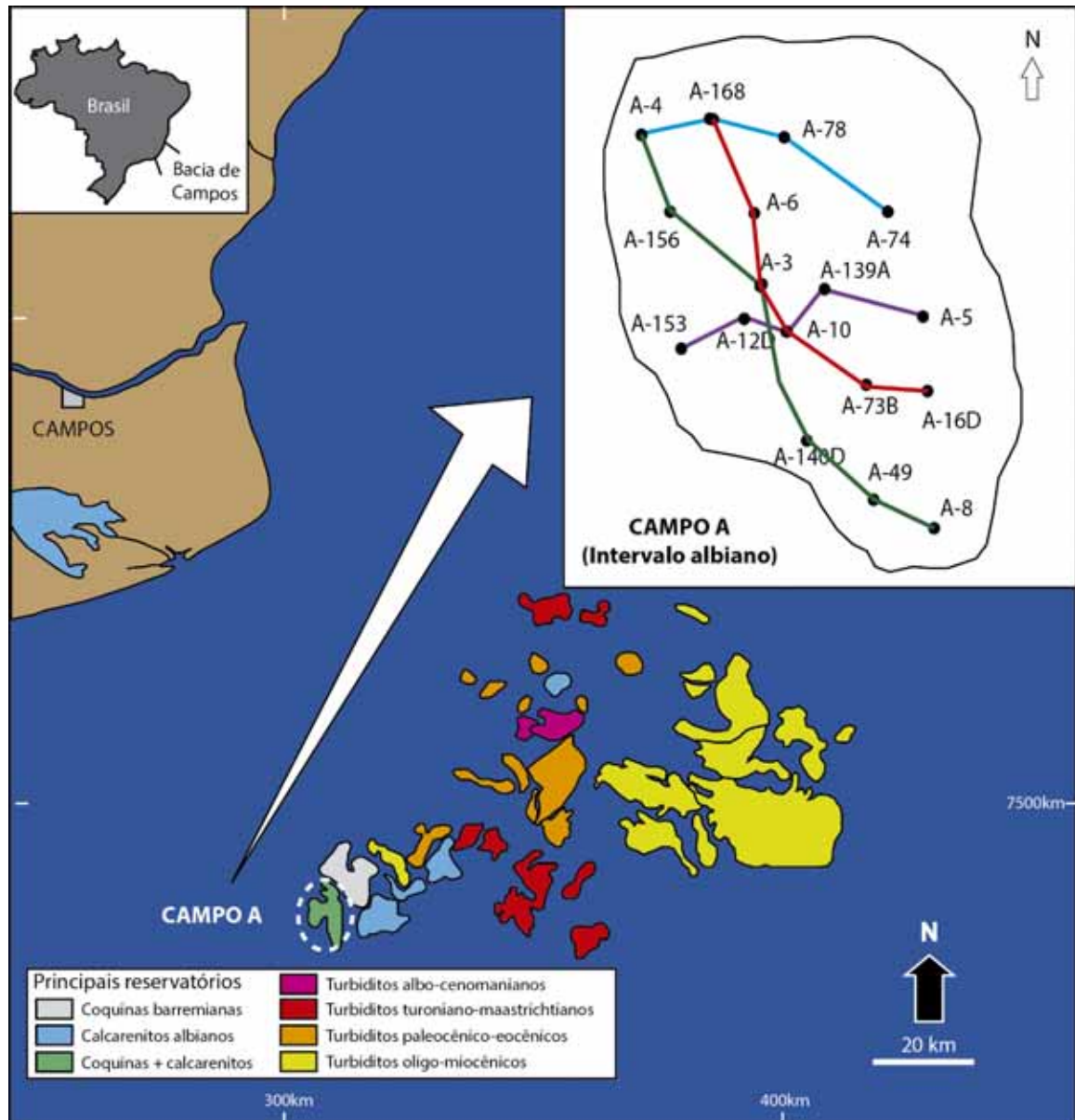


Figura 1: Localização do Campo A, seções estudadas neste trabalho e alguns dos principais reservatórios na Bacia de Campos em fase anterior à descoberta do Pré-Sal (modificado de Bruhn et al., 2003).

1.2. Justificativa

Este estudo traz contribuições ao entendimento das heterogeneidades deposicionais e diagenéticas dos reservatórios do Campo A, estabelecendo um modelo preditivo para esta área, que pode ser passível de analogia com outros depósitos carbonáticos albianos semelhantes ao Campo A da Bacia de Campos.

2. Método de Trabalho e Material Utilizado

O presente trabalho foi desenvolvido segundo as etapas apresentadas na Figura 2 e descritas a seguir.

Os dados disponíveis para o estudo consistiram de dados de rocha, perfis e sísmica. Os dados de rocha compreendem testemunhos, lâminas delgadas e dados de petrofísica básica (porosidade e permeabilidade obtidos a partir de plugues) de 11 poços, enquanto que os dados de perfis correspondem a perfis compostos e perfis elétricos de 28 poços, conforme indicados à frente.

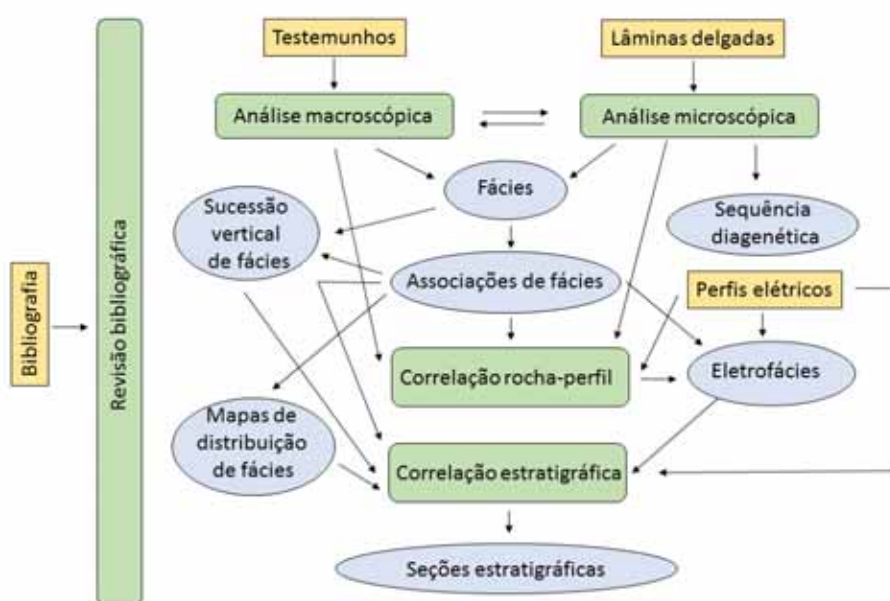


Figura 2: Fluxograma das etapas do trabalho (em verde), apresentando os materiais utilizados para cada etapa (em laranja) e os produtos gerados (em azul).

2.1. Revisão Bibliográfica

Esta etapa teve como objetivo a obtenção de informações já levantadas a respeito do objeto de estudo desta dissertação. Foram selecionados trabalhos de cunho regional sobre a caracterização tectono-estrutural, estratigráfica, sedimentológica e paleodeposicional da Bacia de Campos e trabalhos de detalhe a respeito dos carbonatos albianos da Formação Quissamã, incluindo estudos que abordam métodos de correlação rocha-perfil e predição de eletrofácies.

2.2. Descrição de testemunhos

A descrição macroscópica foi realizada em duas etapas. A primeira foi realizada nas dependências do Centro de Geociências aplicadas ao Petróleo - UNESPetro, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, câmpus de Rio Claro, tendo sido descritos testemunhos dos poços A-3 e A-10; estes poços são os mais continuamente testemunhados na área produtora do campo. A segunda etapa foi realizada nas dependências da Petrobrás, em Macaé-RJ, na UO-BC/EXP/SE, tendo sido descritos testemunhos de nove poços (A-49, A-73B, A-74, A-78, A-139A, A-156, A-157C, A-167 e A-168), como mostrado no Quadro I.

Quadro 1- Intervalo testemunhado, quantidade de lâminas delgadas e de plugues para cada um dos poços utilizados no presente trabalho.

Nome do poço	Intervalo testemunhado	Nº de lâminas delgadas	Plugues
A-3	1766,50 – 1856,20m (Total: 89,7 m)	53	291
A-10	1737,00 – 1899,40m (Total: 162,4 m)	111	474
A-49	1845,00 – 1846,80m (Total: 1,8 m)	3	-
A-73B	1830,00 – 1838,00m (Total: 8 m)	12	-
A-74	1866,00 – 1870,00 / 1884,00 – 1895,00m (Total: 15 m)	19	-
A-78	1848,10 – 1852,25m (Total: 4,15 m)	7	-
A-139A	1785,00 – 1791,00m (Total: 6 m)	3	-
A-156	1798,00 – 1806,45m (Total: 8,45 m)	9	35
A-157C	1817,00 – 1824,00m (Total: 7 m)	10	8
A-167	1841,00 – 1843,20 / 1912,00 – 1915,10m (Total: 5,3 m)	8	10
A-168	1865,00 – 1866,80m (Total: 1,8 m)	2	-
Total: 11 poços	323,60 metros de testemunhos descritos	Total: 237 lâminas	818 plugues

Foram descritos 323,60 metros de testemunhos na escala de 1:20. A classificação das rochas testemunhadas foi feita com base na conjugação das análises macroscópica e microscópica. Utilizou-se a proposta de Dunham (1962), Figura 3. Propriedades como cor, granulometria, presença de fósseis, bioturbações, estruturas sedimentares deposicionais e/ou diagenéticas e tipos de porosidade foram aspectos enfatizados durante a descrição, visto que auxiliam na caracterização de fácies. Ao final desta etapa, foi possível definir as fácies sedimentares.

As imagens macroscópicas representativas de cada fácies e apresentadas neste trabalho, foram obtidas por um *scanner* comum. A face do testemunho a ser escaneada foi

umedecida a fim de ressaltar as feições visíveis a olho nu. Posteriormente, utilizou-se uma película no contato entre o vidro do *scanner* e a amostra a ser escaneada.

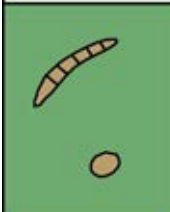
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	Textura deposicional não reconhecível
Contém lama carbonática			Ausência de lama e sustentada por grão		
Sustentada por lama		Sustentada por grão			
<10% grãos	>10% grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	Carbonato Cristalino
					

Figura 3: Classificação das rochas carbonáticas segundo a concepção de Dunham (1962).

O termo *fácies* aqui adotado segue a definição de Walker (1992) como representado um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litologia, estruturas físicas e biológicas; tal combinação lhe confere um aspecto diferente dos corpos de rocha acima, abaixo e lateralmente adjacentes.

Grupos de *fácies* geneticamente relacionadas entre si e que tem algum significado ambiental caracterizam o termo *associação de fácies* (WALKER, 1992).

A análise do empilhamento de *fácies*, cujas propriedades variam progressivamente na direção vertical, define o conceito de *sucessão vertical de fácies*, na mesma acepção utilizada por Walker (1992). Neste estudo, as sucessões foram definidas levando-se em conta o tamanho dos grãos, o conteúdo bioclástico e a quantidade de matriz presente nas *fácies* identificadas nos testemunhos mais contínuos (A-3 e A-10).

2.3. Petrografia

O estudo petrográfico, além de balizar a classificação das rochas, também teve por objetivo a caracterização de microfácies carbonáticas, assim como a descrição e caracterização do tipo de porosidade e das feições diagenéticas presentes nas lâminas

delgadas. Características como o tamanho, grau de seleção e de arredondamento dos grãos, e suas relações com o arcabouço da rocha são feições observáveis em escala microscópica e têm importante papel na definição das fácies. As feições diagenéticas observadas foram organizadas em uma ordem cronológica relativa de ocorrência, resultando na definição da história diagenética.

A análise das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Petrografia Sedimentar do UNESPetro, utilizando-se microscópio ótico de luz transmitida Axioplan 2 *imaging*, ZEISS, com aumentos de 2.5x, 5x, 10x e 20x dotado de sistema de captura de imagem, com o uso do software Axio Vision. Foram investigadas e documentadas 237 lâminas delgadas.

Na definição da porosidade, utilizou-se a classificação de Choquette & Pray (1970), que individualiza os tipos de porosidade em três grupos: seletivo pela estrutura, não seletivo pela estrutura e seletivo ou não pela estrutura (Figura 4).

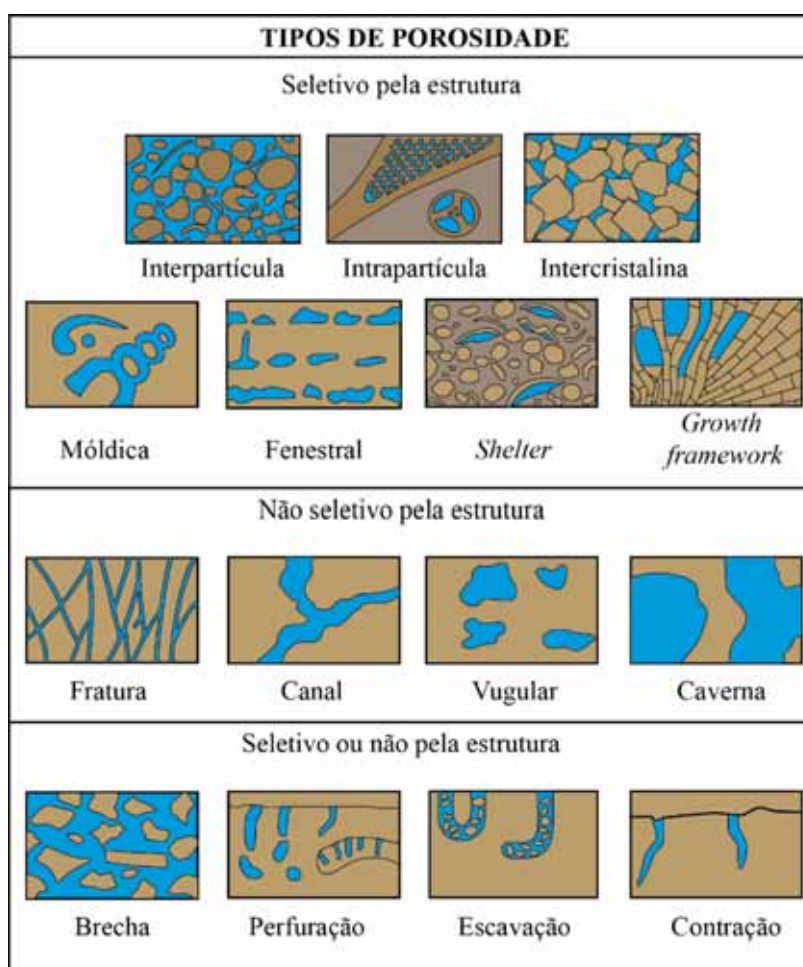


Figura 4: Classificação dos tipos de porosidade segundo Choquette & Pray (1970).

2.4. Correlação rocha-perfil

Existem vários tipos de perfis geofísicos, todos com o objetivo de avaliar as unidades geológicas. Os quatro tipos de perfis, que são sucintamente conceituados abaixo, foram empregados na maioria dos poços do campo, conforme mostrado no Quadro 2. Estes foram os perfis utilizados para a etapa de correlação rocha-perfil.

Quadro 2: Perfis de poços disponíveis para cada um dos poços utilizados.

Poços	Perfis											
	CALI	GR	ILD	LLD	LLS	MSFL	SFLU	A40H	P40H	RHOB	NPHI	DT
A-1	x	x	x				x			x	x	x
A-2	x	x	x				x			x	x	x
A-3	x	x	x				x			x	x	x
A-4	x	x	x			x	x			x	x	x
A-5	x	x	x				x			x	x	x
A-6	x	x	x							x	x	x
A-7	x	x	x				x			x	x	x
A-8	x	x	x	x	x	x	x			x	x	x
A-9	x	x	x	x						x	x	x
A-10	x	x	x	x	x					x	x	x
A-11D	x	x	x							x	x	
A-12D	x	x	x							x	x	x
A-13D	x	x	x							x	x	x
A-14	x	x	x							x	x	
A-15D	x	x	x							x	x	x
A-16D	x	x	x							x	x	x
A-17D	x	x	x	x						x	x	x
A-49	x	x	x				x			x	x	x
A-73B	x	x	x				x			x	x	x
A-74	x	x	x	x		x	x			x	x	x
A-78	x	x	x				x			x	x	x
A-139A	x	x	x				x			x	x	x
A-140D	x	x	x				x			x	x	x
A-153	x	x	x			x	x			x	x	x
A-156	x	x	x				x			x	x	x
A-157C	x	x	x				x			x	x	x
A-167	x	x	x			x	x			x	x	x
A-168	x	x	x				x			x	x	x

Perfis: CALI=caliper; GR=raios-gama; ILD, LLD, LLS, MSFL, SFLU, A40H, P40H=resistividade; RHOB=densidade; NPHI=neutrão; DT=sônico.

Raios gama (GR – Gamma Ray): mede a radioatividade natural emitida pelos elementos instáveis ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K . Nas rochas carbonáticas, a contribuição de urânio pode ser grande e irregular; em função deste aspecto é feita uma correção na qual a contribuição do urânio é subtraída. Este perfil é utilizado principalmente na identificação de litologias e na

correlação de poços. Neste estudo, o perfil de radioatividade auxiliou na definição das eletrofácies e de picos radioativos, que foram interpretados como superfícies de inundações durante a análise estratigráfica.

Densidade (RHOB – Bulk density): fornece uma estimativa da densidade total da rocha através da medição da atenuação dos raios-gama entre a fonte e o receptor. A densidade total é função da densidade dos minerais que compõem a rocha e o fluido contido nos poros (COSENTINO, 2001). Neste estudo, o perfil densidade foi utilizado para estimar a porosidade.

Neutrão (NPHI – Neutron porosity hydrogen index): mede a taxa de absorção de neutrons emitidos pela unidade rochosa; a emissão de neutrons é provocada por uma fonte radioativa acoplada à ferramenta que desce no poço. Os neutrons se propagam pelo corpo rochoso e são desacelerados por colisões com o núcleo, até que eles alcancem um nível energético muito baixo e sejam finalmente absorvidos. O elemento mais eficiente que contribui para a desaceleração destes neutrons é o hidrogênio, uma vez que sua massa é similar a de um neutron. Portanto, a população de neutrons no corpo rochoso é inversamente proporcional à porosidade, ou seja, quanto mais porosa for a rocha menor será o valor do neutrão. Assim, da mesma forma que o perfil de densidade, o neutrão mede a porosidade total da formação (COSENTINO, 2001).

Sônico (DT – Delta time): é uma ferramenta que mede a velocidade dos pulsos de ondas acústicas nas rochas. Sua medida é definida como vagarosidade, sendo reportada como tempo de trânsito por unidade de distância. A velocidade das ondas compressoriais é função da rigidez e densidade do material: quanto maior a rigidez do meio e menor sua densidade, maior a velocidade (COSENTINO, 2001). Neste estudo, o perfil sônico foi utilizado para estimar porosidade.

O trabalho de correlação rocha-perfil foi precedido por uma minuciosa análise dos dados (testemunhos e perfis de radioatividade, densidade e sônico), em que é feita a calibração dos perfis nos níveis testemunhados. A partir desta calibração, foram obtidas as respostas dos perfis e os padrões grafoelétricos (correspondentes às fácies) a serem reconhecidos pelas rotinas de classificação das redes neurais, que serão abordadas a seguir.

Nesta calibração, as profundidades dos testemunhos foram ajustadas para profundidades de perfil para que a análise fosse realizada nas mesmas escalas de profundidade. Utilizou-se a profundidade de perfil, por esta ser mais confiável. O perfil

COREGAMA, que é um produto da medida da radioatividade no testemunho já retirado do poço, é uma ferramenta que também auxilia nesta calibração.

Com a calibração feita, os dados de rocha foram classificados em “adequados” e “inadequados” para a correlação rocha-perfil. São considerados adequados os intervalos centrais das camadas, onde a leitura dos perfis não é afetada pelo ‘efeito da camada adjacente’. Tal efeito se refere à leitura realizada pelo perfil nas bordas das camadas, que por ter resolução baixa, reflete as características tanto da camada superior quanto da camada inferior (SOMBRA, 2005).

A partir das fácies definidas diretamente a partir das propriedades observadas e descritas nos testemunhos (litofácies), procurou-se estimar as litofácies em poços perfilados não-testemunhados; tais litofácies estimadas são designadas de eletrofácies e, portanto, interpretadas a partir dos perfis elétricos.

2.4.1. Redes neurais para a predição de eletrofácies

Métodos estatísticos e algoritmos computacionais convencionais têm se mostrado inadequados para a caracterização de reservatórios carbonáticos. Assim, alguns pesquisadores têm empregado as redes neurais por retropropagação dos erros (*back propagation*).

O uso de redes neurais na determinação de litologias em poços foi descrito por Rogers et al. (1992). Este método consiste na predição de eletrofácies por meio de um sistema que adquire, armazena e utiliza o conhecimento obtido (neste caso, as fácies descritas) como experiência e aprende a partir destas “experiências”. A arquitetura da rede neural, ilustrada na Figura 5, é formada basicamente por três camadas: camada de entrada, camada intermediária e camada de saída.

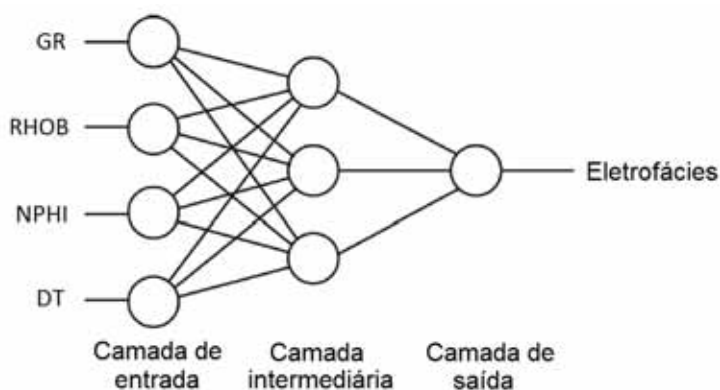


Figura 5: Esquema das redes neurais por *back propagation*. Fonte: Rogers et al. (1992).

Para a predição das eletrofácies, utilizou-se o software Petrel® (Schlumberger), que utiliza o algoritmo de retropropagação de erros (*back propagation*). O funcionamento deste algoritmo propaga as respostas dos dados de entrada para frente, enquanto envia os erros para trás para ajustar os pesos, a fim de melhorar o desempenho da rede (ROGERS et al., 1992).

Os dados de entrada utilizados neste sistema são os perfis de raios-gama, densidade, neutrão e sônico. Durante o processo de aprendizado, o conjunto de dados é dividido em dois grupos: o grupo de teste e o grupo de validação. Neste estudo, o grupo de teste foi formado pelos poços utilizados para o aprendizado, ou seja, os dois poços de testemunhagem mais contínua (A-3 e A-10) e o grupo de validação foi composto pelos poços não-testemunhados ou de testemunhagem pouco representativa nos quais se desejou gerar perfis de eletrofácies a partir da predição da rede neural “treinada”.

Foram aplicados dois tipos de aprendizados no conjunto estudado. No primeiro deles, denominado “aprendizagem supervisionada”, os perfis foram divididos por zonas estratigráficas, sendo as redes neurais treinadas com as fácies descritas em testemunho. No segundo (“aprendizagem não-supervisionada”), os perfis também foram divididos por zonas estratigráficas, utilizando-se classes definidas a partir dos perfis que, posteriormente, foram associadas às fácies descritas em testemunho.

2.5. Análise estratigráfica

Esta etapa teve o objetivo de compreender a distribuição espacial das fácies no campo de óleo estudado, assim como a sua geometria, por meio de seções estratigráficas e mapas de distribuição de fácies.

A análise estratigráfica se baseou na integração dos dados de perfis compostos, perfis elétricos (contendo raios gama – GR, resistividade – ILD, densidade – RHOB e sônico – DT) e dados de rocha provenientes tanto das colunas líticas descritas no testemunho quanto interpretadas nas eletrofácies.

No intuito de estabelecer a correlação estratigráfica entre os poços estudados, foram utilizados conceitos da estratigrafia de sequências. Ao longo da evolução dos conceitos, as diversas superfícies estratigráficas definidas em sistemas siliciclásticos resultaram nas diversas abordagens de definições de sequências: a) sequências genéticas (GALLOWAY, 1989); b) sequências deposicionais (POSAMENTIER et al., 1988); c) sequências T-R (EMBRY & JOHANNESSEN, 1992); d) parassequências (VAN WAGONER, 1988).

Entretanto, sabe-se que o conceito de sequência mais utilizado na aplicação da estratigrafia de sequências em sistemas carbonáticos é o de sequência deposicional (VAIL, 1987; SARG, 1988), a qual é limitada por discordâncias subaéreas na margem da bacia e suas conformidades correlativas em direção à bacia.

Com a homogeneização dos conceitos e a padronização do conceito de ‘sequência’ na revisão de Catuneanu et al. (2011), foi consenso de que uma sequência poderia ser limitada por duas superfícies estratigráficas quaisquer, desde que estas tivessem a mesma gênese e, portanto, limitassem um ciclo sedimentar completo. Assim, optou-se por definir nas seções estudadas as sequências genéticas de Galloway (1989), limitadas por duas superfícies de inundação máxima (SIM). A escolha de tal superfície como limite se justifica pela ausência de evidências no conjunto de dados estudados que pudessem ser interpretadas como superfícies erosivas ou de exposição subaérea, que caracterizariam as sequências deposicionais de Vail (1987). É notável também a melhor mapeabilidade das superfícies de inundação máxima nos perfis elétricos, facilitando a análise da ciclicidade nas seções estratigráficas.

Para a correlação das seções estratigráficas, utilizou-se o software Petrel (Schlumberger).

3. Contexto Geológico Regional: Bacia de Campos

A Bacia de Campos está situada na porção sudeste da Margem Continental do Brasil, a partir dos litorais norte-fluminense e sul-capixaba. Abrange uma área aproximada de 100.000 km², alcançando a cota batimétrica de 3400m. É limitada ao norte pelo Arco de Vitória e ao sul pelo Arco de Cabo Frio, como já mostrado na Figura 1.

3.1. Aspectos geotectônicos e arcabouço estrutural

Do ponto de vista geotectônico, a Bacia de Campos está inserida no contexto das bacias sedimentares marginais do leste brasileiro, as quais representam um sistema contínuo de bacias originadas pelos mecanismos de distensão litosférica que conduziram à ruptura do paleocontinente Gondwana e a formação do Oceano Atlântico Sul (DIAS et al., 1990; MILANI et al., 2000).

A evolução tectono-sedimentar (Figura 6) desta bacia ocorreu em três fases distintas: rifte, pós-rifte e drifte, que deram origem, respectivamente, às supersequências continental, transicional e marinha (PONTE et al., 1978; CHANG & KOWSMANN, 1987; GUARDADO et al., 1989; DIAS et al., 1990; PONTE & ASMUS, 2004; WINTER et al., 2007). De acordo com estes autores, é possível sintetizar, de forma breve, cada uma das fases:

- a fase rifte (Neocomiano-eoaptiana) foi caracterizada por ser um período de intensa atividade tectônica, que gerou um sistema de *horsts* e *grábens*, limitados por falhas normais de direção NE e ENE, associados a um intenso magmatismo. Esta intensa atividade vulcânica, denominada Evento Magmático Cabiúnas, resultou na extrusão de grande volume de lavas basálticas, datadas entre 143 e 132Ma (THOMAZ FILHO et al., 2008). O final desta fase é marcado por uma importante discordância regional, representada por um evento erosivo sobre o qual se depositaram os sedimentos da fase pós-rifte.

- a fase pós-rifte (neoaptiana) marcou a evolução de um ambiente continental lacustre para ambiente marinho, durante um período de relativa estabilidade tectônica. Entradas periódicas de água salgada durante esta fase deram origem a um mar hipersalino, provavelmente bastante raso e estreito, responsável pela deposição da espessa seção evaporítica. A origem destas incursões marinhas na bacia ainda é objeto de discussão, com proposições de entrada de águas pelo norte, tetianas (e.g., KOUTSOUKOS, 1992; DIAS-BRITO, 2000; ARAI, 2009) ou pelo sul (e.g., OJEDA, 1982; DIAS et al., 2005).

- a fase drifte (Albiano-Recente) marca início do ambiente marinho franco. Está associada à subsidência térmica e ao tectonismo adiastrófico devido à mobilização do corpo evaporítico (halocinese). A halocinese teve início com a sobrecarga sedimentar, seguida por um basculamento da bacia em direção a leste, criando espaço de acomodação secundário para a ressedimentação dos diápiros salinos nas porções mais distais da bacia. As principais estruturas geradas foram falhas lístricas, com estruturas *rollover*, e estruturas dômicas.

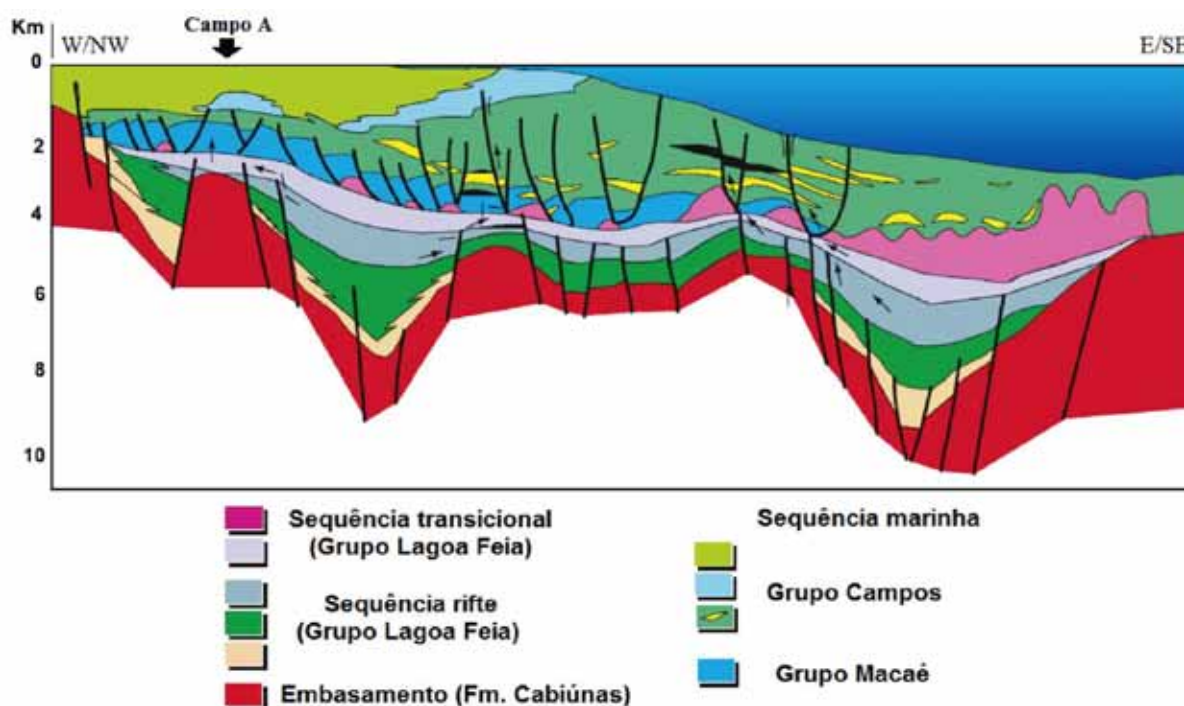


Figura 6: Seção geológica regional esquemática da Bacia de Campos (Fonte: Rangel & Martins, 1998). Nela, estão representados os arcabouços estratigráfico (com as sequências continental, transicional e marinha) e estrutural da bacia (com as falhas normais na fase rifte e as falhas lístricas na fase drifte).

3.2. Aspectos estratigráficos

O registro sedimentar da bacia compreende sedimentos siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos que constituem as referidas supersequências (Figuras 7 e 8).

Supersequência continental

A supersequência continental abriga rochas siliciclásticas, carbonáticas e vulcânicas. Tais rochas foram depositadas em vários ambientes, como lagos, deltas, planícies aluviais e leques aluviais (GUARDADO et al., 1989).

Segundo Rangel et al. (1994), os sedimentos desta supersequência estão sobrepostos discordantemente à Formação Cabiúnas e pertencem à parte inferior do Grupo Lagoa Feia,

que é composto pelas formações Itabapoana, Atafona, definidas por Winter et al. (2007) e Coqueiros.

A Formação Itabapoana, de idade barremiano-aptiana, é formada por conglomerados polimíticos, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados, depositados em ambientes de leques aluviais e fan-deltas associados aos falhamentos de borda. Gradam para os pelitos da Formação Atafona e coquinas da Formação Coqueiros nas porções distais da bacia (WINTER et al., 2007).

A Formação Atafona, de idade barremiana, é composta principalmente por arenitos, siltitos e folhelhos, com intercalações de finas camadas carbonáticas. Apresentam ocorrência de talco e estevensita, originados por processos associados à atividade hidrotermal em lagos vulcânicos alcalinos (WINTER et al., 2007).

A Formação Coqueiros, de idade barremiano-aptiana, é composta por folhelhos ricos em matéria orgânica intercalados com depósitos de conchas (coquinas), compostos predominantemente por bivalves. Esta unidade contém rochas geradoras, representadas pelos folhelhos do andar local Jiquiá, principais geradores de petróleo na Bacia de Campos, e também de rochas-reservatório, representadas por coquinas produtoras de óleo (HORSCHUTZ & SCUTA, 1992).

Supersequência transicional

O registro sedimentar da fase pós-rifte corresponde à parte superior do Grupo Lagoa Feia, de idade neo-aptiana, composta pelas formações Gargaú e Macabu, definidas por Winter et al. (2007) e Retiro (RANGEL et al., 1994).

Nesta fase de deposição, os depósitos de leques aluviais e fan-deltas da Formação Itabapoana, descrita anteriormente na Supersequência Continental, continuaram ocorrendo nas porções proximais ao longo da borda oeste falhada. Gradaram para os sedimentos finos da Formação Gargaú, que distalmente passam para os carbonatos da Formação Macabu (WINTER et al., 2007).

A Formação Gargaú, de idade neoaptiana, é representada por margas e calcilitos, com eventuais aportes arenosos (arenitos e conglomerados), depositados em ambiente costeiro raso (WINTER et al., 2007).

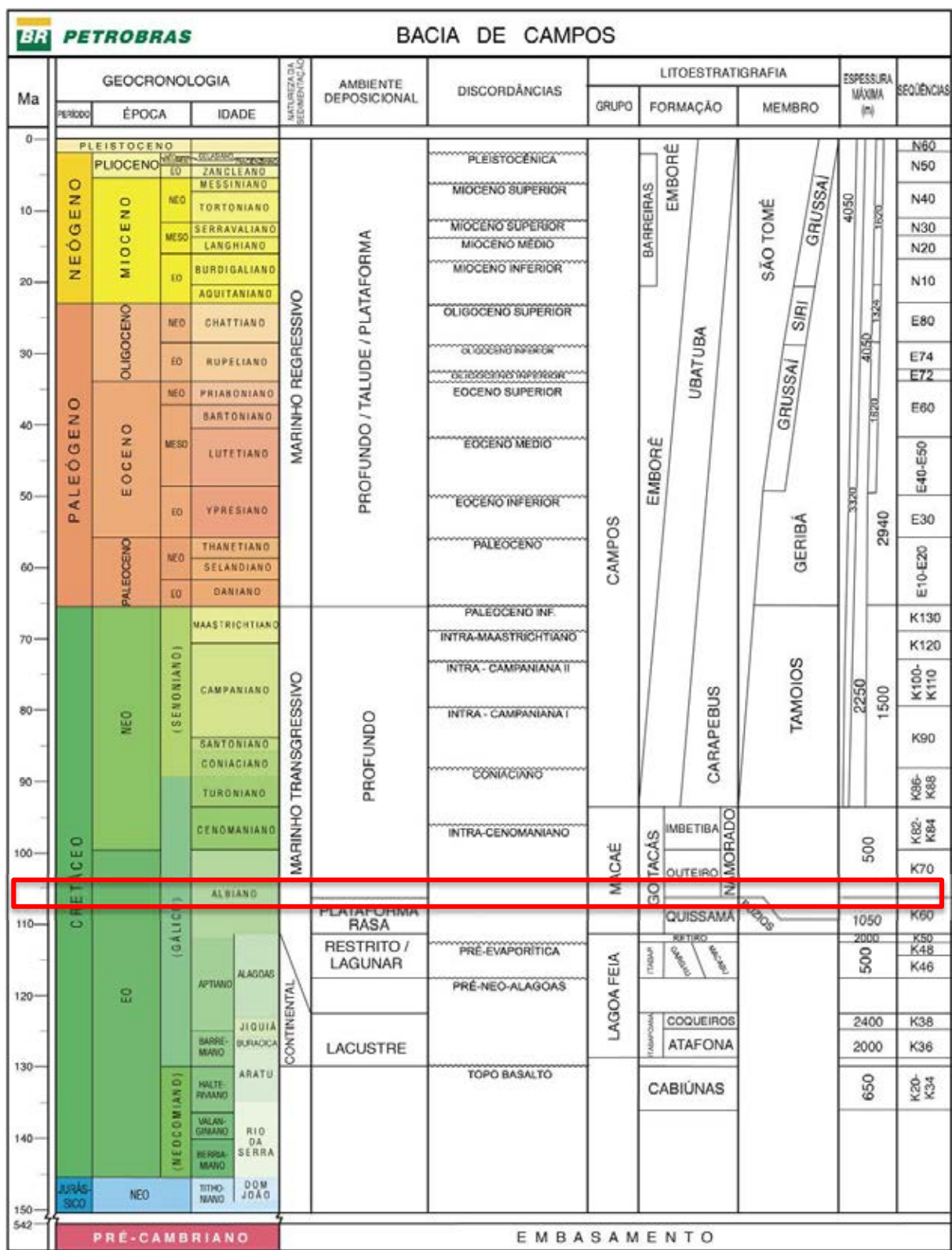


Figura 7: Geocronologia, litoestratigrafia e seqüências deposicionais da Bacia de Campos. Fonte: Winter et al. (2007).

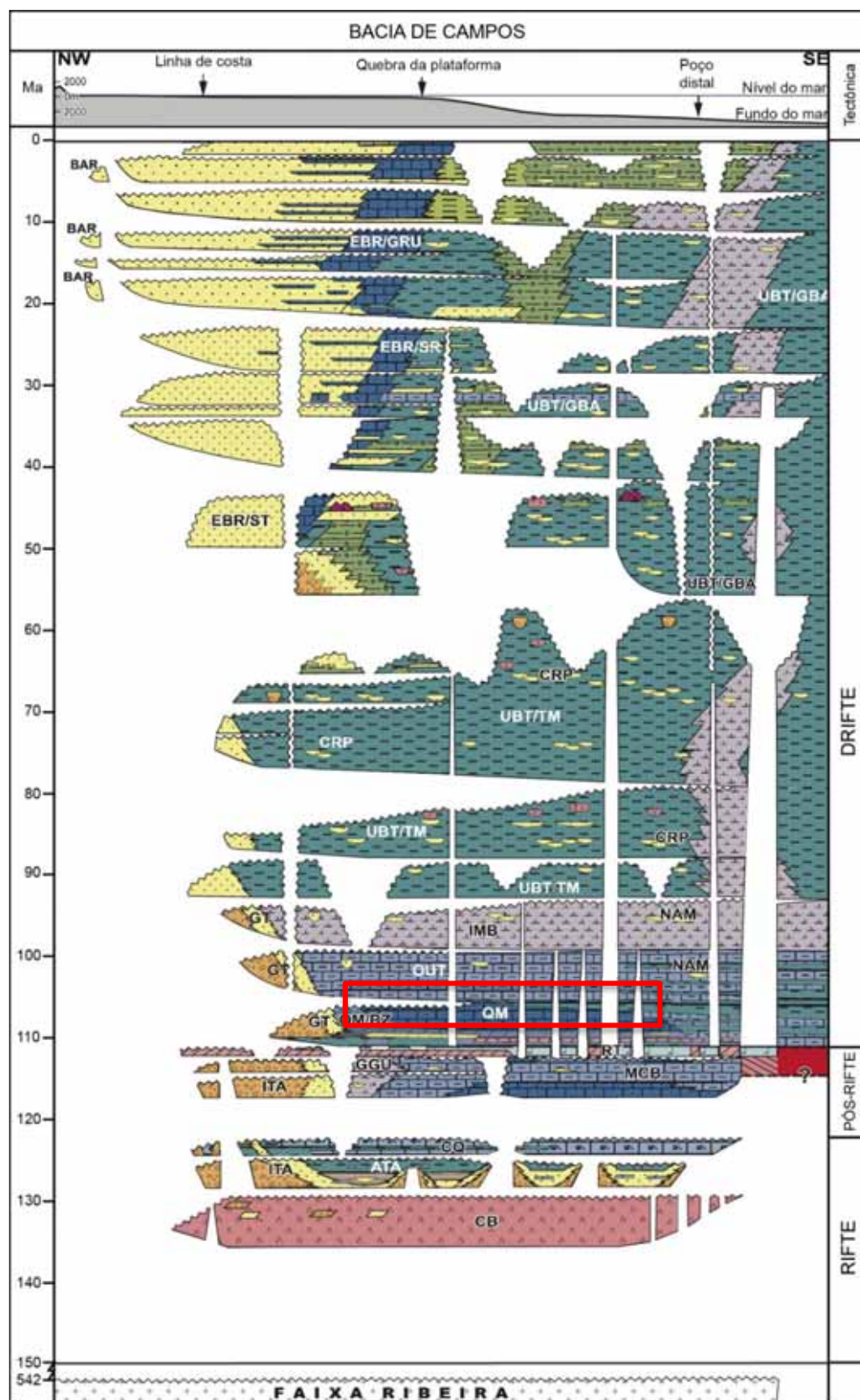


Figura 8: Carta estratigráfica da Bacia de Campos. O retângulo vermelho representa o intervalo estudado. Fonte: Winter et al. (2007).

A Formação Macabu, neoaptiana, é composta por laminitos microbiais e estromatolitos, localmente dolomitizados e/ou silicificados, com raras intercalações de estratos arenosos e folhelhos (WINTER et al., 2007). Estes carbonatos de natureza microbiana constituem os reservatórios da seção Pré-Sal, descobertos em 2006.

A Formação Retiro é composta essencialmente por anidritas e halitas, depositadas em ambiente marinho raso sob aridez acentuada. Na parte mais proximal, a camada evaporítica é composta de 10 a 20 metros de anidrita e localmente de pequenas almofadas de sal. Grandes almofadas de sal e diápiros com espessuras de 2000m predominam nas porções mais distais da bacia (GUARDADO et al., 1989). Este pacote evaporítico foi um importante modelador estrutural e faciológico dos sedimentos sotopostos através dos falhamentos lístricos e estruturas formadas pela halocinese (GUARDADO et al., 1989; WAISMAN, 2009).

Supersequência marinha

O registro sedimentar desta supersequência marinha é representado pelos grupos Macaé e Campos, representando as fases pré-oceânica (Albiano-eoturoniano) e oceânica (neoturoniano-Recente) de Dias-Brito & Azevedo (1986).

As rochas do Grupo Macaé representam os primeiros sedimentos depositados em ambiente marinho, como indicado por estudos paleoecológicos (DIAS-BRITO, 1982, 1987), em um contexto de plataforma/rampa carbonática. O Grupo Macaé é composto por quatro formações: Formação Goitacás, Formação Quissamã, Formação Outeiro e Formação Imbetiba, que são detalhadas no próximo capítulo.

O Grupo Campos representa a fase de sedimentação francamente oceânica e está dividido em uma sequência marinha transgressiva, correspondente à Sequência Siliciclástica de Aprofundamento de Dias-Brito & Azevedo (1986) e Guardado et al. (1989), e uma sequência marinha regressiva, correspondente à Sequência Oceânica Siliciclástica de Arrasamento de Dias-Brito & Azevedo (1986) e Guardado et al. (1989). É composta por três formações: Formação Ubatuba, subdividida em membros Tamoios e Geribá; Formação Carapebus e Formação Emborê, subdividida em membros Siri, Grussaí e São Tomé.

Os folhelhos e margas da parte inferior da Formação Ubatuba (Membro Tamoios) intercalados com expressivos corpos arenosos turbidíticos da Formação Carapebus, marcam uma fase transgressiva, de idade neoturoniano-Eopaleocênica (DIAS et al., 1990).

A Formação Goitacás, de idade albo-cenomaniana, é constituída por conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados, depositados em leques aluviais e fan-deltas nas bordas falhadas da bacia. Estes depósitos ocorrem apenas na borda da bacia e encontram-se interdigitados com os carbonatos das formações Quissamã e Outeiro e as margas da Formação Imbetiba (RANGEL et al., 1994).

A Formação Quissamã, de idade eo-mesoalbiana, corresponde à sequência carbonática nerítica rasa de Dias-Brito & Azevedo (1986) e Dias et al. (1990), ao intervalo Macaé Inferior de Esteves et al. (1987) e Spadini et al. (1988) e à sequência K60 de Winter et al. (2007). Tal unidade constitui o foco principal deste estudo e será abordada adiante.

A Formação Outeiro, de idade neo-albiana, corresponde à sequência carbonática nerítica profunda de Dias-Brito & Azevedo (1986), ao intervalo Macaé Superior de Esteves et al. (1987) e Spadini et al. (1988) e à sequência K70 ou Seção Bota de Winter et al. (2007). Constituem depósitos de carbonatos finos, compostos por *mudstones* intercalados com margas e folhelhos. Estas rochas são ricas em microfósseis pelágicos como as calcisferas (pitonelídeos), foraminíferos planctônicos e radiolários, que foram depositados em resposta a uma progressiva subida do nível do mar que afogou a plataforma carbonática rasa (DIAS-BRITO, 1982).

A Formação Imbetiba, de idade cenomaniana, é formada por margas bioturbadas. Corresponde à sequência hemipelágica com turbiditos de Dias-Brito & Azevedo (1986) e sequência oceânica hemipelágica de Dias et al. (1990). Os turbiditos arenosos da Formação Namorado encontram-se associados às formações Outeiro e Imbetiba, constituindo importantes reservatórios de hidrocarbonetos (BRUHN et al., 2003).

3.3. Formação Quissamã: estratigrafia e ambiente deposicional

A Formação Quissamã, com espessura média de 800 metros, está distribuída ao longo de uma faixa de direção NE em um contexto de ambiente nerítico raso (Figura 10). Esta unidade recobre concordantemente a Formação Retiro (Grupo Lagoa Feia) e seu limite superior corresponde a uma superfície de inundação máxima, denominado Marco Glauconítico nas porções proximais da bacia e Marco Beta regionalmente (WINTER et al., 2007).

Sua sedimentação deu-se em uma plataforma carbonática, com morfologia de rampa homoclinal, com inclinação para E-NE (ESTEVES et al., 1987; SPADINI et al., 1988; GUARDADO, et al., 1989; DIAS et al., 1990) (Figura 11).

A Formação Quissamã é dividida informalmente em duas sequências (ESTEVES et al., 1987; SPADINI et al., 1988). A sequência basal, correspondente à sequência I de Esteves et al. (1987) e ao Membro Búzios de Winter et al. (2007), foi depositada em sistemas de planícies de maré e lagunares instalados na rampa carbonática (SPADINI et al., 1988). As litofácies desta sequência são compostas por dolomititos com texturas bastante variáveis, derivados de *mudstones* e *grainstones* (WINTER et al., 2007). Segundo Esteves et al. (1987), a dolomitização diminui progressivamente em direção ao topo do intervalo (Figura 12).

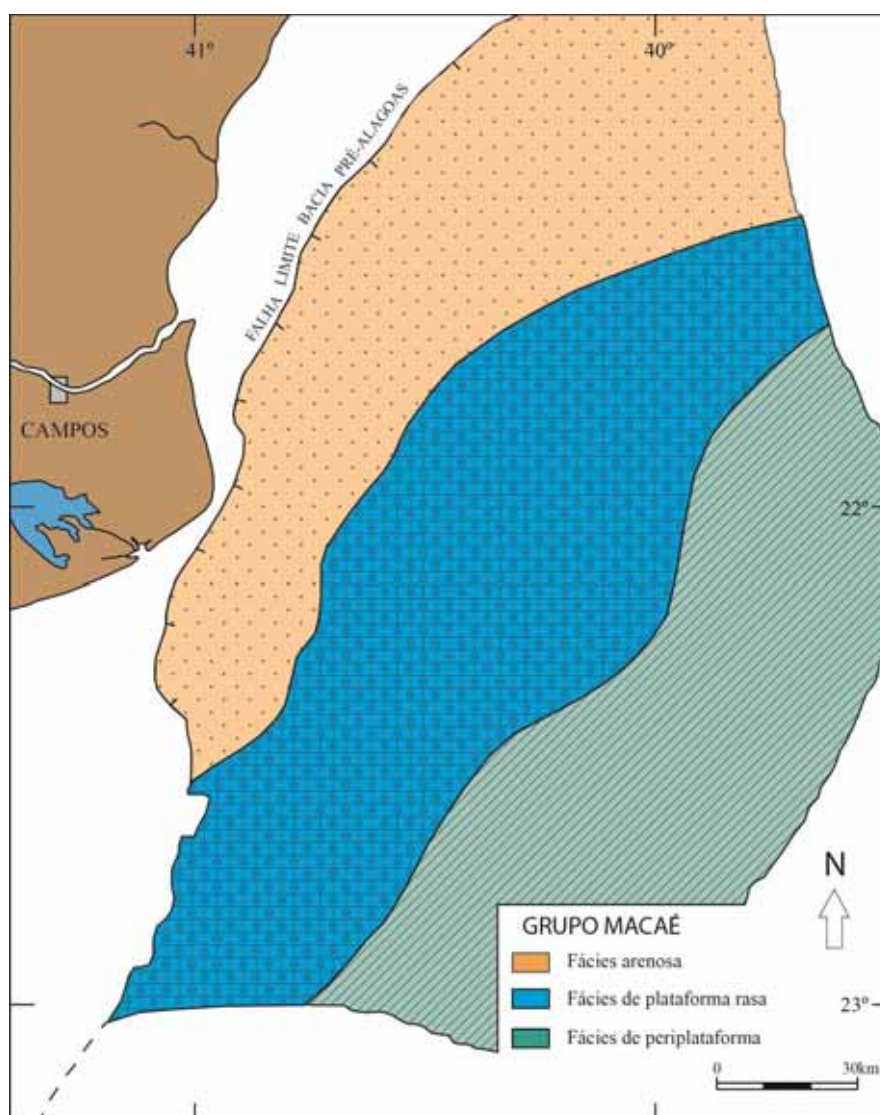


Figura 10: Mapa de ocorrência dos carbonatos da Formação Quissamã (Fonte: Esteves et al. 1987)

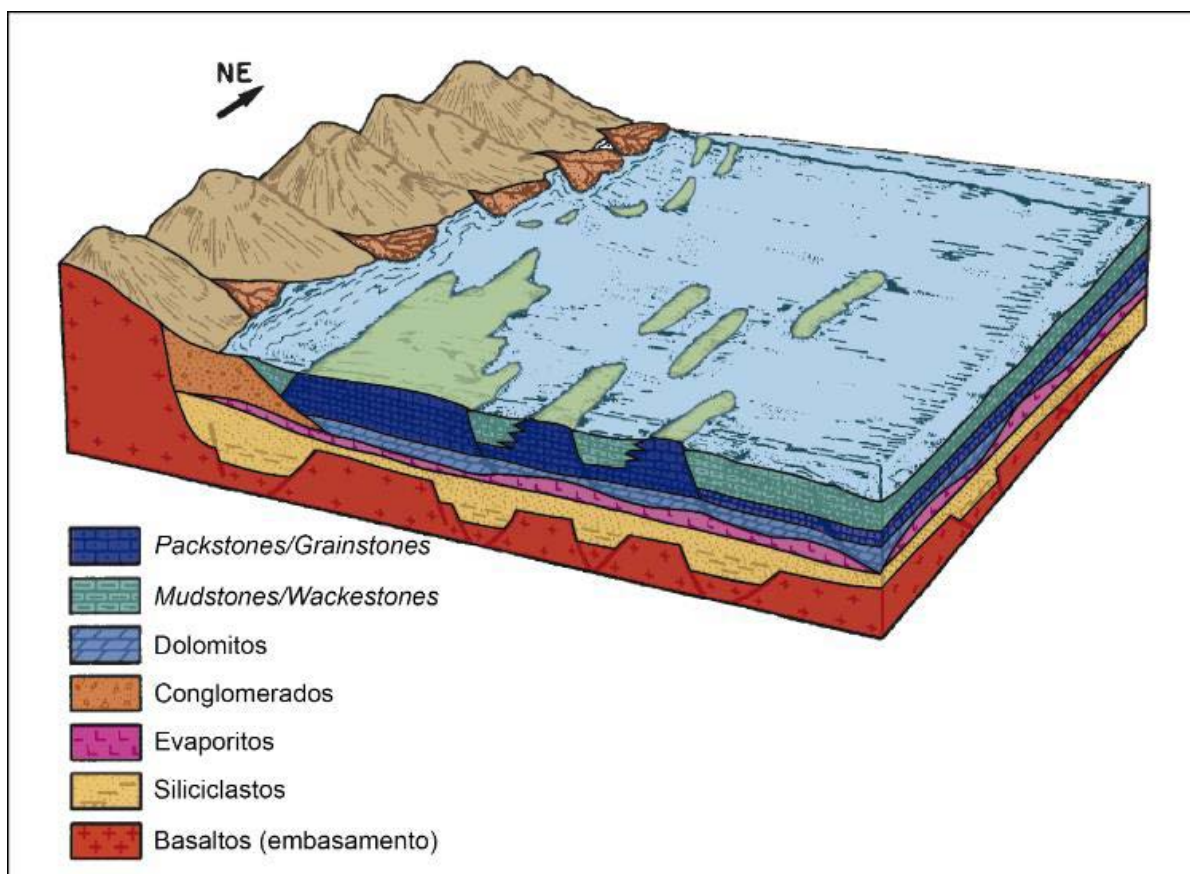


Figura 11: Modelo deposicional da Formação Quissamã, mostrando bancos carbonáticos alongados na direção NE e as litologias que ocorrem neste sistema (Fonte: Guardado et al., 1989).

O intervalo estudado no presente trabalho abrange a porção superior da Formação Quissamã, correspondente à sequência II de Esteves et al. (1987). Esta sequência é formada por bancos carbonáticos de geometria alongada na direção NE-SW, em que uma variedade de fácies, formadas predominantemente por *grainstones* e *packstones*, estão empilhadas em ciclos de arrasamento ascendente (FALKENHEIN et al., 1981; GUARDADO et al., 1989). Estas rochas são compostas por oncóides, oóides, pelóides e bioclastos, depositadas em condições paleobatimétricas máximas de 50 metros (KOUTSOUKOS & DIAS-BRITO, 1987).

Segundo Dias-Brito (1982), os sedimentos da Formação Quissamã foram depositados em sistemas marinhos hipersalinos de circulação restrita, onde as taxas de evaporação eram maiores que a precipitação. Dados isotópicos de carbono e oxigênio, com valores próximos de +4 ‰ de $\delta^{13}\text{C}$ e de -2‰ de $\delta^{18}\text{O}$ suportam a interpretação sobre a hipersalinidade (TAKAKI & RODRIGUES, 1984; SPADINI et al., 1988 e ROBAINA et al., 1993).

Fm.	m	Litologia	Descrição	Espessura (m)
OUTEIRO	2800		Margas com radiolários	300
			Ritmitos de <i>mudstone</i> -marga	
	3000		<i>Mudstone</i> com calcisferas	
QUISSAMÃ			<i>Mudstone</i> peloidal	900
			<i>Packstone</i> peloidal	
			<i>Packstone/Grainstone</i> oncolítico	
	3200		<i>Grainstone</i> oolítico	
			<i>Packstone/Grainstone</i> oncolítico	
	3400		<i>Grainstone</i> oolítico	
			<i>Packstone</i> peloidal	
	3600		<i>Dolograinstone/dolowackestone</i>	
			Arenito arcoseano	

Figura 12: Sucessão vertical idealizada de fácies das formações Quissamã e Outeiro. As espessuras correspondem aos valores máximos que estas unidades podem atingir na bacia. Notar a predominância de fácies dolomíticas na base da Fm. Quissamã (Fonte: Spadini et al. 1988).

Em resposta a estas condições marinhas anômalas, verifica-se um escasso conteúdo microfossilífero e baixa diversidade de espécies. As associações microfossilíferas são compostas basicamente por poucos gêneros de foraminíferos e raros metazoários, tais como equinóides, moluscos e ostracodes (DIAS-BRITO & AZEVEDO, 1986; AZEVEDO et al. 1987).

4. Resultados e discussões

Nesta seção são apresentados os constituintes formadores das rochas estudadas, cujas associações subsidiaram a individualização das várias fácies sedimentares. O agrupamento das diferentes fácies permitiu gerar e interpretar as associações de fácies conhecidas, bem como o grau de energia do sistema e os processos deposicionais envolvidos. Além disso, são descritos os processos diagenéticos e classificados os tipos de porosidade mais comuns que ocorrem nas fácies.

Com a definição das associações de fácies, é possível discutir as relações entre estas e as eletrofácies geradas, bem como as diferenças entre as eletrofácies geradas por redes neurais através das aprendizagens supervisionada e não-supervisionada. A distribuição destas eletrofácies geradas no campo estudado é representada por mapas de distribuição de associação de fácies, que revelam tendências da ocorrência destas associações de fácies.

Com base nas associações de fácies, eletrofácies e perfis elétricos, são interpretadas as sucessões verticais e a ciclicidade através de seções de correlação estratigráfica.

4.1. Estudo faciológico

A análise faciológica obtida neste trabalho tem como enfoque principal os carbonatos de água rasa da Formação Quissamã. Todavia, a porção inferior da Formação Outeiro é incluída neste estudo por constituir a unidade imediatamente sobrejacente ao intervalo foco do estudo.

4.1.1. Constituintes das rochas estudadas

As rochas carbonáticas das formações Quissamã e Outeiro são compostas por três constituintes principais: grãos aloquímicos, matriz e cimento. Nesta seção, serão apresentados os grãos aloquímicos e a matriz que compõem as rochas investigadas. As características relativas ao cimento serão discutidas no capítulo referente à diagênese.

Grãos aloquímicos

No que concerne à Formação Quissamã, os principais grãos que compõem as rochas estudadas, ilustrados na Figura 13, são oncóides. Subordinadamente, estão presentes grãos compostos, pelóides e oóides. Os bioclastos são relativamente raros e de baixa diversidade, o

que condiz com as condições hipersalinas deduzidas para o intervalo Albiano. Minerais não-carbonáticos, como o quartzo, glauconita e minerais opacos, estão associados à seção superior da Formação Quissamã.

Os **oncóides** encontrados podem ser divididos em dois tipos: oncóides com laminações irregulares (tipo A) e oncóides com laminações regulares (tipo B). Os oncóides do tipo A, às vezes contendo, como núcleo, fragmentos de algas vermelhas do tipo *Marinella* e *Picnoporidium*, tem formato arredondado a irregular, com diâmetro entre 500µm a 2mm. Já os oncóides do tipo B apresentam laminações mais concêntricas, com núcleos formados por microoncóides e pelóides. Têm formas subesféricas a elípticas e diâmetros entre 200 e 500µm.

Os **grãos compostos** (*grapestones*) possuem formas subarredondadas a irregulares, com diâmetros entre 1 e 2mm. São formados pela aglutinação de oncóides e oóides; às vezes envolvem outros grãos compostos e pelóides. Fragmentos de moluscos e foraminíferos também podem ser englobados.

Os **oóides** possuem formas arredondadas a ovaladas e diâmetros entre 200µm a 1mm. Apresentam microestrutura interna concêntrica, ou seja, o córtex é formado por envelopes concêntricos regulares em torno de um núcleo. Estes oóides se assemelham aos oóides do tipo 3 de Strasser (1986), que caracterizam ambientes de águas mais agitadas, formados em profundidades relativamente mais rasas quando comparados aos oncóides – semelhantes ao tipo 2 do mesmo autor.

Os **pelóides** têm tamanho entre 100 a 200 µm e formas arredondadas. Podem ter sido originados a partir de fragmentos de algas vermelhas e de foraminíferos bentônicos.

Os **bioclastos** que ocorrem no intervalo estudado são compostos principalmente por bivalves, gastrópodes, equinóides e foraminíferos bentônicos porcelânicos e hialinos. Secundariamente, estão presentes algas vermelhas e tubos de verme. Foraminíferos planctônicos, calcisferas (pitonelídeos) e radiolários, característicos de mar aberto, ocorrem apenas na parte superior da seção estudada, ou seja, na Formação Outeiro.

Os bivalves mostram uma grande variedade de tamanho, e frequentemente encontram-se recristalizados ou substituídos, sendo observados principalmente como núcleos de oncóides.

Fragmentos de placas e espinhos de equinóides ocorrem ao longo de toda a coluna estudada, sendo, entretanto, mais frequentes nas fácies de moderada a baixa energia.

Foram identificados três grupos de foraminíferos bentônicos (textularídeos, hialinos e miliolídeos) em uma variada gama de fácies. Em tamanho, raramente ultrapassam 200 µm. O grupo dos miliolídeos é o menos abundante; entretanto sua destacada ocorrência pode ser interpretada como indicativa de um ambiente mais protegido.

Os minerais não-carbonáticos estão representados principalmente na parte superior da seção estudada, ou seja, na Formação Outeiro. Grãos de quartzo são raros e possuem formas angulares a subangulares. A abundância relativa dos grãos de quartzo na parte superior da seção estudada se deve ao maior influxo siliciclástico que ocorre durante a deposição das rochas da Formação Outeiro. A glauconita ocorre sob a forma de grãos arredondados de coloração esverdeada, com tamanho variando de 50 a 250 µm. É gerada em águas marinhas sem agitação, especialmente durante intervalos de baixa sedimentação e condições levemente redutoras (SPADINI & PRAÇA, 1989). Os minerais opacos encontrados representam pirita, que segundo Dias-Brito (1995) apresenta formas framboidais e tem caráter eodiagenético.

Matriz

A matriz, também denominada lama carbonática, corresponde à fração carbonática fina constituída de cristais microcristalinos (micrita) menores que 20µm em tamanho (DUNHAM, 1962). Devido ao tamanho diminuto, a lama carbonática apresenta coloração castanha ao microscópio ótico.

A presença de matriz em rochas carbonáticas está intimamente relacionada ao nível de energia do sistema (DUNHAM, 1962). Este mesmo autor atenta para a diferença das definições de níveis de energia entre os sistemas siliciclásticos e carbonáticos. Em rochas siliciclásticas, a granulometria dos grãos é indicativa do grau de energia do sistema, ou seja, quanto maior o tamanho do grão, maior a energia. Já nas rochas carbonáticas, o grau de energia do sistema é inversamente proporcional à quantidade de matriz, visto que somente o tamanho dos grãos não tem significado hidrodinâmico.

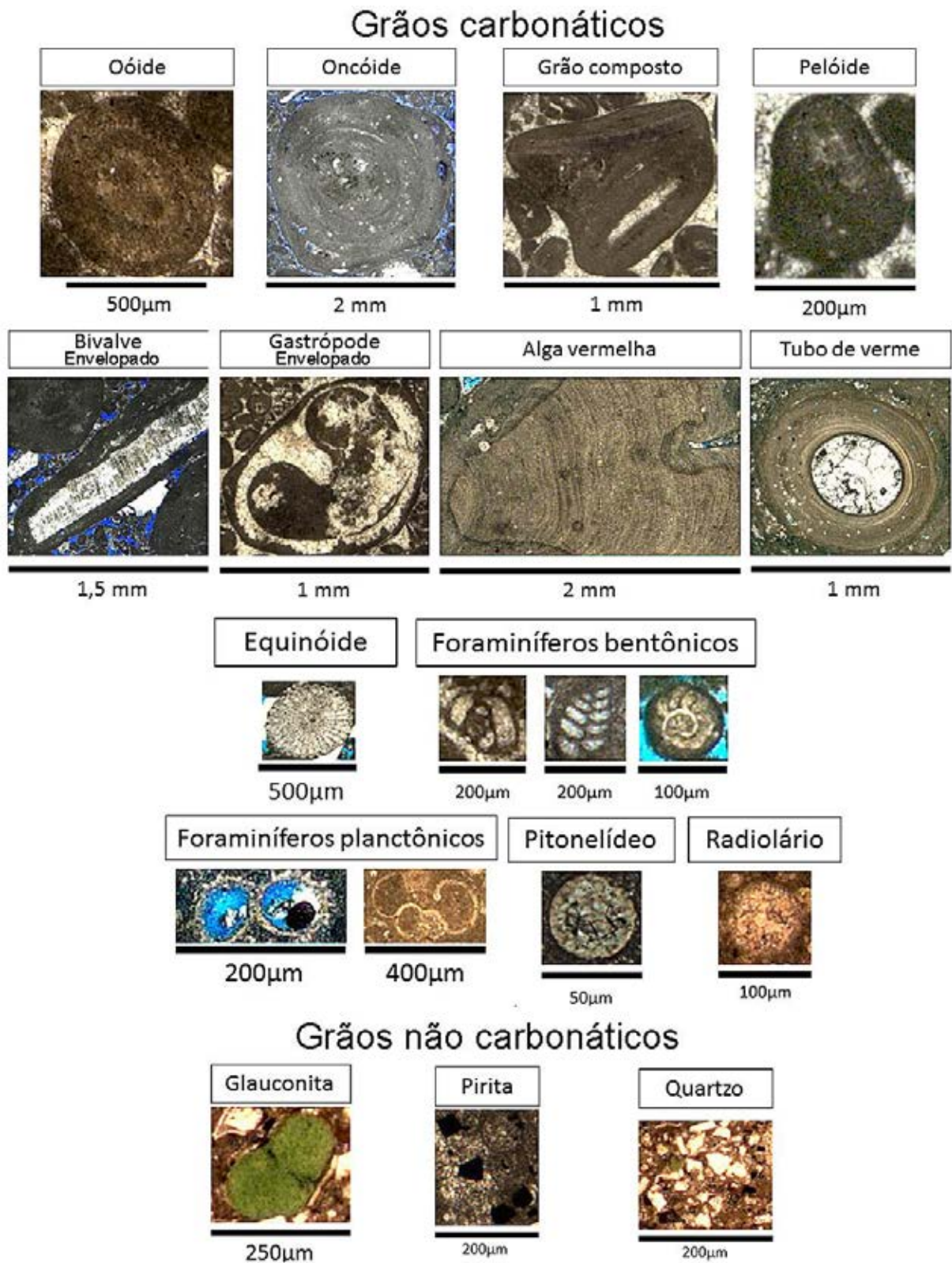


Figura 13: Principais constituintes das fácies descritas.

Nas rochas estudadas, além de ocorrer nas fácies de moderada a baixa energia (como ilustrado na Figura 14A), também ocorre sob a forma de matriz infiltrada nas fácies de alta energia (Figura 14B).

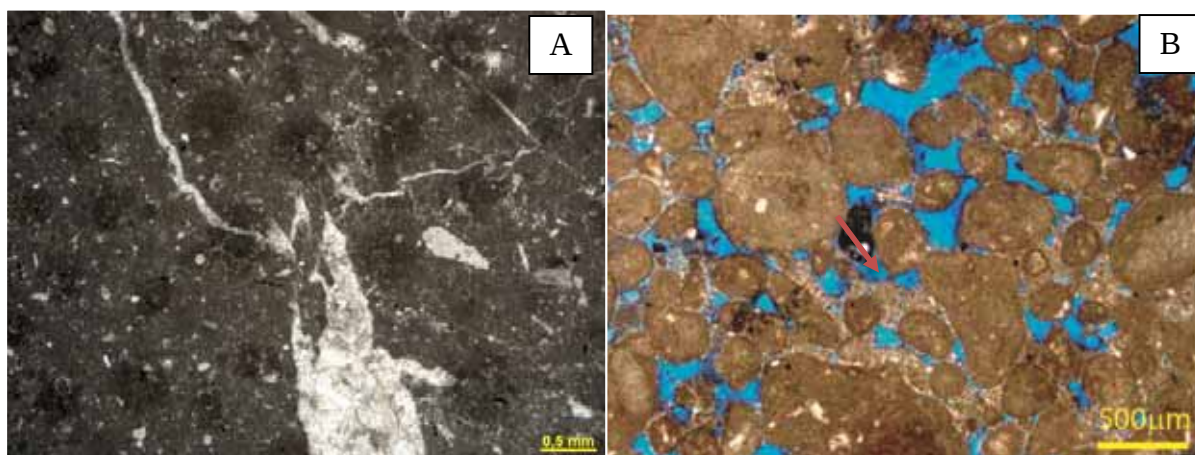


Figura 14: Fotomicrografias de matriz. A) Matriz presente na fácies *wackestone* (Poço A-10, prof. 1890,35) cortada por fratura preenchida por cimento. B) Matriz infiltrada (seta) na fácies *grainstone* oncolítico, caracterizando estrutura geopetal com indicação de topo para cima (Poço A-3, prof. 1802,40).

4.1.2. Fácies sedimentares

Foram individualizadas onze fácies deposicionais pela combinação das análises em escala macroscópica e microscópica (Estampas 1 a 9). A Formação Quissamã compreende as fácies A a H e K, e a Formação Outeiro engloba as fácies I e J. Tais fácies e seus respectivos valores de porosidade e permeabilidade estão apresentados no Quadro 3.

Cor, granulometria, presença de fósseis, estruturas sedimentares e/ou diagenéticas (estilolitos), fraturas e poros vulgares foram propriedades observadas em escala macroscópica. Nota-se que a cor está fortemente alterada com a saturação de óleo na amostra, onde as colorações esbranquiçadas a acinzentadas indicam baixa saturação ou ausência de óleo, enquanto que as colorações castanhas escuras acusam as fácies mais saturadas em óleo.

Na análise microscópica foram definidos os tipos de grãos que compõem cada fácies e seus respectivos significados paleoambientais. Parâmetros texturais como tamanho, grau de seleção e arredondamento dos grãos, e tipo de arcabouço, também foram levados em conta, assim como as feições diagenéticas e tipos de porosidade que ocorrem nestas fácies.

Quadro 3: Resumo das fácies sedimentares reconhecidas e de suas características permoporosas.

Fácies sedimentares	Permoporosidade de plugue
Fácies A – <i>Grainstone</i> oolítico com grãos compostos	$\emptyset = 14-16\%$ K= 0,1mD
Fácies B – <i>Grainstone</i> oncolítico B.1 – aspecto unimodal B.2 – aspecto bimodal	(B.1) $\emptyset = 18-24\%$ K= 2100 a 6600 mD (B.2) $\emptyset = 15-25\%$ K= 30 a 1250 mD
Fácies C – <i>Grainstone</i> oncolítico peloidal	$\emptyset = 20-25\%$ K= 30 a 250 mD.
Fácies D – <i>Packstone</i> oncolítico bioclástico	$\emptyset = 15-22\%$ K= 1-10mD
Fácies E – <i>Packstone</i> peloidal bioclástico	$\emptyset = 16-18\%$ K= 1 a 4 mD
Fácies F – <i>Packstone</i> bioclástico	$\emptyset = 16$ a 19% K= 0,5 a 1mD
Fácies G – <i>Wackestone/Packstone</i> oolítico	$\emptyset = 8$ a 10% K= 0,1mD
Fácies H – <i>Wackestone</i>	$\emptyset = 13\%$ K= 1mD
Fácies I – <i>Wackestone</i> a pitonélídeos	$\emptyset = 8$ a 10% K= 0,1mD
Fácies J – <i>Wackestone</i> bioclástico com glauconita	$\emptyset = 9$ a 12% K= 0,1mD
Fácies K – Carbonato cristalino	-

Fácies A – Grainstone oolítico com grãos compostos

Grainstone de aspecto maciço, de coloração acinzentada, dominado por oóides médios (300 a 500 μm), bem selecionados (Estampa 1, foto A). Secundariamente, ocorrem pelóides (100 a 200 μm) e grãos compostos (1mm). Parte dos oóides e dos outros grãos encontram-se total ou parcialmente micritizados. A cimentação é uma característica importante desta fácies, envolvendo duas fases bem distintas: a primeira representada por uma franja equigranular, cujos cristais tendem a crescer na direção do espaço equigranular; a segunda geração oblitera praticamente toda a porosidade intergranular primária (Estampa 3, foto A). Com isso, o arcabouço da rocha é predominantemente aberto, com contatos pontuais

entre os grãos preservados pela cimentação precoce. Os valores de porosidade e permeabilidade são muito baixos, refletindo a predominância da cimentação nesta fácies. Esta fácies é amostrada apenas na base da coluna testemunhada do poço A-10, com camadas de 2 a 5 metros.

Fácies B – Grainstone oncolítico

Grainstone de aspecto maciço a mosqueado, de coloração castanha, formado dominado por oncóides médios (500 a 700 μm), bem arredondados e bem selecionados (Estampa 1, foto B). Alguns níveis apresentam oncóides arredondados a ovais, com grau de seleção regular (Estampa 3, foto B). Grãos agregados, oóides, pelóides são constituintes acessórios. Bioclastos são raros. Pequenos bioclastos de equinóides e alguns foraminíferos bentônicos constituem os núcleos de oncóides. O arcabouço é aberto e o espaço intergranular está parcialmente preenchido por uma franja, geralmente acicular, que envolve completamente os grãos (Estampa 3, foto D). A dissolução provocou a corrosão total ou parcial da franja, assim como alargou os poros intergranulares gerando até mesmo *vugs*. Localmente, ocorrem níveis de matriz infiltrada e feições de bioturbação (Estampa 3, foto C). O sedimento rearranjado pela bioturbação pode produzir um empacotamento mais frouxo, facilitando a dissolução nestes locais e gerando poros vulgares (Estampa 2, foto A). Localmente, são observados os efeitos de compactação mecânica, como o descolamento da franja. Esta fácies apresenta as melhores condições de permeabilidade entre todas as fácies descritas, com camadas métricas a decamétricas expressivas.

Fácies C – Grainstone oncolítico peloidal

Grainstone de aspecto bimodal, composto por uma fração muito grosseira (maiores que 2mm) e por uma fração fina/média (100 a 200 μm), de coloração castanha escura localmente esbranquiçada (Estampa 2, foto B). O arcabouço é sustentado pelos grãos mais grossos, com contatos planares entre si. Os grãos mais finos, intersticiais aos mais grossos, apresentam contatos pontuais entre os si. Os grãos rudáceos, maiores que 2 mm, são constituídos principalmente por grãos compostos subarredondados a irregulares, os quais foram formados pela aglutinação de oncóides bem arredondados com laminação regular, e oncóides superficiais, cujos núcleos são algas vermelhas (*Marinella* sp.). A fração fina é constituída por pelóides, formados muitas vezes pela micritização parcial de foraminíferos bentônicos, e pequenos bioclastos, como fragmentos de moluscos menores que 500 μm e raros foraminíferos bentônicos hialinos. As bordas dos grãos e dos bioclastos estão frequentemente

micritizadas. A porosidade intergranular pode estar alargada (Estampa 3, foto E) e/ou preenchida por um mosaico equigranular fino (Estampa 3, foto F). A variação na permeabilidade nesta fácies pode estar relacionada à proporção de grãos grossos e finos na rocha, onde os domínios de grãos grossos predominantes tenderiam a refletir maiores permeabilidades que os domínios de grãos finos. Esta fácies apresenta grande expressão nos poços estudados, com camadas métricas a decamétricas.

Fácies D – Packstone oncolítico bioclástico

Packstone de aspecto maciço e coloração castanha clara (Estampa 4, foto A). É composto por oncóides, com cerca de 500 μm , microncóides e pelóides, com cerca de 100 μm , placas e espinhos de equinóides e alguns foraminíferos bentônicos hialinos. Frequentemente, os equinóides apresentam cimento sintaxial (Estampa 6, foto A). O arcabouço da rocha é relativamente fechado, com contatos predominantemente planares entre os grãos. Ocorre também alguma dissolução, gerando porosidade móldica e intergranular. Por conter alguma porosidade intergranular, esta fácies apresenta valores de porosidade mais elevados que os demais *packstones*; entretanto, como o espaço intergranular é preenchido quase que totalmente por micrita e pelóides, os valores de permeabilidade tendem a ser baixos. Esta fácies apresenta pouca expressão nos poços estudados, com camadas decimétricas até 3 metros.

Fácies E – Packstone peloidal bioclástico

Packstone de aspecto maciço a mosqueado e de coloração castanha escura (Estampa 4, foto B), dominado por pelóides (200 μm). Secundariamente, podem ocorrer oncóides (500 μm) e os bioclastos são relativamente frequentes nesta fácies, sendo representados por placas e espinhos de equinóides, fragmentos de moluscos e foraminíferos planctônicos e bentônicos hialinos. A dissolução é um processo atuante nesta fácies, gerando porosidade móldica (Estampa 6, foto B). Apresenta grande expressão nos poços estudados, com camadas decimétricas até 3 metros.

Fácies F – Packstone bioclástico

Packstone de aspecto mosqueado com manchas cinza claro e castanho escuro, dominado por fragmentos bioclásticos de tamanho centimétrico (Estampa 5, foto A). Bioclastos são os principais constituintes desta rocha, representados por fragmentos rudáceos de moluscos, equinóides, foraminíferos bentônicos aglutinantes e hialinos, associados à

matriz micrítica com alguma ocorrência de elementos pelágicos, como calcisferas e foraminíferos planctônicos (Estampa 6, foto C). Minerais opacos são raros e tem tamanho diminuto. Possui baixa porosidade aparente e baixa permeabilidade devido à predominância de micrita no espaço entre os bioclastos. Esta fácies tem pouca expressão na seção estudada, ocorrendo somente nos poços A-3 e A-10 durante a transição da Formação Quissamã para a Formação Outeiro, com cerca de 3 a 5 metros de espessura.

Fácies G – Wackestone/Packstone oolítico

Packstone de aspecto mosqueado com manchas cinza claras e castanho claras, apresentando uma textura granular (Estampa 5, foto B). É constituída por oóides com cerca de 500 µm e algas vermelhas com cerca de 1mm; a matriz carbonática é rica em elementos pelágicos como calcisferas do tipo *Pithonella sphaerica*, além de foraminíferos planctônicos (*Favusella washitensis* e *Hedbergella* sp.) e fragmentos de equinóides (Estampa 6, foto D). A ocorrência destes elementos pelágicos indica condições marinhas relativamente mais profundas. Estão presentes também alguns fragmentos de quartzo. Possui baixa porosidade aparente e baixa permeabilidade devido à predominância de micrita no espaço intergranular. Esta fácies tem pouca expressão na seção estudada, ocorrendo em dois intervalos somente no poço A-3 durante a transição da Formação Quissamã para a Formação Outeiro, cada um deles com cerca de 2 a 3 metros de espessura.

Fácies H - Wackestone

Wackestone de aspecto maciço e coloração castanha escura, localmente bioturbado (Estampa 7, foto A). É constituída predominantemente por matriz, onde estão presentes bioclastos, como calcisferas e equinóides (Estampa 9, foto A), e, em alguns casos, cristais romboédricos de dolomita (Estampa 9, foto B). Pode apresentar porosidade microcristalina. Possui baixas porosidades e permeabilidades devido à predominância de micrita nesta fácies. Esta fácies apresenta pouca expressão nos poços estudados, com camadas decimétricas até 3 metros.

Fácies I– Wackestone a pitonélídeos

Wackestone cinza-claro de aspecto maciço intercalado com margas cinza-escuras com estrutura laminada. Domínios com maior concentração de micrita estão possivelmente associados à bioturbação (Estampa 7, foto B). A matriz carbonática é constituída predominantemente por micrita, dominada por calcisferas (*Pithonella sphaerica* em maior

quantidade e *P. ovalis*) e radiolários (Estampa 9, foto C). Ocorrem minerais opacos, provavelmente pirita e são raros os foraminíferos planctônicos, fragmentos de equinodermos e foraminíferos bentônicos buliminiformes. Pode apresentar porosidade microcristalina. Possui baixas porosidades e permeabilidades devido à predominância de micrita entre os calcisferas.

Esta fácies ocorre somente na Formação Outeiro com grande expressão, apresentando espessuras métricas a decamétricas.

Fácies J – Wackestone bioclástico com glauconita

Wackestone de aspecto mosqueado e coloração cinza claro a escuro, localmente laminado (Estampa 8, foto A). A matriz é composta por abundantes grãos angulosos detríticos de quartzo e grãos de glauconita arredondados, junto a placas de equinóides e raras calcisferas. Ocorrem minerais opacos alinhados nos intervalos mais micríticos (Estampa 9, foto D). Possui baixas porosidades e permeabilidades devido à predominância de micrita na rocha. Esta fácies ocorre somente na Formação Outeiro com pouca expressão, limitando-se a espessuras decimétricas a métricas nos poços A-3 e A-10, sendo mais expressiva no primeiro.

Fácies K – Carbonato cristalino (dolomito)

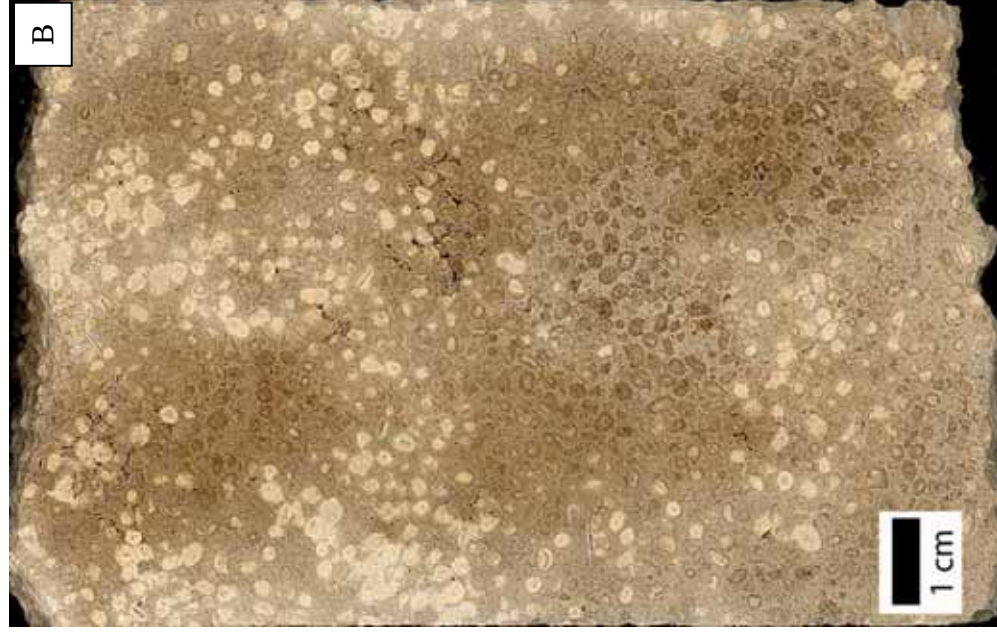
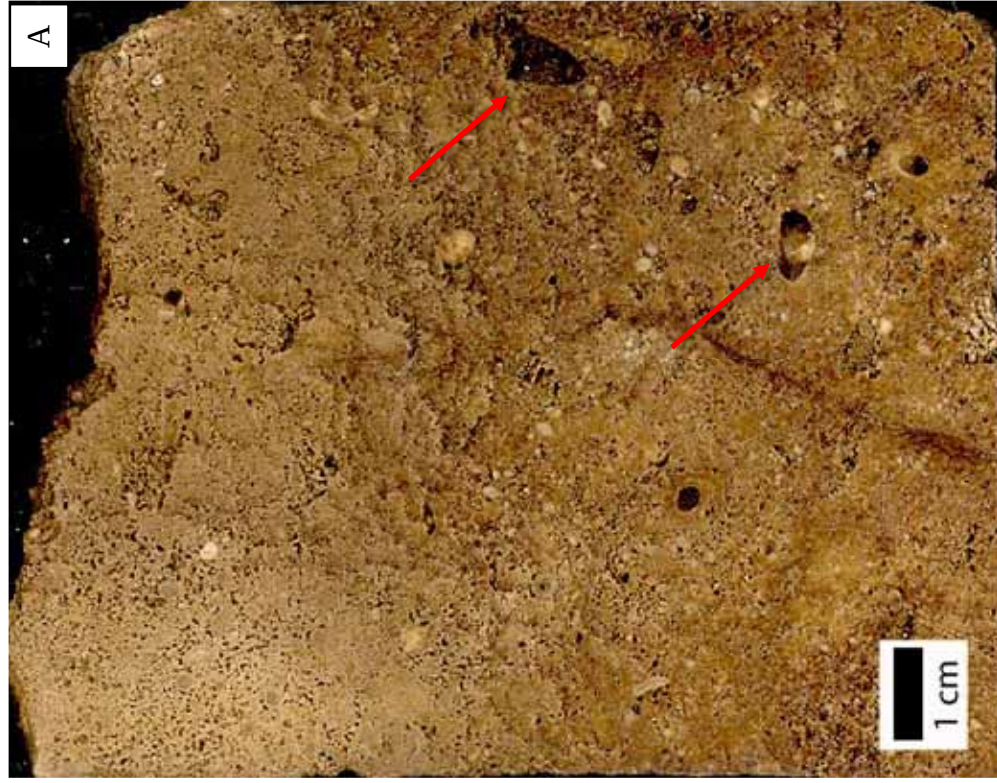
Dolomito cristalino, de coloração castanha a acinzentada e aspecto homogêneo, apresentando boa porosidade (Estampa 8, foto A). É formado por cristais romboédricos de dolomita, medindo cerca de 100µm (Estampa 9, foto E).

A rocha apresenta domínios de menor porosidade, que parecem relictos de grãos (Estampa 9, foto F), sugerindo que a textura deposicional original tenha sido a de um *grainstone* ou *packstone*.

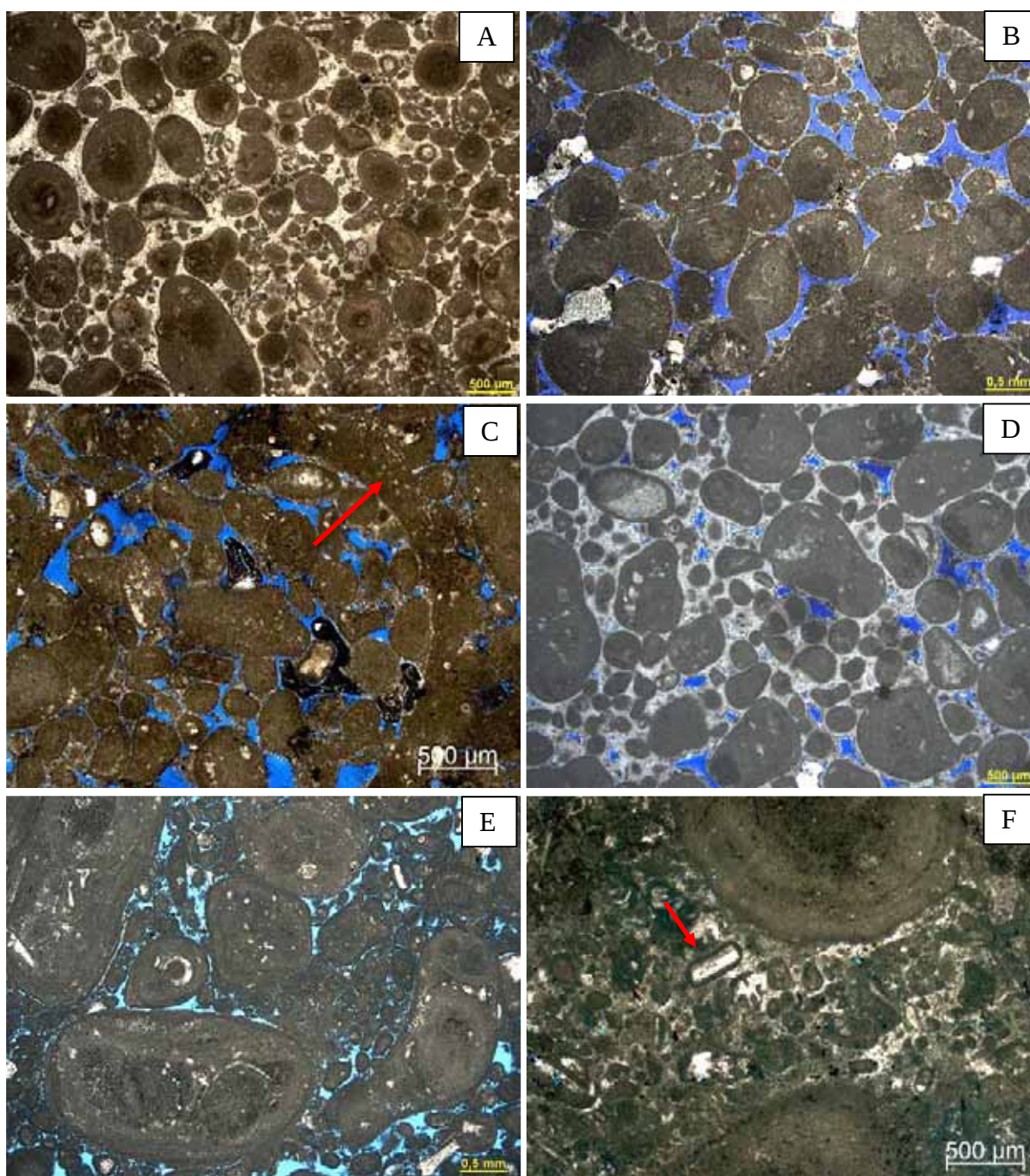
Esta fácies tem pouca expressão na seção estudada, ocorrendo em porção testemunhada somente no poço A-49 com espessura de 3 metros. Contudo, em porção não-testemunhada (interpretada no perfil composto), tal fácies apresenta espessuras métricas.



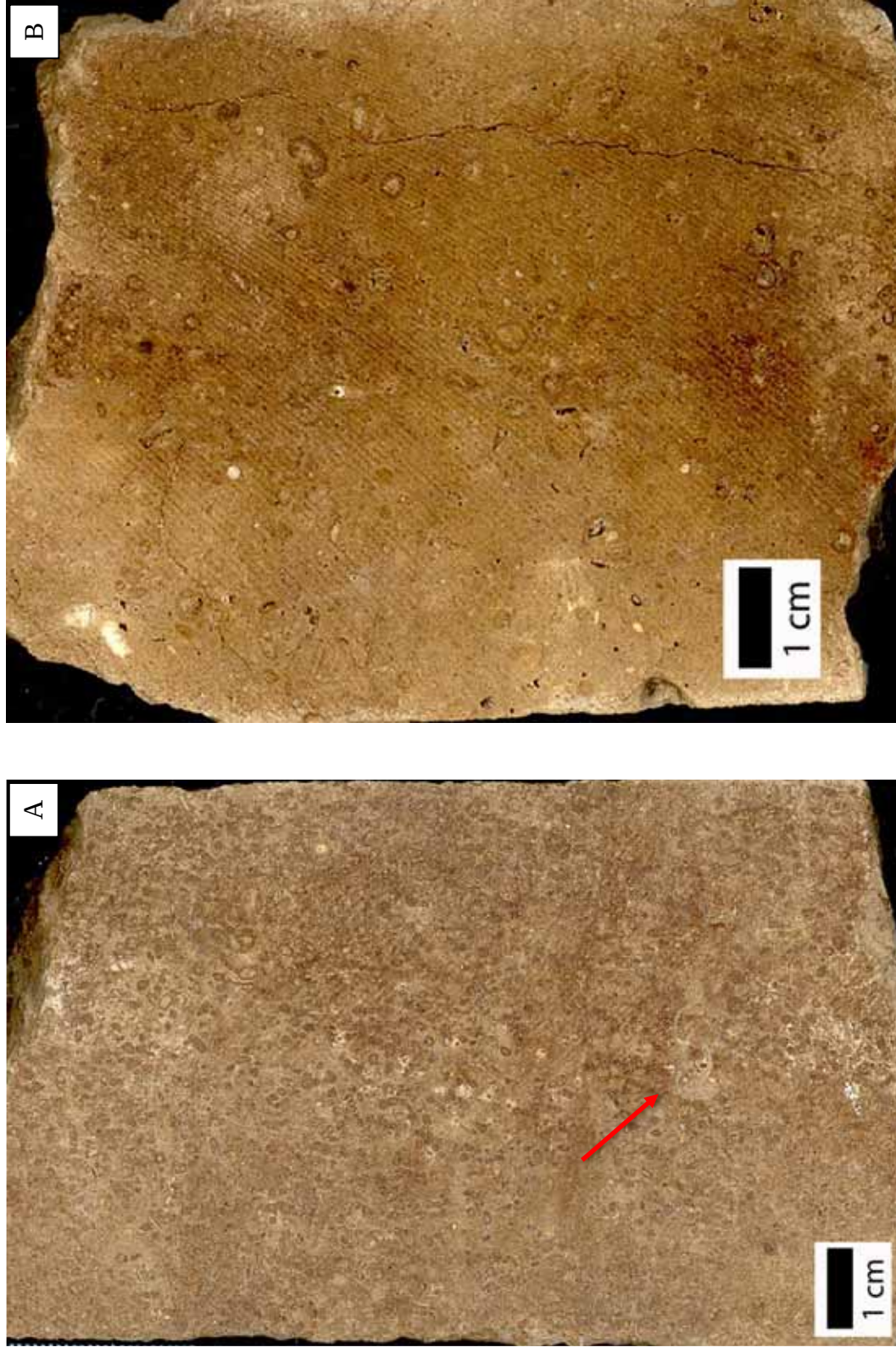
Estampa 1: Imagens obtidas em *scanner* de seções de testemunho representativa das fácies A e B. **A:** *grainstone* oolítico com grãos compostos da fácies A, com estrutura maciça e coloração acinzentada devido à cimentação (Poço A-10, prof. 1874,65m). **B:** *grainstone* oncolítico da fácies B, com estrutura maciça a mosqueada, exibindo um tubo de escavação (*burrowing*) preenchido por sedimento indicado pela seta vermelha (Poço A-10, prof. 1842,30m).



Estampa 2: Imagens obtidas em *scanner* de seções de testemunho representativa das fácies B e C. **A:** *grainstone* oncolítico da fácies B, mostrando poros vulgares (setas vermelhas) e mólidos (Poço A-10, prof. 1779,00m). **B:** *grainstone* oncolítico pelooidal da fácies C, mostrando bimodalidade granulométrica com parte dos grãos preenchidos por cimento (Poço A-3, prof. 1845,00m).



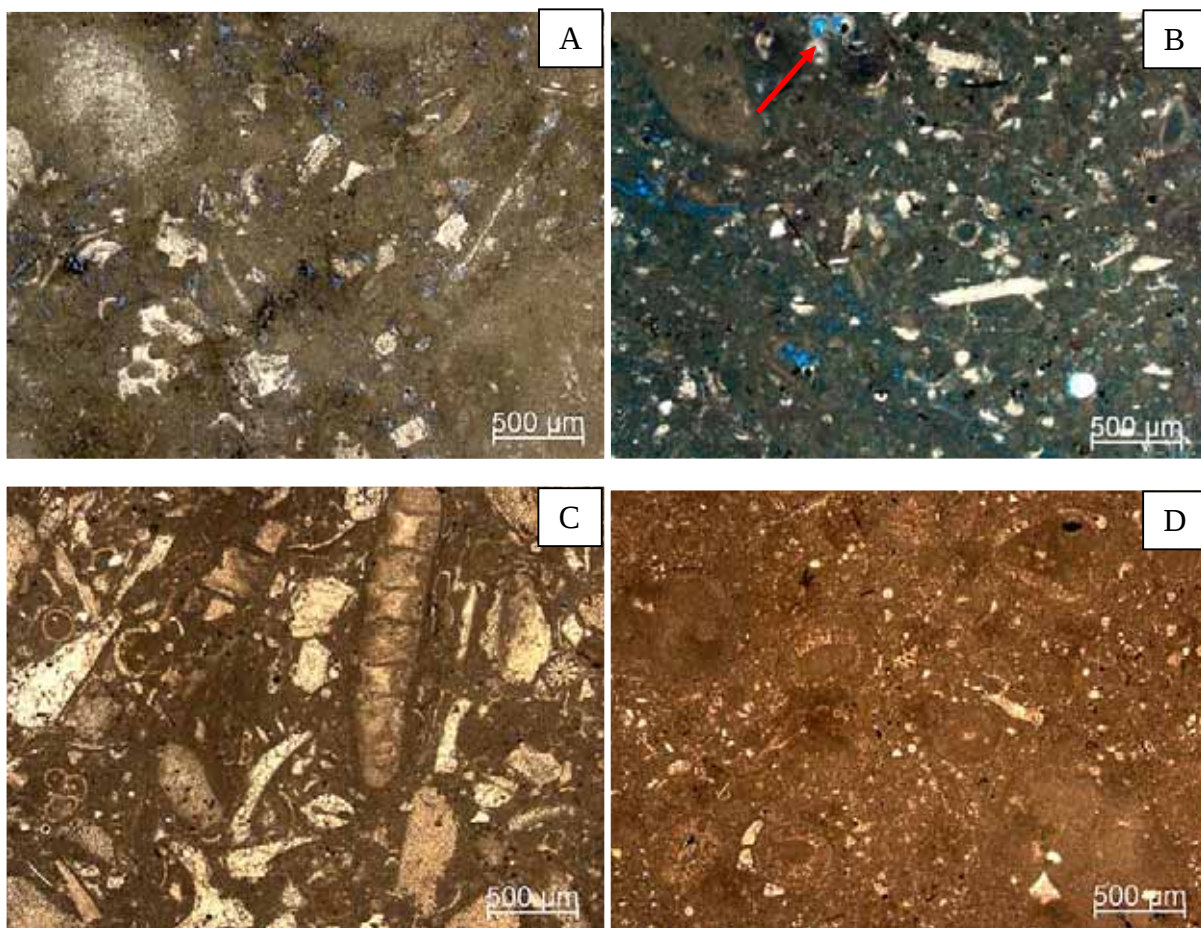
Estampa 3: Fotomicrografias representativas das fácies A, B e C. **A:** *grainstone* oolítico, com grãos compostos e pelóides. O espaço intergranular foi obliterado por cimento em mosaico equigranular (Poço A-10, prof. 1884,35m). **B:** *grainstone* oncolítico unimodal, apresentando cimento em franja acicular incipiente (Poço A-10, prof. 1842,10m). **C:** *grainstone* oncolítico unimodal, com parede de bioturbação indicado pela seta vermelha (Poço A-3, prof. 1802,40m). **D:** *grainstone* oncolítico oolítico, de aspecto bimodal, apresentando cimento em franja acicular (Poço A-10, prof. 1808,30m). **E:** *grainstone* oncolítico peloidal, exibindo bimodalidade granulométrica dos grãos agregados e pelóides, com boa porosidade intergranular. Notar que a cimentação está ausente (Poço A-10, prof. 1818,40m). **F:** *grainstone* oncolítico peloidal, exibindo oncóides e pelóides. O espaço intergrãos está preenchido por um cimento em mosaico equigranular. Notar que o bioclasto do centro da foto, indicado pela seta vermelha, apresenta borda micritizada (Poço A-3, prof. 1814,80m).



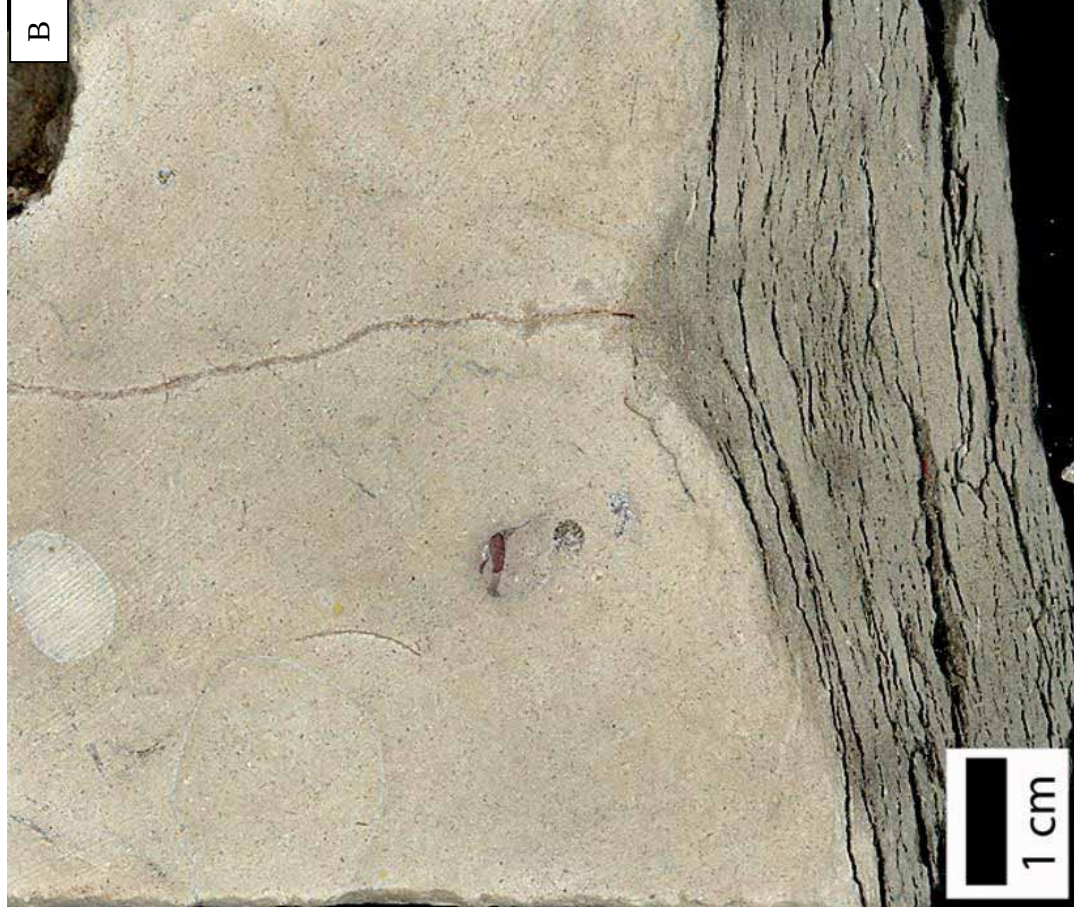
Estampa 4: Imagens obtidas em *scanner* de seções de testemunho representativa das fácies D e E. **A:** *packstone* oncolítico bioclástico da fácies D, apresentando coloração acastanhada, estrutura mosqueada e bioclastos (seta vermelha) visíveis macroscopicamente (Poço A-3, prof. 1809,20m). **B:** *packstone* peloidal bioclástico da fácies E, apresentando coloração acastanhada, estrutura mosqueada e manchas de bioturbação (Poço A-10, prof. 1828,30m).



Estampa 5: Imagens obtidas em *scanner* de seções de testemunho representativa das fácies F e G. **A:** *packstone* bioclástico da fácies F. Fragmentos de bivalves encontram-se dispersos em uma rocha de estrutura mosqueada, com manchas de cimentação e saturação em óleo (Poço A-3, prof. 1787,55m). **B:** *wackestone/packstone* oolítico da fácies G, mostrando textura granular e manchas castanho-escuras, provavelmente com saturação em óleo (Poço A-3, prof. 1775,80m).



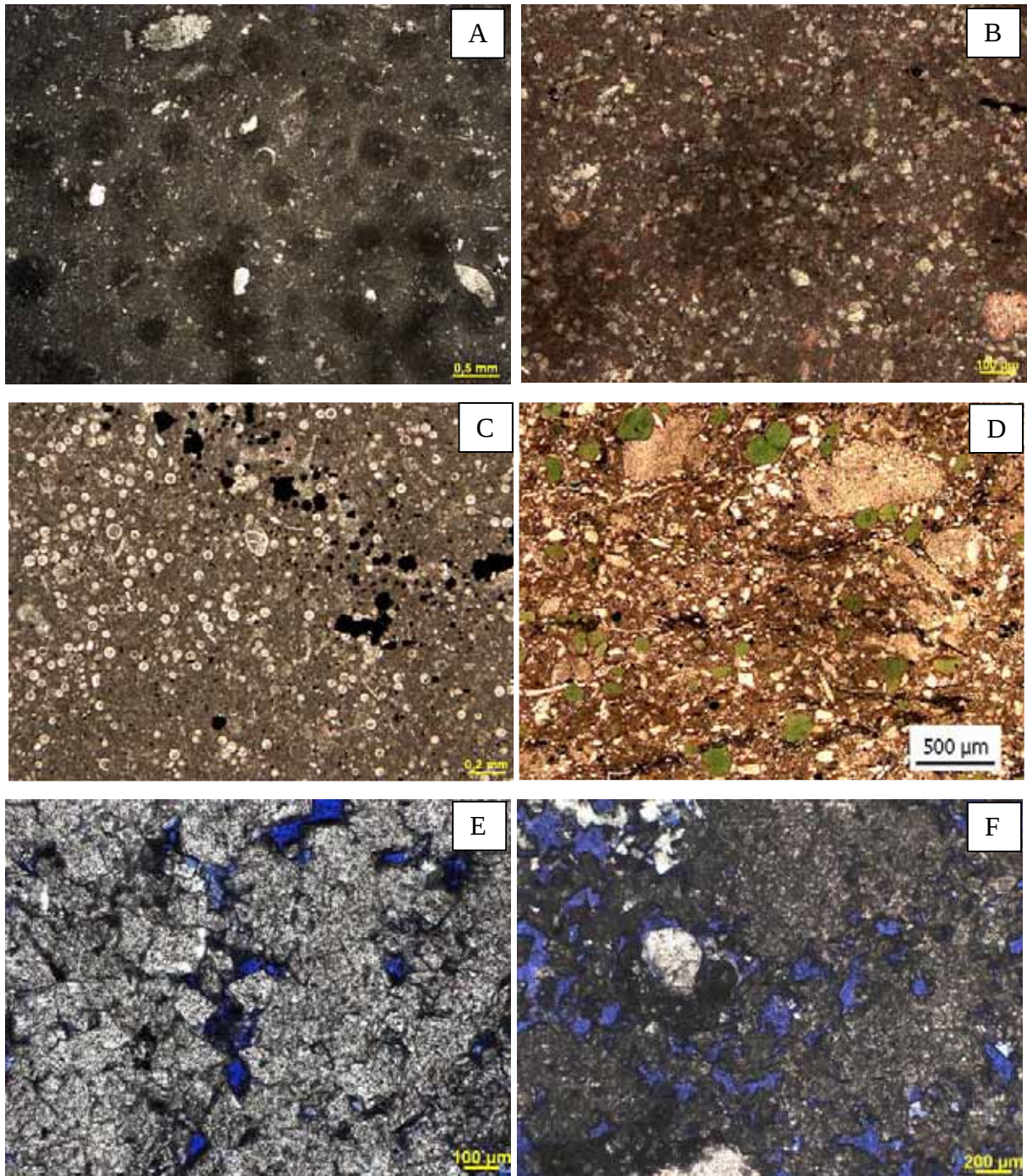
Estampa 6: Fotomicrografias representativas das fácies D a G. **A:** *packstone* oncolítico bioclástico da fácies D, formado por oncóides, pelóides e bioclastos. Estes são representados por placas e espinhos de equinóides, por vezes com cimento syntaxial (Poço A-3, prof. 1838,80m). **B:** *packstone* peloidal da fácies E, composto predominantemente por pelóides e bioclastos representados principalmente por equinóides e fragmentos de bivalves. Notar a presença de foraminífero planctônico (seta vermelha) na parte superior da foto (Poço A-3, prof. 1807,50m). **C:** *packstone* bioclástico da fácies F, apresentando fragmentos de moluscos, equinóides e foraminíferos planctônicos (Poço A-3, prof. 1786,10m). **D:** *wackestone/packstone* oolítico da fácies G, formado por grãos oolíticos e de algas vermelhas dispersos em uma matriz rica em calcisferas (Poço A-3, prof. 1774,95m).



Estampa 7: Imagens obtidas em *scanner* de seções de testemunho representativa das fácies H e I. **A:** Rocha fina, de cor castanha e estrutura maciça (Poço A-10, prof. 1791,00m). **B:** intercalação entre *wackestone* a *calcsiferas* (mais claro e maciço/mosqueado) e marga (mais escuro e laminado) da fácies I (Poço A-3, prof. 1770,70m).



Estampa 8: Imagens obtidas em *scanner* de seções de testemunho representativa das fácies J e K. **A:** *wackestone* bioclástico da fácies J, onde os pequenos pontos escuros são grãos de glauconita (Poço A-3, prof. 1778,15m). **B:** Carbonato cristalino acinzentado, de estrutura maciça e com boa porosidade (Poço A-49, prof. 1846,20m).



Estampa 9: Fotomicrografias representativas das fácies H, I, J e K. **A:** *wackestone* bioclástico, mostrando espinho de equinoide e fragmentos de siliciclastos (Poço A-10, prof. 1889,50m). **B:** *wackestone* com cristais de dolomita dispersos pela matriz (Poço A-10, prof. 1886,95m). **C:** Fácies I: *wackestone* composto por micrita, calcisferas, minerais opacos e raros foraminíferos planctônicos (Poço A-10, prof. 1737,60m). **D:** Fácies J: *wackestone* composto por micrita, contendo abundantes clastos siliciclásticos, placas de equinoides e grãos de glauconita (Poço A-3, prof. 1778,15m). **E:** cristais romboédricos de dolomita, com porosidade intercrystalina (Poço A-49, prof. 1845,40m). **F:** carbonato cristalino castanho, de estrutura maciça e boa porosidade móldica (Poço A-49, prof. 1845,05m).

4.1.3. Associações de fácies

As características texturais e composicionais das rochas testemunhadas aliadas à interpretação da sucessão vertical de fácies permitiram a definição de cinco associações de fácies (Figura 15): (1) bancos oncolíticos/oolíticos, (2) interbancos, (3) marinho protegido, (4) retrabalhamento e (5) água profunda (Formação Outeiro).

O modelo deposicional proposto, ilustrado no bloco diagrama da Figura 16, corresponde a um detalhamento do modelo proposto por Guardado et al. (1989). As associações de fácies 1 a 3 englobam as principais fácies que ocorrem na Formação Quissamã. A associação de fácies 4 representa a transição da Formação Quissamã para a Formação Outeiro, e a fácies 5 corresponde a uma entidade distal pelágica presumível, assemelhada aos carbonatos Outeiro; tal especulação deriva dos achados de Dias-Brito (2001) na Bacia de Santos, testemunho nº7.

A **associação de fácies 1 (AF1)** é composta pelas fácies A e B, correspondentes a *grainstones* oolíticos e oncolíticos, respectivamente. Na sucessão analisada, a fácies B se mostrou mais frequente que a fácies A. Ambas as fácies são sustentadas por grãos, bem a moderadamente selecionados, com médio a alto arredondamento, alta esfericidade e formas esférica a elipsoidal (como visto na Estampa 3, fotos A e B). A análise petrográfica também evidenciou que nestas fácies a micrita é rara, ou até mesmo ausente, corroborando a ideia de que estas tenham se formado acima do nível de base de ondas de tempo bom (NBOTB). Este nível representa o limite de retrabalhamento dos orbitais de onda, ou seja, a movimentação dos orbitais de onda acima deste nível produzem alto grau de agitação das águas. Estas regiões de alta energia configuram condições ruins de preservação dos bioclastos, além de consistir em ambiente estressante para determinados organismos, justificando a escassa ocorrência de bioclastos nestas fácies quando comparada com as demais.

Segundo Simone (1980), o termo ‘oóide’ frequentemente carrega a implicação ambiental de agitação. Desta forma, o comportamento turbulento descrito acima se deve a processos de tração e rolamento devido à agitação das águas. Este tipo de mecanismo de deposição é encontrado em sistemas carbonáticos atuais, como por exemplo as barras e cinturões oolíticos em *Joulter Cays* e a ilha de Exumas nas Bahamas (BALL, 1967; GONZALEZ & EBERLI, 1997; GRASMUECK & WEGER, 2002). Nestes locais, as correntes seriam responsáveis pela deposição do sedimento oolítico e oncolítico em

geometrias de corpos alongados com comprimento médio de 30 a 45km de extensão e largura de 10 a 15km (BALL, 1967; GRASMUECK & WEGER, 2002).

Segundo Dravis (1983), *grainstones* oolíticos são formados em profundidades menores ou iguais a 5m, onde existe energia suficiente para a atuação das correntes oscilatórias. Em *Exumas Island*, bancos ativos têm menos de dois metros de lâmina d'água (HARRIS, 2010). Estas condições de águas rasas indicam que a AF1 se formaria em altos deposicionais, os quais são interpretados como relacionados a altos do embasamento – como nos modelos de Guardado et al. (1989) e Dias et al. (1990) –, a domos e almofadas de sal – Chang et al. (1992) – ou ambos, como em Waisman (2009).

A **associação de fácies 2 (AF2)** é composta pelas fácies C e D, correspondentes à *grainstones* oncolíticos peloidais e *packstones* oncolíticos bioclásticos, respectivamente. O envelopamento de grãos rudáceos (constituintes mais comuns da fácies C, como visto na Estampa 3, foto E) por cianobactérias requerem condições hidrodinâmicas mais brandas do que aquelas atuantes na AF1. A abundância de micrita na fácies D, evidenciada pela análise petrográfica, confirma a interpretação de condições energéticas mais brandas, e a quantidade de micrita cresce gradativamente em direção às porções de mais baixa energia, correspondentes à AF3. Os processos deposicionais atuantes nesta associação de fácies foram responsáveis por uma agitação pouco intensa das águas ou menos frequente, encontrada no espaço interbancos, em que a ação dos orbitais de ondas é amortecida pelos bancos. Sistemas de bancos, como os formulados por Guardado et al. (1989) para a Formação Quissamã e o de Harris (2010) para *Exumas Island* (Bahamas), têm boa continuidade, apresentando algumas reentrâncias, as quais podem gerar regiões mais protegidas onde a AF2 é formada. Como as condições de águas turbulentas, formadoras da AF1, ocorrem em lâmina d'água menor ou igual a 5 m, interpreta-se que a AF2 tenha se depositado em lâminas d'água mais profundas que esta.

A **associação de fácies 3 (AF3)** é composta pelas fácies E e H, correspondentes à *packstones* peloidais bioclásticos e *wackestones*, respectivamente. Estas fácies são caracterizadas pelo alto conteúdo micrítico, sendo que no caso da fácies H, a rocha é sustentada por lama carbonática (Estampa 9, foto A). A abundância de micrita nestas fácies sugere que estas rochas tenham se formado em ambiente livre da agitação. Petrograficamente, o reconhecimento de bioclastos como equinóides e foraminíferos planctônicos nestas fácies possibilitou interpretar que estes sedimentos se depositaram em ambiente marinho franco,

com lâmina d'água máxima de 50 metros – profundidade máxima assumida por Koutsoukos & Dias-Brito (1987) para o ambiente nerítico em que esta associação de fácies se formou. Desta forma, o processo deposicional gerador das rochas desta associação de fácies foi interpretado como decantação, em condições marinhas mais profundas e livre da ação das ondas, ou seja, abaixo do NBOTB. O posicionamento desta AF tanto na porção leste quanto oeste do bloco diagrama sugere que as águas calmas estavam em ambos os lados do banco.

Com o afogamento da plataforma carbonática rasa da Formação Quissamã, formaram-se as associações de fácies 4 e 5, correspondentes a depósitos carbonáticos de água profunda, ocorrendo somente na porção leste do bloco diagrama. A **associação de fácies 4** (AF4), composta pelas fácies F e G, apresenta caráter episódico. Ao longo de todo o intervalo estudado, as fácies correspondentes à AF4 ocorrem apenas na transição da Formação Quissamã para a Formação Outeiro, refletindo condições particulares, provavelmente relacionadas ao afogamento regional na bacia. A principal característica desta associação é que as fácies apresentam elementos diagnósticos de deposição em águas rasas, como por exemplo os oóides, misturados a elementos diagnósticos de deposição em águas profundas, como pitonelídeos dispersos na matriz, como já mostrado na Estampa 6, foto D. Os processos formadores deste tipo de depósito podem ser interpretados como produto da ação de onda ou de corrente.

Correntes de retorno (*rip current*) podem ser processos responsáveis pelo transporte de sedimentos grossos da zona litorânea para profundidades maiores (GRUSZCZYNSKI et al., 1993; BADENAS & AURELL, 2001). As correntes de deriva litorânea transportam massas de água paralelamente à linha de costa. Nos locais onde as correntes de deriva litorânea se encontram, forma-se uma corrente de retorno (*rip current*), que é um fluxo unidirecional em direção ao mar com energia para erodir e transportar grãos da fração areia e cascalho (WALKER & PLINT, 1992). Neste caso, a presença de grãos alóctones, em detrimento da ausência de intraclastos, é favorável à interpretação como corrente de retorno, que transporta os grãos ainda inconsolidados. Além disso, a eodiagênese normalmente é um processo muito rápido para não ter litificado estes oóides.

Por outro lado, o registro do depósito formado pela corrente de retorno é episódico na seção estudada, apesar de ser considerada como um processo comum. Uma explicação possível poderia ser que as fácies mais rasas das sucessões verticais das seções inferior e intermediária já são formadas por alta energia, fazendo com que a ação das correntes de

retorno produzisse retrabalhamento destas fácies de alta energia, que são de difícil distinção quando as estruturas sedimentares não são bem preservadas. O contraste faciológico das fácies *in situ* e das retrabalhadas fica mais evidente quando ocorre o afogamento, como é o caso da seção superior.

Os depósitos caracteristicamente alóctones da AF4 também podem ser interpretados como sendo extensões dos sistemas carbonáticos rasos, tendo sido produzidas pela desestabilização dos bancos carbonáticos que, por sua vez, geraram fluxos gravitacionais em regime laminar, dominados por grãos, durante a transgressão marinha. Neste caso, a depender da paleotopografia, o afogamento poderia ser diácrono no campo, ou seja, as porções mais baixas poderiam estar afogadas enquanto que lateralmente ainda se depositassem fácies de banco nas porções mais altas. Desta forma, a agitação das águas pela subida do nível de base desestabilizaria os bancos, gerando fluxos laminares não-turbidíticos que produziram os depósitos ressedimentados. Eventos de tempestade também poderiam produzir elevação do nível de base próximo à costa, fazendo com os orbitais de onda desestabilizassem os bancos.

A **associação de fácies 5 (AF5)** é composta por *wackestones* a pitonelídeos com ou sem glauconita, correspondentes às fácies J e I, respectivamente. Petrograficamente, a abundância de micrita nestas fácies sugere também, assim como a AF3, que estas rochas tenham se formado por processos de decantação em ambiente livre da agitação. Entretanto, o reconhecimento de bioclastos, como os pitonelídeos e os radiolários, caracteristicamente pelágicos, sugere um contexto batimétrico mais profundo do que o indicado para a AF3. Segundo Spadini & Praça (1989), a formação de glauconita não é um indicador preciso de profundidade, porém aparece em uma faixa entre 60 e 500 metros de profundidade, com baixa taxa de sedimentação. Estas condições foram produzidas a partir de uma rápida elevação do nível do mar.

O quadro abaixo resume as associações de fácies encontradas no intervalo estudado, as fácies que as compõem e inferências do grau de energia e dos processos deposicionais que as geraram.

Quadro 4: Fácies, associações de fácies (AF), energia e processos deposicionais.

AF	Fácies	Energia	Processos deposicionais	Ambiente interpretado
AF1	A) <i>Grainstone</i> oolítico com grãos compostos	Alta	Tração (fluxo subaquoso oscilatório)	Bancos oncolíticos/oolíticos
	B) <i>Grainstone</i> oncolítico		Tração (fluxo subaquoso oscilatório)	
AF2	C) <i>Grainstone</i> oncolítico peloidal	Moderada	Tração (fluxo subaquoso)	Interbancos
	D) <i>Packstone</i> oncolítico bioclástico		Tração (fluxo subaquoso)	
AF3	E) <i>Packstone</i> peloidal bioclástico	Baixa	Tração (fluxo subaquoso)	Marinho protegido
	H) <i>Wackestone</i>		Decantação subaquosa	
AF4	F) <i>Packstone</i> bioclástico	-	Corrente de retorno/Fluxo gravitacional	Aloctonia
	G) <i>Wackestone/Packstone</i> oolítico		Corrente de retorno/Fluxo gravitacional	
AF5	I) <i>Wackestone</i> a calcíferas	Baixa	Decantação subaquosa	Águas relativamente mais profundas
	J) <i>Wackestone</i> a calcíferas com glauconita		Decantação subaquosa com baixa taxa de sedimentação	

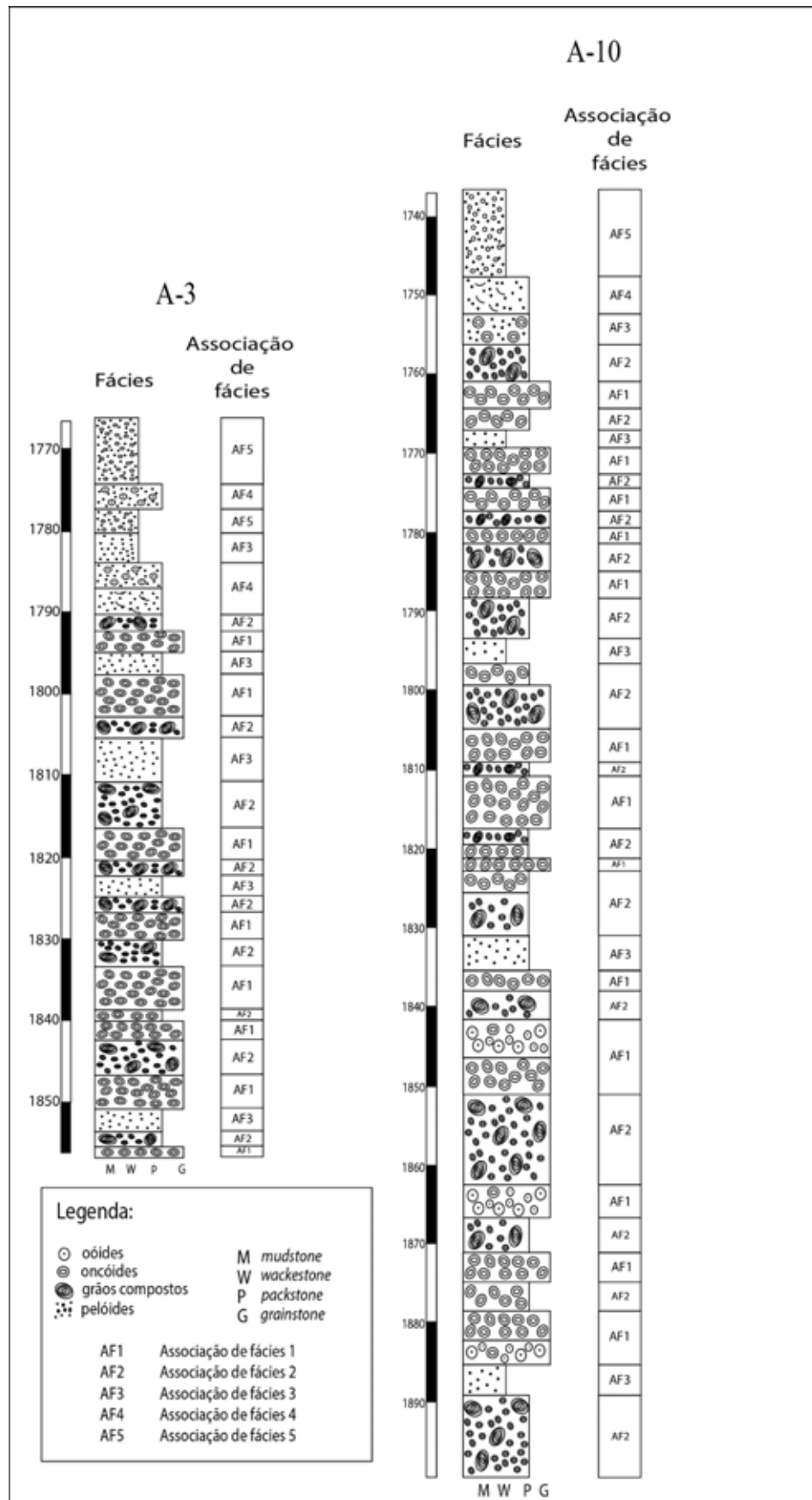


Figura 15: Associações de fácies definidas para os poços A-3 e A-10.

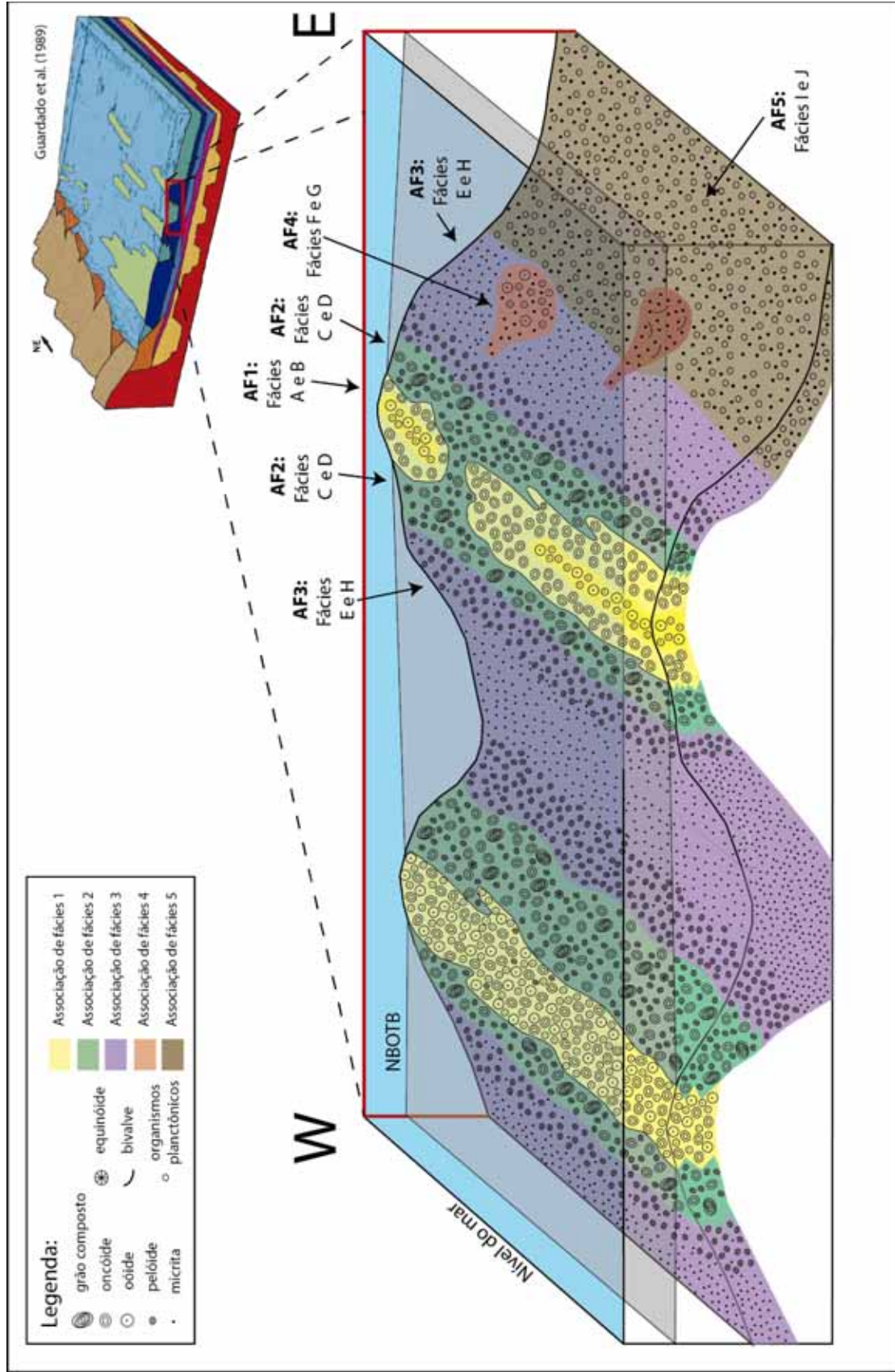


Figura 16: Bloco diagrama representativo da Formação Quissamã (eo-mesobiano), mostrando a distribuição espacial das fácies sedimentares e das associações de fácies AF1, AF2, AF3 e AF4. A fácies 5, de caráter distal pelágico, é uma especulação do modelo com base nas informações de Dias-Brito (1995).

4.2. Estudo diagenético

O termo *diagênese* refere-se a todos os processos que afetam os sedimentos após a deposição, até que se atinjam os domínios de metamorfismo incipiente em elevadas pressões e temperaturas (TUCKER & WRIGHT, 1990). Os processos diagenéticos mais comuns são cimentação, dissolução, substituição, recristalização, compactação física e química. O entendimento dos processos diagenéticos é crucial nos estudos de porosidade e são altamente significativos na avaliação de rochas-reservatório.

Longman (1980) classifica os ambientes onde se desenvolvem os processos diagenéticos em: meteórico vadoso, meteórico freático, marinho freático, zona de mistura e subsuperfície (Figura 17).

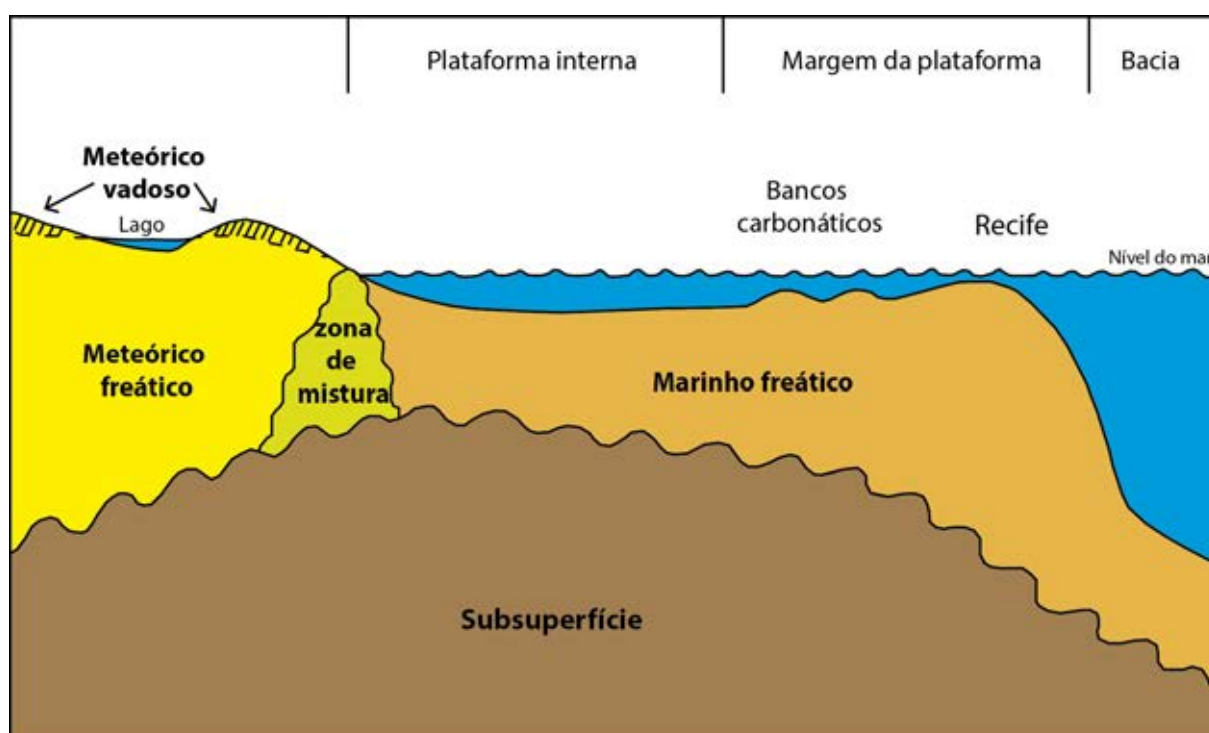


Figura 17: Diagrama esquemático dos diferentes ambientes diagenéticos encontrados em sistemas carbonáticos (Fonte: Tucker & Wright, 1990).

Ambiente meteórico

O ambiente meteórico pode ser dividido em duas zonas: vadosa e freática. O ambiente meteórico vadoso corresponde à zona localizada entre a superfície do terreno e o limite superior do ambiente meteórico freático. Nesta zona, tanto a água quanto o ar estão presentes nos poros. O ambiente meteórico freático é limitado acima pelo ambiente meteórico vadoso e abaixo pelo ambiente de subsuperfície. Nesta zona, o espaço poroso é saturado em água doce. Quando próximo ao ambiente marinho, apresenta como limite lateral o ambiente de mistura de águas marinha e meteórica. Os cimentos produzidos na zona vadosa apresentam morfologia em forma de menisco (quando a água conecta os grãos) ou pendular (quando gotículas de água ocorrem na parte inferior dos grãos). Em algumas das rochas estudadas, são encontradas feições que se assemelham ao cimento menisco. Entretanto, uma análise mais detalhada revela que se trata de um cimento freático dissolvido parcialmente.

Segundo Longman (1980), o ambiente meteórico freático é subdividido em três zonas: a) zona de dissolução, onde atuam processos de dissolução e neomorfismo e a cimentação é ausente; b) zona de circulação ativa de água, caracterizada pela cimentação rápida devido à passagem de grandes volumes de água saturada pelos poros; c) zona estagnada, em que a pequena movimentação de água resulta em uma baixa incidência de cimentação. Os tipos de cimento mais comuns deste ambiente são franja prismática e mosaico equigranular, formados por calcita pobre em Mg, com uma razão Mg/Ca de aproximadamente 1:6 (FOLK, 1974).

Os minerais de aragonita e calcita magnesiana são mais solúveis que calcita em águas meteóricas. A dissolução da aragonita e calcita magnesiana leva à supersaturação em CaCO_3 e, nas águas meteóricas com baixa razão Mg/Ca, precipita calcita. Desta forma, sedimentos carbonáticos podem ser dissolvidos enquanto estão sendo cimentados. (LONGMAN, 1980; TUCKER & WRIGHT, 1990).

Ambiente de mistura

Corresponde à zona de mistura de água doce com água salgada, em que o espaço poroso é saturado de água salobra. A dolomitização pode ocorrer nesta zona, provavelmente associada a zonas de circulação ativa. Ocorrem outros processos diagenéticos de menor importância, como cimentação, dissolução e neomorfismo. A diagênese nesta zona ainda é pouco compreendida.

Ambiente marinho freático

Corresponde à zona em que todos os poros estão preenchidos por água marinha, sendo limitado lateralmente pela zona de mistura de águas. O ambiente marinho freático é subdividido em duas subzonas: zona estagnada e zona ativa. Na zona estagnada, ocorre pequena circulação de água, e por consequência, baixa ocorrência de cimentação; enquanto que na zona ativa ocorre intensa circulação de água marinha por meio da agitação promovida pela ação de ondas, correntes e marés, o que dá origem à cimentação marinha.

Segundo Folk (1974), as águas de origem marinha apresentam alto conteúdo de íons de Mg^{++} , produzindo minerais de aragonita e calcita magnesiana, cujos cristais são fibrosos ou micríticos. A razão Mg/Ca neste tipo de ambiente é de 3:1.

Ambiente de subsuperfície

A diagênese de subsuperfície ocorre abaixo da influência das águas superficiais (freáticas meteóricas ou freáticas marinhas). Segundo Folk (1974), o ambiente de subsuperfície é empobrecido em conteúdo de Mg^{++} , apresentando uma razão Mg/Ca de aproximadamente 1:3. Neste ambiente, ocorrem processos de cimentação e compactação física e química. O tipo de cimento produzido corresponde ao mosaico blocoso, formado por calcita pobre em Mg. Durante a formação deste tipo de cimento, a maioria dos cristais cresce vagarosamente, exibindo cristais romboédricos mais límpidos e livres de imperfeições quando comparados aos cimentos formados em ambientes marinho e meteórico.

Choquette & Pray (1970) definiram três diferentes estágios diagenéticos em que a diagênese se processa: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese.

O estágio eodiagenético envolve processos ocorridos no intervalo de tempo entre a deposição e o soterramento do sedimento ou rocha, sob a influência direta do ambiente deposicional e pela circulação de águas superficiais, podendo ocorrer tanto em ambiente marinho quanto meteórico.

O estágio mesodiagenético corresponde ao intervalo de tempo em que os sedimentos e rochas são soterrados, isolando-se dos processos atuantes em superfície.

A telodiagênese é provocada pela re-exposição de rochas que já estiveram soterradas às condições superficiais por soerguimento e erosão.

O Quadro 5 sintetiza os estágios diagenéticos apresentados.

Quadro 5: Estágios diagenéticos estabelecidos por Choquette & Pray (1970).

Estágio diagenético	Processos desenvolvidos na fase
Eodiagênese	Pós-deposição e pré-soterramento
Mesodiagênese	Processos desenvolvidos em rochas já soterradas (isolamento dos processos atuantes em superfície)
Telodiagênese	Processos desenvolvidos com a re-exposição das rochas (queda do nível do mar ou soerguimento)

4.2.1. Feições diagenéticas identificadas

Os principais processos diagenéticos que afetaram os carbonatos da Formação Quissamã foram: micritização, cimentação, dissolução, compactação física, compactação química, neomorfismo (recristalização) e substituição (dolomitização).

Micritização

A micritização é um processo eodiagenético característico de ambiente marinho raso (BATHURST, 1971; SCOFFIN, 1987). Segundo Tucker & Wright (1990), este processo pode ocorrer devido à ação de algas endolíticas, fungos e bactérias em áreas de águas calmas, levando à formação de filmes micríticos ao redor dos bioclastos e outros grãos. Na seção estudada, a micritização ocorre de forma parcial, formando películas micríticas nas bordas dos gastrópodes e equinóides (Figura 18A), enquanto que nos oóides e oncóides atua no sentido de dificultar a diferenciação entre estes dois tipos de grãos (Figura 18B). Ocorre tanto nos *grainstones* quanto nos *packstones*.

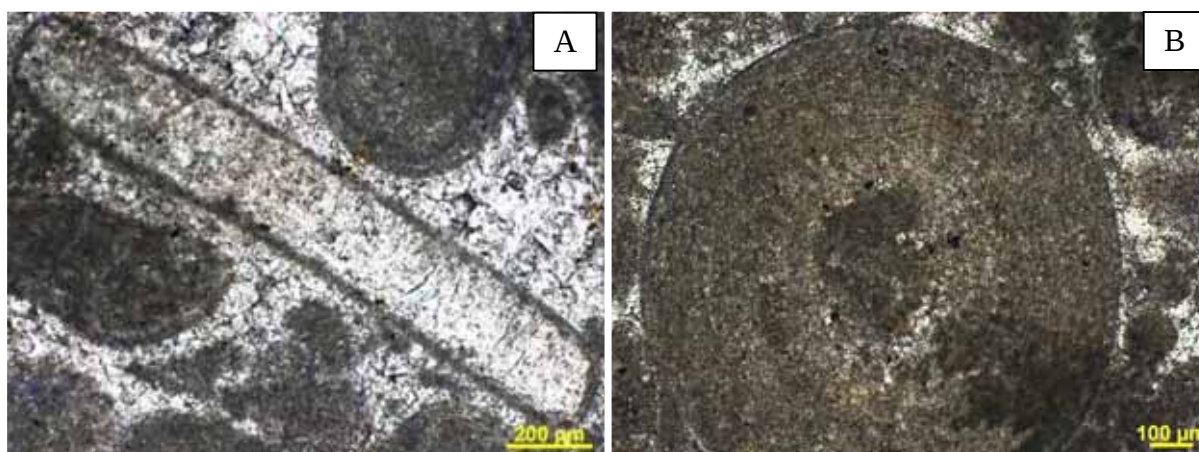


Figura 18: Fotomicrografias de micritização. **A:** borda micritizada de bioclasto (Poço A-10, prof.1877,90m). **B:** oóide com microestrutura concêntrica, exibindo borda micritizada (Poço A-10, prof.1884,35m).

Cimentação

Cinco tipos de cimentos foram reconhecidos: cimento em franja acicular, cimento sintaxial, cimento em franja prismática, cimento em mosaico equigranular e cimento em mosaico blocoso. Em cada tipo de cimento, a morfologia do cristal precipitado está fortemente relacionada à composição química das águas precipitadoras.

Folk (1974) estudou as morfologias dos cristais de CaCO_3 e concluiu que estas são fortemente influenciadas pelo conteúdo de Mg das águas precipitadoras. A estrutura cristalina do carbonato de cálcio é formada por camadas intercaladas de Ca^{2+} e CO_3^{2-} , dispostas perpendicularmente a um eixo c cristalográfico. Em águas marinhas, que são ricas em magnésio, pode ocorrer entrada de Mg^{2+} no lugar do Ca^{2+} , bloqueando o crescimento cristalino na direção perpendicular ao eixo c . Em águas meteóricas e de subsuperfície, onde o conteúdo de Mg é muito baixo, ocorre o crescimento de cristais mais poliédricos.

Cimento em franja acicular

Este cimento é constituído por uma franja, normalmente isópaca, que envolve os grãos, preenchendo parcialmente os poros intergranulares (Figura 19A). É formada por cristais fibrosos de 20 a 50 μm , que caracteristicamente são precipitados a partir de águas marinhas, que são ricas em Mg. Tal cimento pode preceder ao cimento mosaico equigranular.

Cimento em franja prismática

A franja prismática é formada por pequenos cristais prismáticos de 50 a 100 μm , presentes na superfície dos grãos (Figura 19B) e nas cavidades formadas por dissolução (Figura 20B). Preenche parcialmente o espaço intergranular ou móldico. A forma prismática

dos grãos indica baixo teor de Mg, característico de ambiente meteórico freático. Pode preceder ao cimento mosaico equigranular.

Cimento syntaxial

O cimento syntaxial cresce em continuidade óptica com as placas e espinhos de equinóides, preenchendo parcialmente os poros intergranulares adjacentes (Figuras 19C e D). Este tipo de cimento ocorre tanto nos *grainstones* quanto nos *packstones*.

Cimento em mosaico equigranular

O cimento em mosaico espático (Figura 19E) é constituído por cristais poliédricos de 20 a 50µm, que obstruem total ou parcialmente os poros. O cimento em mosaico é interpretado como anterior à compactação em subsuperfície devido à presença de estilolitos cortando o cimento em mosaico (Figura 21C), ou seja, quando o soterramento produziu os estilolitos durante a mesodiagênese já havia cimento em mosaico entre os grãos. Este tipo de cimento ocorre tanto nos *grainstones* quanto nos *packstones*.

Cimento em mosaico blocoso

O cimento em mosaico blocoso (Figura 19F) ocorre na forma de cristais únicos de 100 a 200µm, preenchendo totalmente cavidades muitas vezes já revestidas por uma fina franja de cimento. Ocorre associado ao cimento em mosaico equigranular, podendo preencher também as fraturas, principalmente nos *grainstones*.

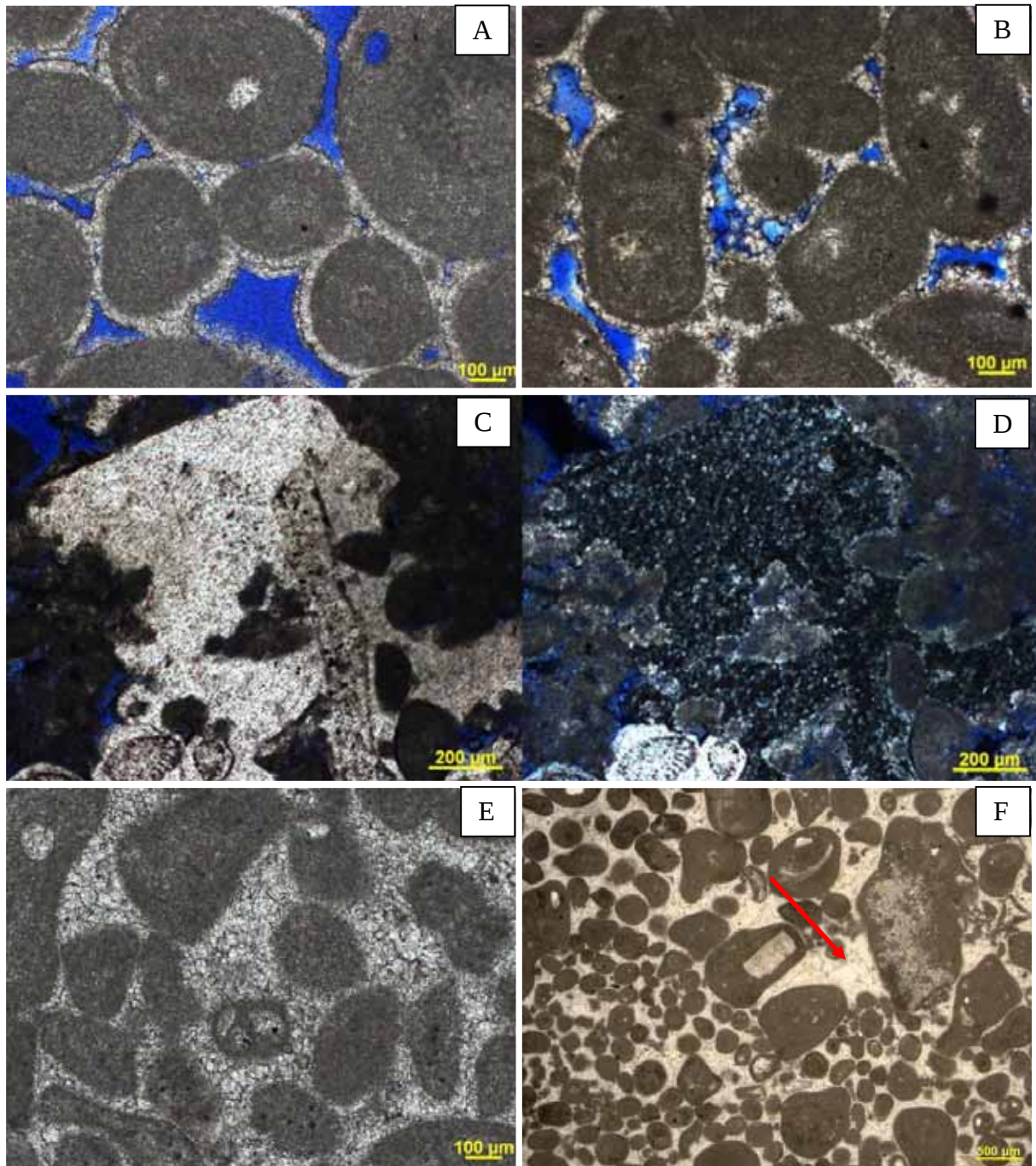


Figura 19: Fotomicrografias de tipos de cimentação. **A:** cimento em franja acicular isópaca, preenchendo parcialmente o espaço intergranular (Poço A-10, prof.1808,95m). **B:** cimento em franja prismática, preenchendo parcialmente o espaço intergranular (Poço A-10, prof.1780,70m). **C e D :** sobrecrecimento de cimento syntaxial em equinóide, com nicóis paralelos (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita) (Poço A-10, prof.1790,95m). **E:** cimento em mosaico equigranular, preenchendo totalmente o espaço intergranular (Poço A-10, prof.1871,10m). **F:** cimento em mosaico blocoso (seta vermelha), preenchendo totalmente o espaço intergranular (Poço A-10, prof.1874,75m).

Dissolução

A principal feição deste processo é a geração de porosidade secundária- vugular, móldica e alargamento da porosidade intergranular (Figura 20A). A porosidade móldica observada é do tipo intragranular, formada pela dissolução de fragmentos de moluscos (Figura 20B) e de foraminíferos bentônicos que constituíam principalmente os núcleos dos oncóides.

A dissolução depende principalmente do grau de saturação em CaCO_3 dos minerais carbonáticos que formam os grãos e bioclastos. Em ambiente meteórico, as águas são acidificadas pelo CO_2 atmosférico e do solo, tornando-se subsaturadas em CaCO_3 . Esta subsaturação em CaCO_3 leva à dissolução da calcita e aragonita (MOORE, 1989; TUCKER & WRIGHT, 1990).

Na seção estudada, o processo de dissolução está relacionado predominantemente à percolação de águas meteóricas decorrente de exposição subaérea resultante das oscilações do nível do mar em clima relativamente úmido. A dissolução através dos canais de bioturbação pode produzir canais e poros maiores (*vugs*). Ocorre tanto nas fácies *grainstones* e *packstones* quanto em *wackestones*, representando o principal processo diagenético que aumenta a porosidade e permeabilidade durante a eodiagênese (pré-soterramento).

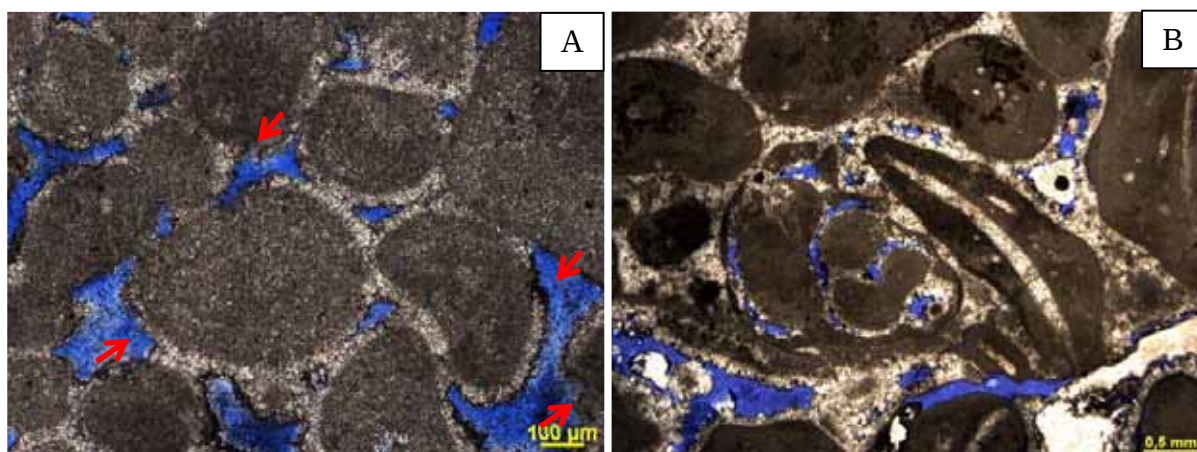


Figura 20: Fotomicrografias de dissolução. A: cimento em franja localmente dissolvido, alargando o espaço intergranular (Poço A-10, prof.1808,95m). As setas indicam regiões onde o cimento em franja foi corroído. B: molde de gastrópode dissolvido, apresentando uma cimentação prismática posterior (Poço A-10, prof.1862,05m).

Compactação

Os processos de compactação são divididos em compactação mecânica/física e compactação química, e ocorrem pelo progressivo soterramento dos sedimentos, onde a pressão litostática é maior que a pressão hidrostática da solução no poro. A pressão litostática é transmitida através do arcabouço de rocha, enquanto que a pressão hidrostática é transmitida apenas através da coluna de água, representada pelo sistema de poros (BATHURST, 1971). A compactação física tem início logo após a deposição enquanto que a compactação química requer, na maior parte das vezes, várias centenas de metros de soterramento (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Neste estudo, foram reconhecidos tipos diferentes de feições de compactação segundo a textura deposicional da rocha e a presença ou não de cimento. Durante a eodiagênese, rochas com dois tipos de arcabouço são formadas. Quando os grãos estão envolvidos por cimento em franja, o arcabouço produzido tende a ser relativamente aberto; entretanto, quando os sedimentos se transformam em rocha sem a presença do cimento, o arcabouço tende a ser relativamente fechado desde a eodiagênese.

Nestes *grainstones* não-cimentados, cujo arcabouço já é relativamente fechado desde a eodiagênese, os contatos predominantemente planares entre os grãos passa a ser interdigitado e dissolvido (Figura 21A), em um processo denominado dissolução por pressão (*pressure solution*). Quando a pressão litostática ultrapassa a pressão hidrostática nos *grainstones* com cimento em franja, a compactação causa rompimentos e descolamentos da franja (Figura 21B).

Com o aumento da pressão litostática pelo soterramento, os contatos interdigitados entre os grãos podem evoluir para estilólitos horizontais nos *grainstones* e *packstones* (Figura 21C).

Nos *wackestones*, são comuns filmes de dissolução, os quais podem acumular resíduos insolúveis, como minerais argilosos, hidróxidos e óxidos de ferro e matéria orgânica (Figura 21D).

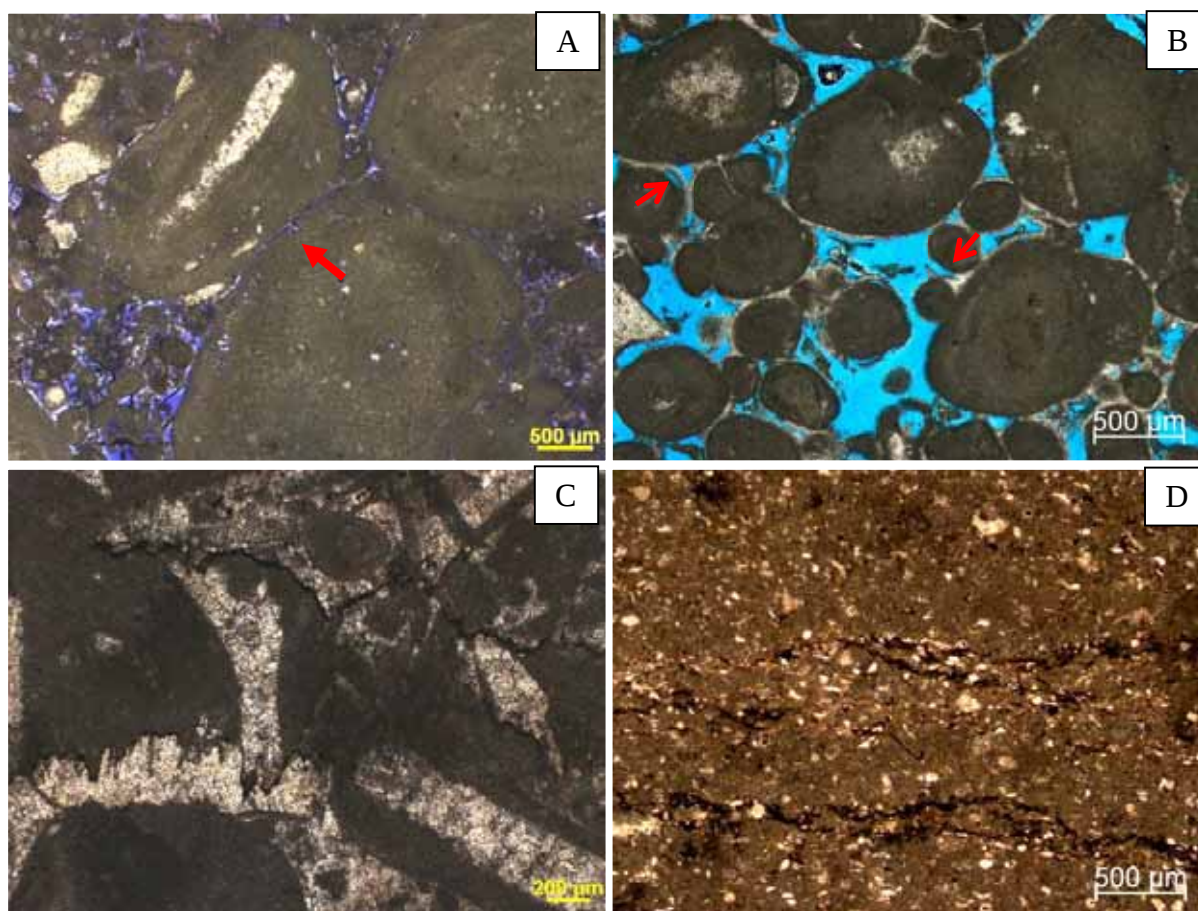


Figura 21: Fotomicrografias das feições de compactação. **A:** contatos planares dissolvidos entre os grãos maiores, resultantes de dissolução por pressão (Poço A-10, prof.1782,30m). **B:** franja de cimento descolada do grão, resultantes de compactação. Poros alargados por dissolução (Poço A-3, prof.1833,60m). **C:** estilolitos horizontais, posteriores à cimentação (Poço A-10, prof.1879,15m). **D:** *wackestone*, mostrando filmes de dissolução (Poço A-3, prof.1780,15m).

Substituição/Dolomitização

A dolomitização é um processo diagenético que envolve a substituição da calcita por dolomita. Existem numerosos modelos que explicam a origem dos diferentes tipos de dolomititos, entre os quais podemos listar o modelo de lagoa hipersalina e refluxo, modelo de bomba evaporadora (*evaporative pumping*), modelo de mistura de águas doce/marinha (Dorag), modelo de compactação por soterramento e outros (TUCKER & WRIGHT, 1990). Todos eles levam em conta basicamente três fatores principais: a fonte de Mg, o mecanismo de deslocamento de grandes massas de água e as condições químicas que fazem precipitar dolomita ao invés de micrita (MOORE, 1989).

O modelo de dolomitização considerado para o intervalo estudado é o modelo Dorag (mistura de águas marinhas e meteóricas). A fonte de íons Mg é derivada principalmente da

água marinha. Todavia, uma menor quantidade pode vir dos carbonatos dissolvidos. A própria circulação das águas marinhas e subterrâneas bombeia a solução dolomitizante através dos carbonatos.

Na Figura 22 são apresentados os domínios de ocorrência da calcita e dolomita dentro de um gráfico de salinidade vs. razão Mg/Ca. A divisão entre estes domínios se dá por uma linha diagonal indicando que, sob baixas salinidades e baixas taxas de sedimentação, a dolomita pode ser formada sem grande esforço em razões Mg/Ca de aproximadamente 1:1. Com o aumento da salinidade, é preciso que as razões Mg/Ca sejam muito mais altas para formar uma estrutura ordenada de dolomita.

No intervalo estudado, o processo de dolomitização (Figura 23), ocorre em três diferentes contextos: (1) cristais euedrais e muito finos (20 a 50µm) dispersos pela matriz de *wackestones* (Figura 23D); (2) cristais euedrais e muito finos (20 a 50µm) dispersos em *grainstones* (Figura 23C); e (3) cristais subedrais a euedrais grossos (100µm), compondo a rocha toda (Figura 23A e B). Os dois primeiros caracterizam uma dolomitização parcial e o último uma dolomitização total.

A dolomitização nos *grainstones* investigados é posterior à cimentação, como mostra a Figura 23C. Para interpretações a respeito dos outros dois casos, são necessários estudos de catodoluminescência.

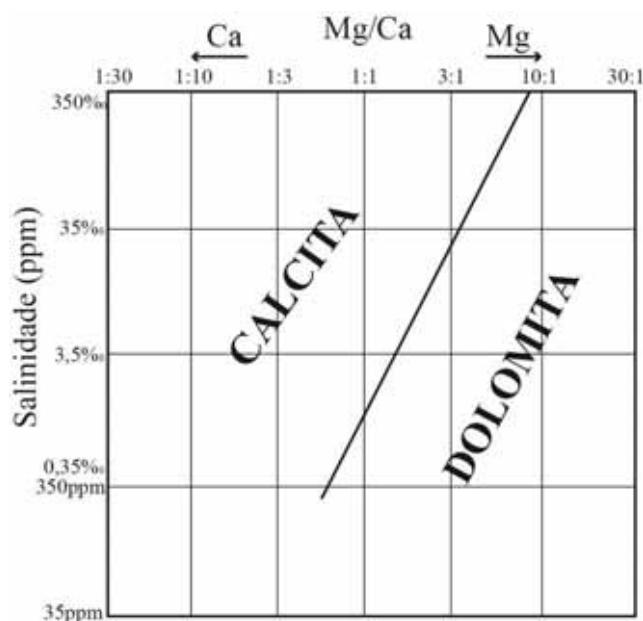


Figura 22: Domínios de precipitação de calcita e dolomita em termos de salinidade e razão Mg/Ca das águas (modificado de Folk & Land, 1975).

Recristalização/Neomorfismo

Neomorfismo é um termo usado para descrever processos de recristalização e inversão mineral (FOLK, 1965). No intervalo estudado, este processo não é muito representativo.

A transformação da micrita (calcita microcristalina) em calcita espática (pseudoespato) dá origem à matriz recristalizada (Figura 23E). Na maioria das vezes, esta matriz recristalizada se assemelha muito ao silte vadoso ou à matriz cimentada.

Bioclastos recristalizados são de difícil reconhecimento, pois podem ter passado por uma dissolução com uma cimentação posterior, denominado de *solution-cavity fill* (FOLK, 1965) ou *dissolution-precipitation* (BATHURST, 1971). Gastrópodes e bivalves são os bioclastos que mais apresentam este tipo de feição, onde a estrutura interna foi dissolvida e substituída por outra geração de calcita espática (Figura 23F).

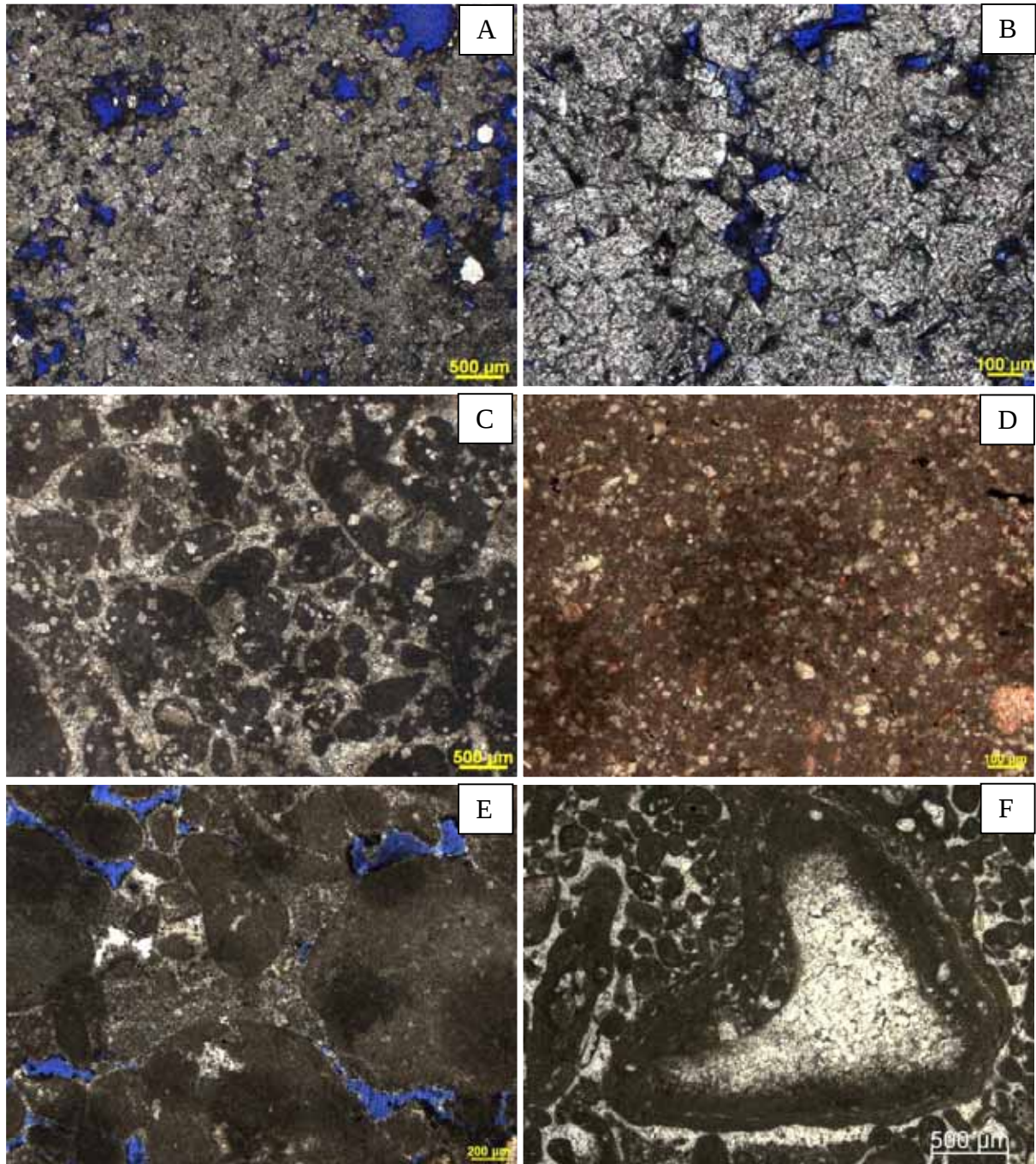


Figura 23: Fotomicrografias de dolomitização e recristalização. **A:** Carbonato cristalino formado por cristais de dolomita, com poros móldicos (Poço A-49, prof.1845,05m). **B:** Detalhe do carbonato cristalino de A, mostrando os cristais euedrais de dolomita (Poço A-49, prof.1845,05m). **C:** *grainstone* oncolítico cimentado, apresentando dolomitização parcial (Poço A-78, prof.1852,55m). **D:** *wackestone* peloidal parcialmente dolomitizado (Poço A-10, prof.1886,95m). **E:** matriz recristalizada (Poço A-10, prof.1842,40m). **F:** bioclasto recristalizado (Poço A-3, prof.1819,60m).

4.2.2. Sequência diagenética

A partir das feições diagenéticas observadas, foi possível estabelecer uma cronologia relativa entre os processos diagenéticos ocorridos nestas rochas (Figura 24), envolvendo duas fases: eodiagenética e mesodiagenética

No início da eodiagênese, o processo de micritização é o mais precoce, visto que ocorre de forma anterior ou concomitante com a sedimentação carbonática (Figuras 18A e B). Durante a litificação, os grãos podem estar envolvidos por cimento em franja, cuja morfologia dos cristais pode ser acicular ou prismática (Figuras 19A e B, respectivamente), a depender do ambiente em que foi formado. Complementarmente, podem se desenvolver também em ambiente meteórico sobrecrecimentos sintaxiais de calcita (Figuras 19C e D). Contudo, a transformação de sedimento em rocha pode ter se dado sem a presença de cimento precoce. Neste caso, os grãos tendem a apresentar contatos pontuais, revelando um arcabouço de grãos mais fechado que nas fácies com cimento em franja (Figura 21A).

Ainda na eodiagênese, com as oscilações do nível do mar, as rochas formadas podem ficar expostas à percolação de águas meteóricas, gerando moldes dissolvidos de bioclastos e alargamento dos poros intergranulares (Figura 20A). Essa dissolução libera um fluido rico em CaCO_3 , que pode ser re-precipitado tanto nos poros criados pela dissolução sob a forma de um cimento em mosaico (Figuras 19E e F) quanto produzir um neomorfismo da matriz e dos bioclastos (Figuras 23E e F).

Além do produto de dissolução, os fluidos re-precipitadores podem ter origem em ambiente subsuperficial, onde são produzidos cristais poliédricos de calcita em um mosaico no espaço entre os grãos (Figura 19E e F).

Na interface entre os ambientes marinho e meteórico, a água marinha é diluída pela água meteórica, fazendo com que, em baixas salinidades e baixas taxas de sedimentação, cristais de dolomita possam ser formados (Figura 23A a D).

Quando a acumulação de rochas começa a ficar mais espessa na coluna, a pressão litostática aumenta, dando início ao soterramento. O processo de compactação se inicia com a dissolução por pressão, podendo chegar progressivamente à estilolitização. Em fácies não-cimentadas, geram contatos planares dissolvidos (Figura 22A); já nas fácies com cimento em franja, este esforço da pressão litostática pode gerar descolamento da franja (Figura 22B).

Outro produto gerado durante estes processos de compactação é o material dissolvido, CaCO_3 em solução, que pode ser precipitado como um cimento nas imediações, onde a pressão litostática é menor, ou ser transportada por um sistema poroso ativo a um local de precipitação mais distante. A solução rica em CaCO_3 , resultante deste ou de outro processo, pode dar origem à uma cimentação em mosaico blocoso (Figura 19F), onde os cristais de calcita são maiores e mais bem formados devido ao maior tempo para precipitar os cristais e às condições de baixo Mg em ambiente de subsuperfície.

	Processos diagenéticos	<i>Marinho</i>	<i>Zona de mistura</i>	<i>Meteórico</i>	<i>Subsuperfície</i>
<i>Eodiagênese</i>	Micritização	-----			
	Cimentação em franja acicular	-----			
	Cimentação em franja prismática			-----	
	Dissolução			-----	
	Cimento sintaxial			-----	-----
	Cimentação em mosaico equigranular			-----	-----
	Recristalização			-----	-----
	Dolomitização		-----		
<i>Meso</i>	Dissolução por pressão				-----
	Cimentação em mosaico blocoso				-----
	Estilolitização				-----

Figura 24: Cronologia relativa dos processos diagenéticos em diferentes ambientes.

4.2.3. Porosidade

A evolução do sistema poroso em rochas carbonáticas é controlada pela textura deposicional e por processos diagenéticos. Em geral, o sistema poroso em rochas carbonáticas é bastante complexo e heterogêneo, genética e geometricamente; a porosidade tem caráter poligenético e multitemporal (CHOQUETTE & PRAY, 1970).

Nas rochas analisadas, os principais tipos de porosidade observados são: interpartícula, vugular, móldica e intercristalina (Figura 25).

A porosidade interpartícula ocorre nas fácies de alta e moderada energia, como os *grainstones* oncolíticos e os *grainstones* oncolíticos peloidais. Em alguns casos, esta porosidade primária é obliterada por processos de cimentação tanto em franja quanto em mosaico. Outras vezes, os poros intergranulares são alargados por dissolução (Figura 25A).

A porosidade vulgular é identificada em escala macroscópica (Estampa 2, foto A). Os poros vulgulares possuem formato irregular e medem de milímetros (>2mm) até centímetros. A formação destes poros resulta do alargamento dos poros intergranulares por dissolução (Figura 25B). Este tipo de porosidade ocorre frequentemente associada à porosidade intergranular.

A porosidade móldica é formada por poros de origem secundária originados pela dissolução total de bioclastos, como bivalves, gastrópodes, equinóides e foraminíferos bentônicos. A Figura 25C ilustra um molde de gastrópode dissolvido. Ocorre nas fácies *grainstone* oncolítico peloidal e *packstone* oncolítico bioclástico.

A porosidade intercrystalina ocorre nos carbonatos cristalinos do poço A-49 e é responsável pela boa porosidade aparente existente nesta fácies (Figura 25D). Este tipo de porosidade deve ter sido gerado pela dissolução da fração calcítica na rocha.

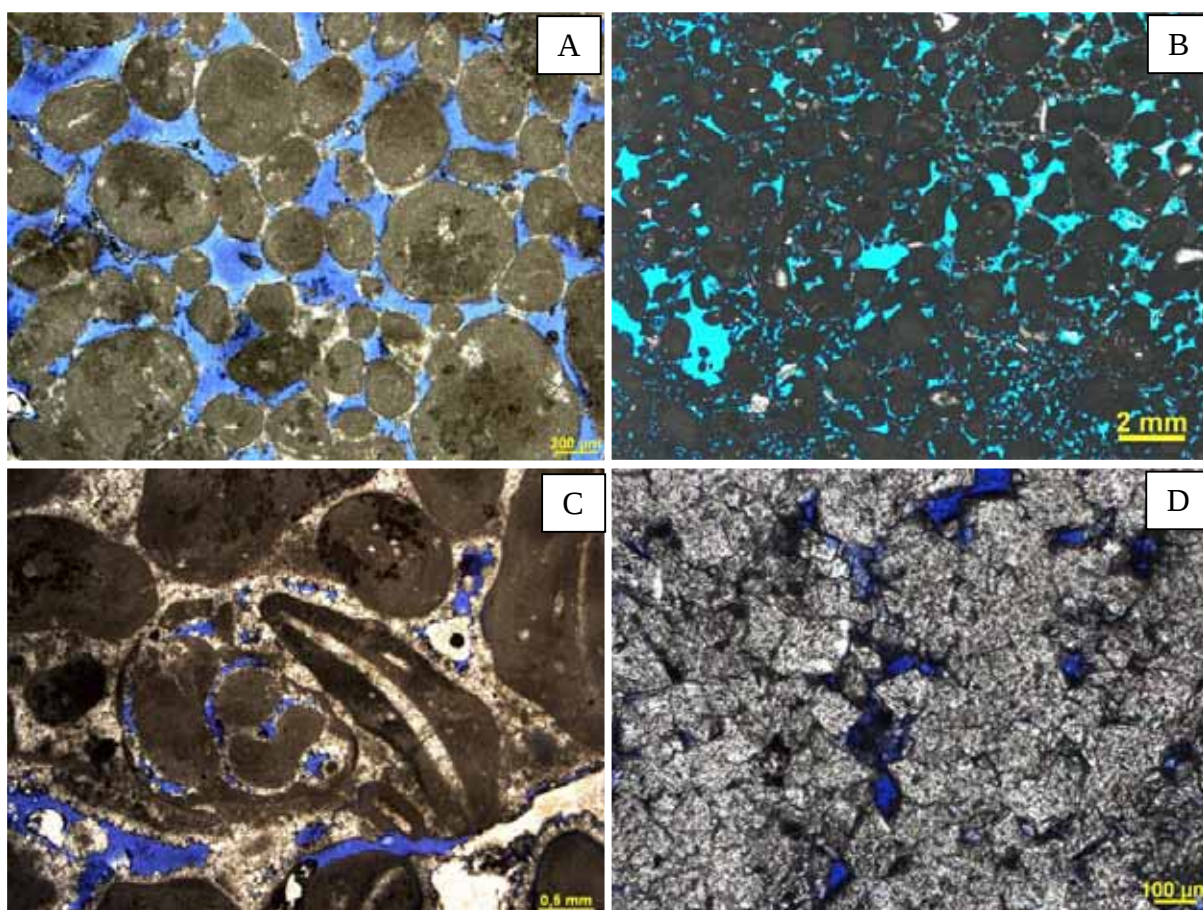


Figura 25: Tipos de porosidade identificados no intervalo estudado. **A:** Porosidade intergranular em *grainstone* oncolítico (Poço A-10, prof.1813,00m). **B:** Porosidade vulgular influenciada pela bioturbação, associada à porosidade intergranular (Poço A-3, prof.1827,60m). **C:** Porosidade móldica gerada pela dissolução de gastrópode (Poço A-10, prof.1862,05m). **D:** Porosidade intercrystalina presente no carbonato cristalino (Poço A-49, prof.1845,05m).

4.3. Correlação rocha-perfil

Como descrito na Seção 2.4, a estimativa de litofácies é feita frequentemente a partir das curvas de perfis elétricos de poços através da integração das informações que estes perfis fornecem, juntamente com os dados de rocha. A classificação das eletrofácies pode ser feita sob duas abordagens: supervisionada e não-supervisionada. A abordagem supervisionada está ligada ao reconhecimento de uma assinatura de perfil particular para cada associação de fácies. Já na abordagem não-supervisionada, as fácies são geradas a partir de dados de perfis e caracterizadas posteriormente através de uma comparação acurada com os dados de testemunho (COSENTINO, 2001).

Na comparação perfil vs. associações de fácies, o gráfico GR vs. RHOB, ilustrado na Figura 26, mostra a relação entre a radioatividade e a densidade dos poços A-3 e A-10 com as associações de fácies definidas pela aprendizagem não-supervisionada.

A associação de fácies em amarelo (AF1) engloba as fácies A e B e estão representadas pelas fotomicrografias I e III no gráfico. Esta associação corresponde a carbonatos de conteúdo micrítico baixo a ausente, o que é refletido em baixos valores de radioatividade (GR) nos perfis geofísicos. Entretanto, estas duas fotomicrografias representam diferentes valores de densidade (RHOB) devido ao material que preenche os poros em cada um deles. Na fotomicrografia III, os espaços vazios dos *grainstones* oncolíticos porosos contribuem para os baixos valores de densidade ($\sim 2,2 \text{ g/cm}^3$), enquanto que o cimento que preenche o espaço intergranular dos *grainstones* oncolíticos cimentados da fotomicrografia I causa aumento na densidade.

A associação de fácies em verde (AF2) corresponde às fácies C e D e estão representadas no gráfico pelas fotomicrografias II e IV, que ilustram a fácies C (*grainstone* oncolítico peloidal). As rochas de ambas as fotomicrografias apresentam certa quantidade de micrita e de pelóides, que refletem valores intermediários de GR, sendo diferenciadas entre porosas e cimentadas pelos valores de densidade: porosa (fotomicrografia IV) e cimentada (fotomicrografia II).

A associação de fácies em roxo (AF3) está representada pelas fácies E e H, caracterizadas por altos valores de radioatividade, provavelmente relacionado ao conteúdo de argila associado à micrita. A fácies representada na fotomicrografia V é o *wackestone* (fácies H). Os baixos valores de densidade podem estar relacionados à microporosidade.

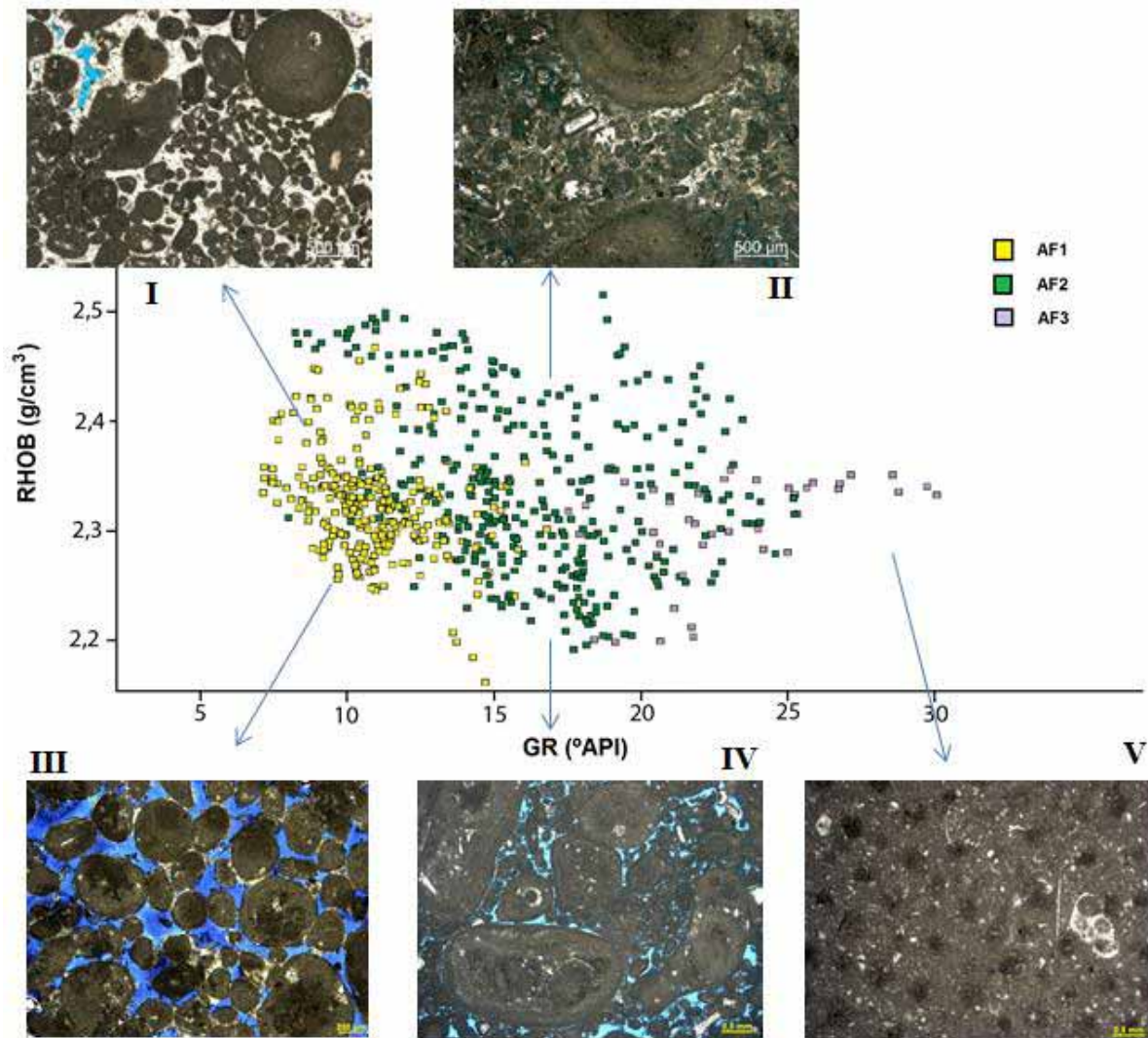


Figura 26: Gráfico entre radioatividade (GR) e densidade (RHOB), mostrando a resposta dos perfis em termos de associações de fácies (AF1, AF2 e AF3) para os poços A-3 e A-10.

A partir desta análise dos dados, percebeu-se que o conteúdo de micrita na rocha aumenta ao longo do eixo horizontal do gráfico GR vs. RHOB (Figura 26) na direção das fotomicrografias III para V (AF1 para AF3), e o grau de cimentação aumenta ao longo do eixo vertical do gráfico GR vs. RHOB na direção das fotomicrografias III para I.

Análise das eletrofácies geradas

As eletrofácies foram geradas para todo o intervalo estudado; entretanto, ressalta-se que as fácies da Fm. Outeiro (fácies I e J) não foram diferenciadas entre si e que as fácies D, F, G e K não foram classificadas por não conterem valores representativos de amostragem.

Desta forma, a melhor classificação encontrada para o grupo de perfis foi a divisão em três classes de eletrofácies relacionadas às três associações de fácies: banco carbonático (AF1), interbancos (AF2) e marinho protegido (AF3).

Foram geradas eletrofácies supervisionadas e não-supervisionadas para os 28 poços do campo. A aprendizagem supervisionada foi baseada nas associações de fácies descritas anteriormente. Já na aprendizagem não-supervisionada, foram definidas oito classes de resposta de perfil, que posteriormente foram comparadas e relacionadas com as associações de fácies.

A primeira tentativa de gerar eletrofácies foi por meio de uma mesma rede neural treinada nos poços A-3 e A-10 para o intervalo inteiro estudado, entretanto o resultado não foi satisfatório. A causa desta correlação pobre provavelmente se deve à ampla variação dos valores de GR ao longo destes 200 metros estudados, que pode ocasionar correlações equivocadas entre as eletrofácies pretendidas e as respostas em perfil durante a classificação.

Com o intuito de minimizar o número de zonas a serem estimadas pelas redes neurais, foram definidas seis zonas para os poços A-3 e A-10. Esta divisão foi baseada nas relações entre a radioatividade (GR) e a densidade (RHOB) e foram utilizadas para o treinamento das redes neurais pelas aprendizagens supervisionada e não-supervisionada. A Figura 27 exemplifica a distribuição das seis zonas para o poço A-10.

O resultado da classificação das eletrofácies para os poços A-3 e A-10 em ambas as aprendizagens está ilustrado nas Figuras 28 e 29.

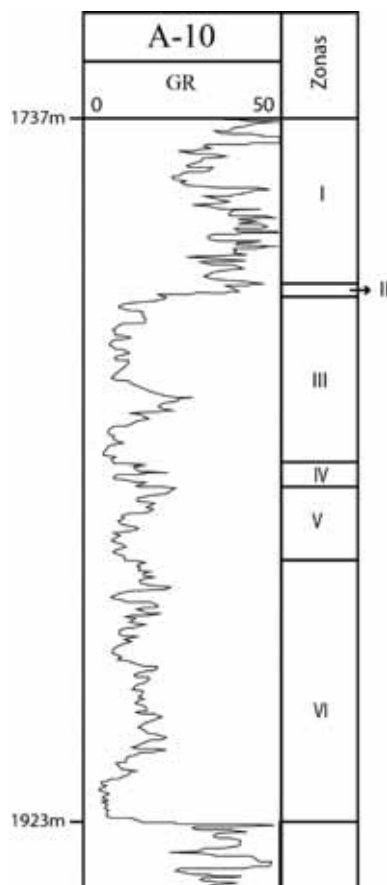


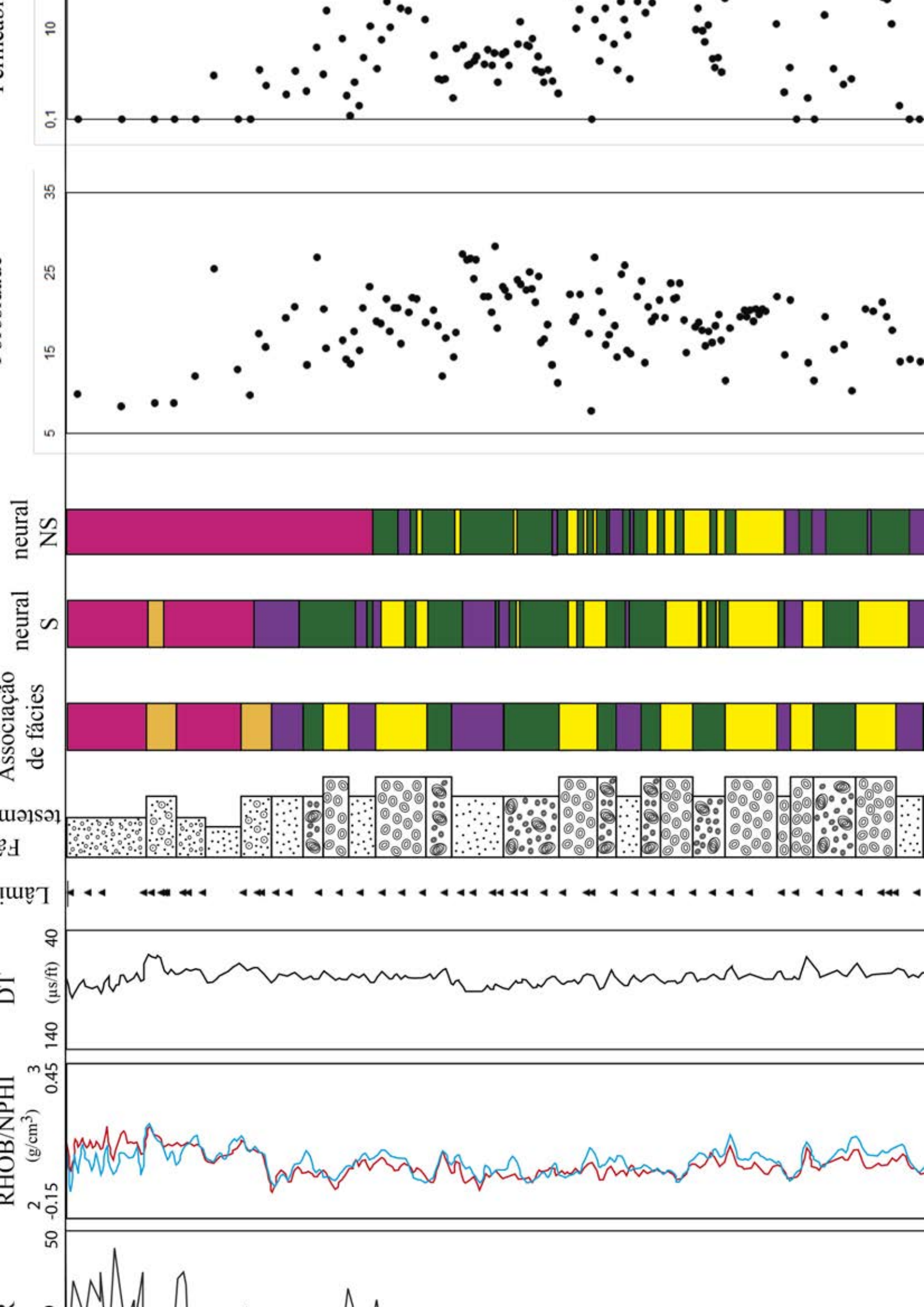
Figura 27: Exemplo da divisão em zonas para o poço A-10.

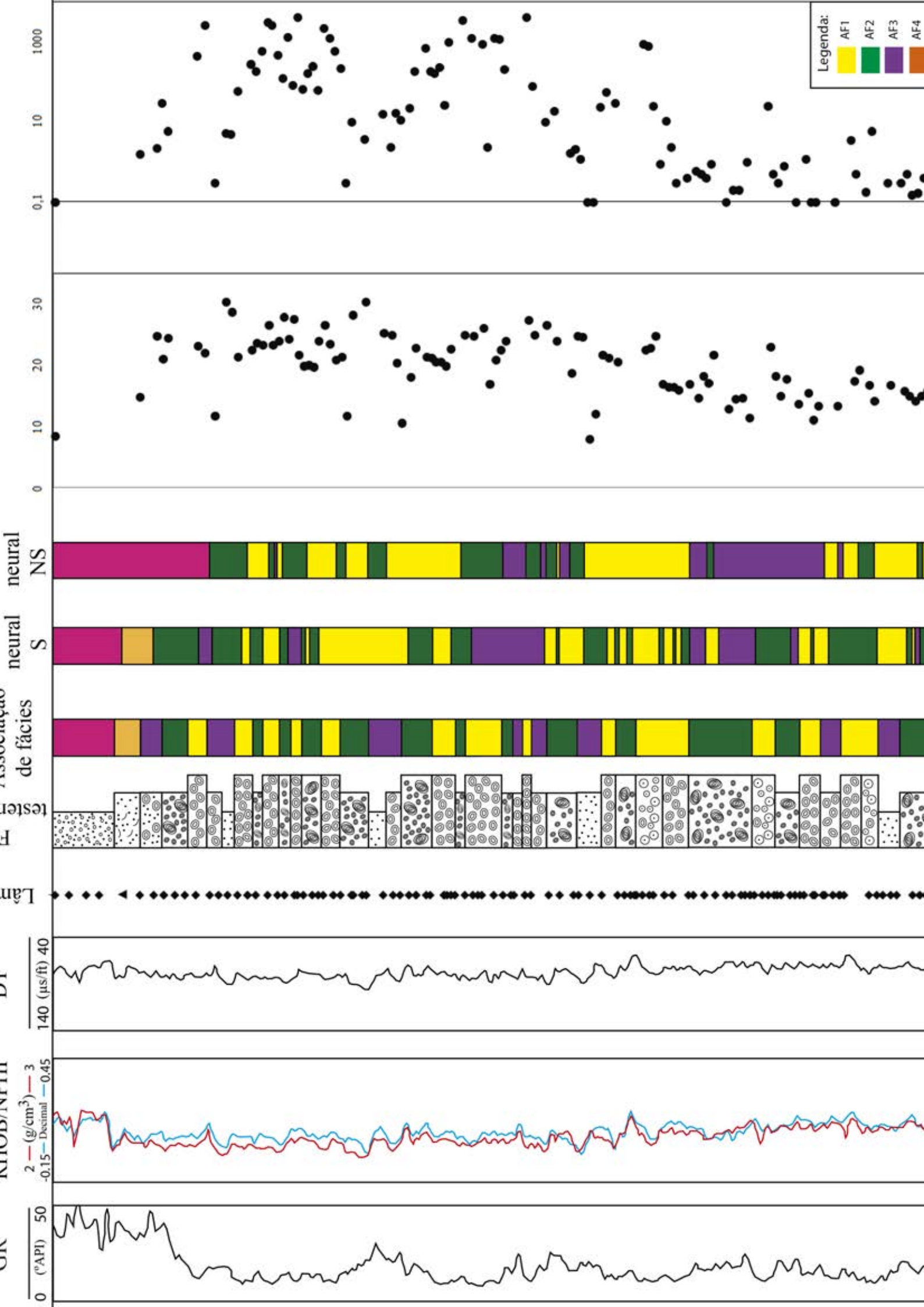
No **poço A-3**, as associações de fácies AF1, AF2, AF3 e AF5 definidas a partir do testemunho tem boa correlação com a aprendizagem supervisionada. Neste tipo de aprendizagem, os intervalos mais finos conseguiram ser representados de maneira satisfatória e não houve extrapolação significativa de nenhum intervalo, como ocorre com a AF5 na aprendizagem não-supervisionada. Na aprendizagem não-supervisionada, comumente há uma dificuldade de se distinguir as AF1 e AF2 (como pode ser observado no intervalo 1840-1850), e ausência de intervalos significativos da AF1.

Nota-se que a AF1 só é gerada pela aprendizagem não-supervisionada quando o perfil de radioatividade apresenta valores muito baixos. Já a extrapolação significativa da AF5, ignorando os intervalos de AF4, pode ter sido gerada devido aos altos valores de radioatividade deste pacote superior. Assim, observando os resultados da aprendizagem não-supervisionada, pode-se concluir que este tipo de aprendizagem leva fortemente em consideração as respostas do perfil de radioatividade (GR) e secundariamente os de densidade (RHOB, NPHI e DT).

No **poço A-10**, a correlação entre as associações de fácies definidas a partir do testemunho e as redes neurais supervisionadas e não-supervisionadas não obtiveram resultados tão satisfatórios quanto no poço A-3. Entretanto, a rede neural que mais se ajusta aos dados também é a rede neural supervisionada. Na aprendizagem não-supervisionada para o poço A-10, observa-se o mesmo efeito do poço A-3. Esta aprendizagem segue rigidamente as respostas do perfil de radioatividade, gerando assim extrapolações e pacotes muito espessos das fácies. Pode-se perceber que, para assinaturas de valores altos de radioatividade é gerada a AF5, para valores médios a AF3, valores médio a baixo, a AF2, e valores muito baixos, a AF1. O resultado deste poço corrobora a ideia de que a aprendizagem não-supervisionada está fortemente subordinada ao perfil de radioatividade.

Foi realizada análise estatística dos acertos na geração das eletrofácies para todos os poços testemunhos, cujo resultado pode ser visto no Quadro 6. O produto gerado pela rede neural supervisionada foi satisfatório para os poços A-3 e A-10, distinguindo-se de maneira razoável cada associação de fácies, reproduzindo e respeitando de forma razoável o que foi definido a partir do testemunho. Tal resultado era esperado, visto que este método foi baseado na informação dos testemunhos destes dois poços.





Os poços A-49, A-139 e A-167 apresentam baixa amostragem, o que torna o resultado estatístico destes poços de baixa confiabilidade. Nos poços A-74 e A-157, não há diferenças muito expressivas nos acertos dos métodos supervisionado e não-supervisionado, sendo que nos poços A-73, A-78 e A-156, a rede neural não-supervisionada tem maior porcentagem de acertos quando comparada com a rede neural supervisionada.

Quadro 6: Percentual de acerto para cada uma das aprendizagens nos dois poços do grupo de teste.

Tabela de acertos			
Poços	Nº amostras	Supervisionada	Não-supervisionada
A-3	698	82,42	49,66
A-10	825	70,18	43,15
A-49	9	0,00	100,0
A-73	41	9,76	85,37
A-74	75	41,33	30,67
A-78	21	38,10	85,71
A-139	13	38,46	30,77
A-156	43	34,88	65,12
A-157	35	51,43	54,29
A-167	14	0,00	0,00

Um exemplo da aplicação da aprendizagem não-supervisionada é apresentado na Figura 30, em que são comparadas ambas as aprendizagens, supervisionada e não-supervisionada, no poço A-73B. Esta comparação foi feita através de gráficos GR vs. RHOB, visando identificar qual dos tipos de aprendizagens apresentava melhor divisão das associações de fácies pelas propriedades dos perfis. Identificou-se, então, que há um padrão mais disperso entre as duas associações de fácies mostradas nas eletrofácies supervisionadas do que nas eletrofácies não-supervisionadas.

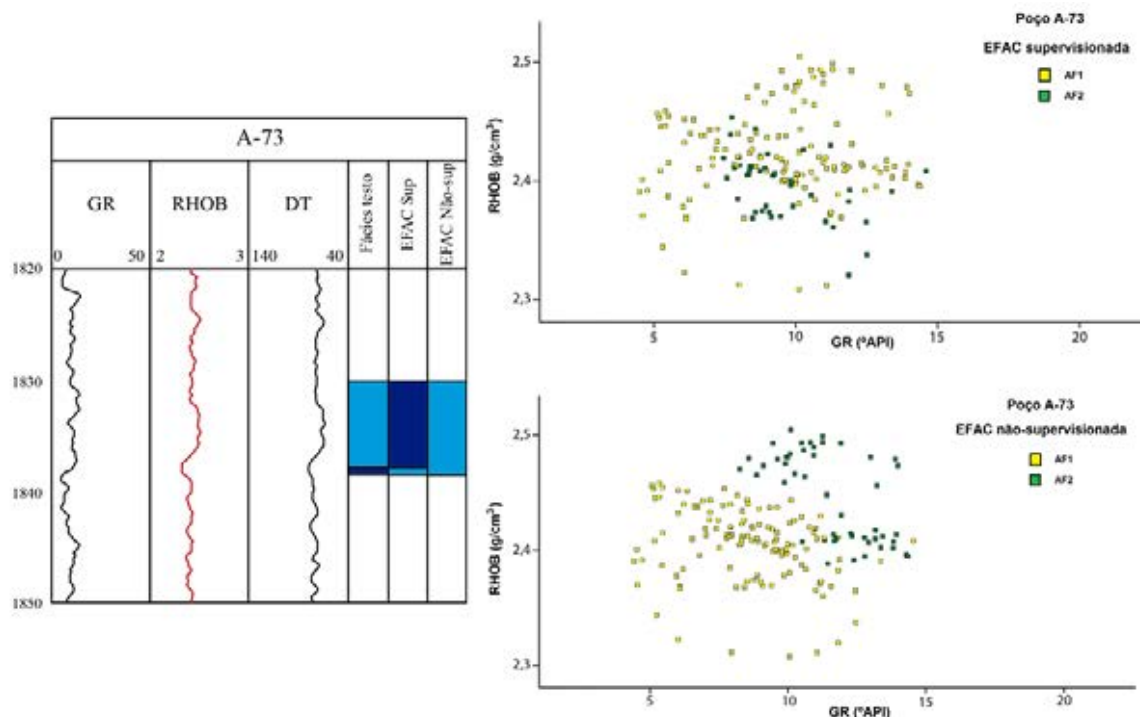


Figura 30: Comparação das associações de fácies com as eletrofácies supervisionadas e não-supervisionadas no poço A-73.

Portanto, a partir dos perfis de eletrofácies obtidos, pôde-se constatar que as eletrofácies geradas zona a zona tinham maiores acertos do que as que utilizaram o perfil todo. Como era esperado, a aprendizagem supervisionada se mostrou mais satisfatória que a não-supervisionada para o caso dos poços de testemunhagem mais contínua (Quadro 6 e Figuras 28 e 29). Para poços com testemunhagem pontual, os melhores resultados foram obtidos com a aprendizagem não-supervisionada (Figura 30 e Quadro 6).

4.4. Mapas de distribuição das associações de fácies

As eletrofácies geradas representam associações de fácies e mostram ampla distribuição espacial pelo campo estudado. A análise conjunta das eletrofácies com as associações de fácies, levando-se em conta os processos deposicionais que as formaram, forneceram informações a respeito da tendência de ocorrência das associações de fácies.

Desta forma, foram elaborados mapas ilustrando a tendência de ocorrência das associações de fácies (AF1, AF2 e AF3) no intervalo estudado inteiro, excluindo-se a Formação Outeiro (Figura 31). Este intervalo, então, é aqui denominado parte superior da Formação Quissamã.

Os valores dos percentuais que levaram a interpretação das superfícies nestes mapas foram calculados com base na razão entre a soma da espessura em metros da AF de interesse (AF1 no mapa de bancos oncolíticos/oolíticos, por exemplo) e a soma da espessura total em metros da parte superior da Fm. Quissamã. As superfícies foram geradas pelo método de interpolação linear.

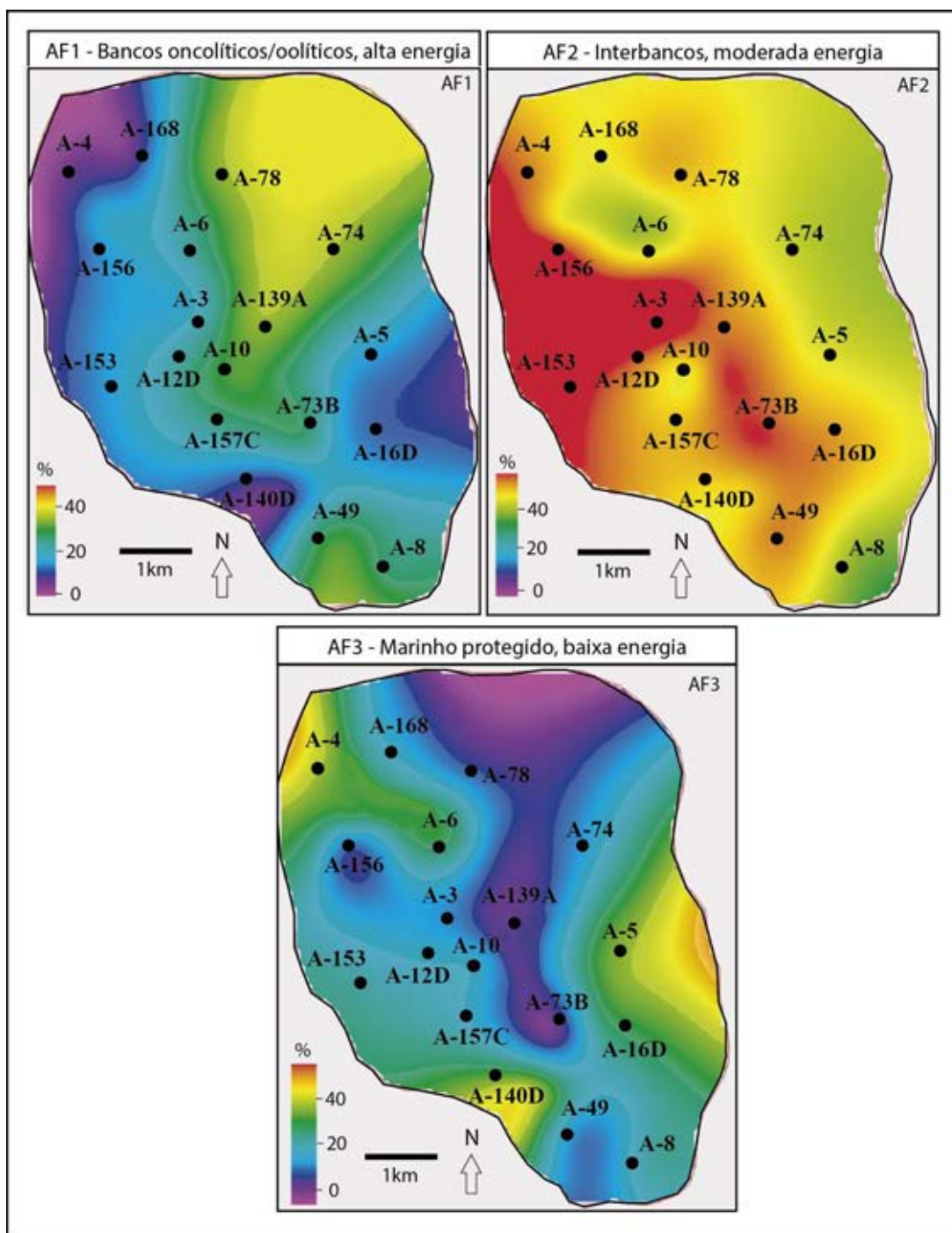


Figura 31: Mapas ilustrando a tendência de ocorrência das associações de fácies (AF1, AF2 e AF3) na parte superior da Formação Quissamã. As cores remetem aos percentuais de possibilidade de ocorrência de cada associação de fácies no intervalo referido.

No que diz respeito à Formação Quissamã, a área de ocorrência da AF1 teria tido uma direção preferencial de acumulação segundo uma faixa alongada no sentido NNE no norte da área, secundariamente há ocorrência no extremo sul. Esta tendência de deposição a NNE da AF1 está coerente com a disposição dos bancos carbonáticos, como indicada por Guardado et al. (1989).

A AF2 teria se acumulado amplamente pelo campo durante a deposição da parte superior da Formação Quissamã, concentrando-se preferencialmente na porção oeste. A concentração desta AF nesta porção da área corrobora a interpretação de que esta AF tenha se formado em ambiente protegido da ação das ondas, vindas provavelmente na porção sudeste do campo. Além disso, a AF2 pode ocorrer concomitantemente com a AF1 nos bancos, quando a agitação das águas é mais branda ou menos frequente, ocorrendo em uma faixa alongada segundo direção aproximada NS.

A ocorrência preferencial de AF3, onde se acumularam os depósitos superiores da Formação Quissamã, teria se dado nas porções NW, SE e SW do campo. As maiores proporções desta associação de fácies encontram-se justamente nas regiões em que se verificam as menores proporções da AF1. A ocorrência desta AF tanto de um lado do banco quando do outro sugere que teria havido calmaria das águas dos dois lados do banco, proporcionando a decantação de micrita, característica desta associação.

O mapa da Figura 32 corresponde à integração da distribuição das três associações de fácies descritas acima e representa uma interpretação da tendência de distribuição espacial das associações de fácies ao longo do campo no que concerne à deposição dos sedimentos da parte superior da Formação Quissamã. Não representa nenhuma linha de tempo específica.

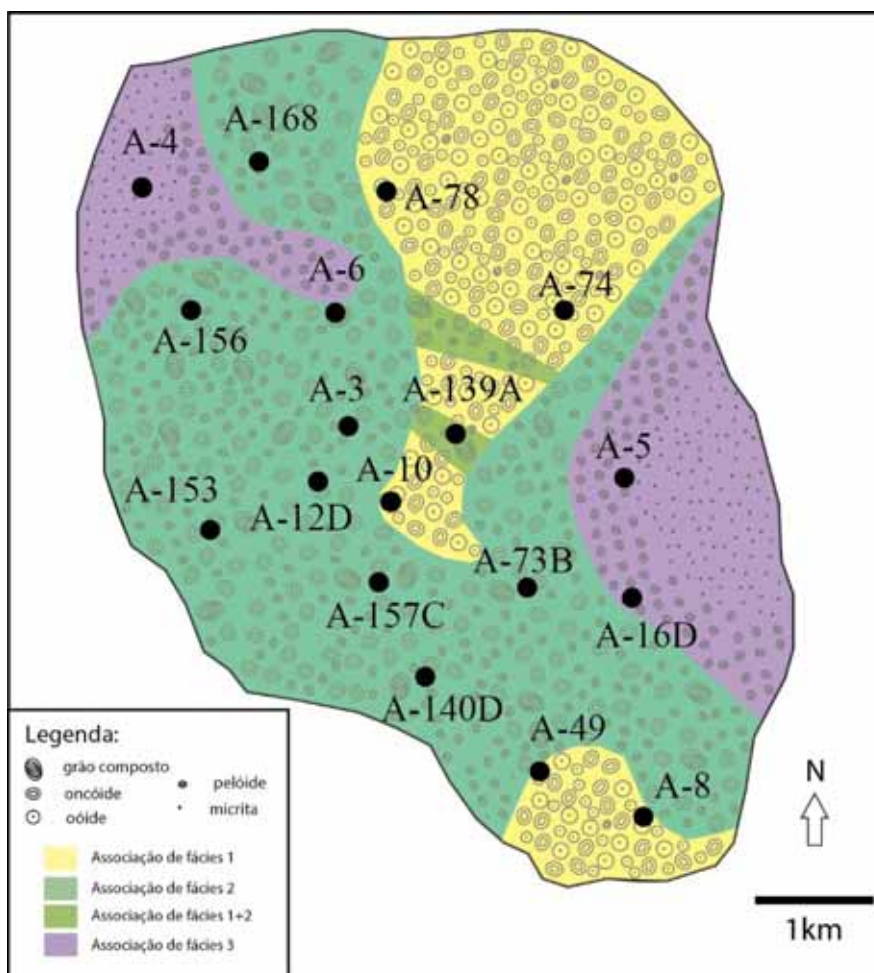


Figura 32: Mapa de integração das associações de fácies (AF1, AF2 e AF3).

A tendência de ocorrência de fácies de alta energia (AF1) em uma faixa alongada na direção NE está em consonância com o modelo deposicional proposto (Figura 16). Locais de deposição abaixo no NBOTB podem ser formados, como ilustrado no modelo, tanto entre bancos quanto em depressões ao longo do mesmo banco, propiciando a deposição de rochas que compõem a AF2. Em algumas porções dos bancos, podem ocorrer intercalações de camadas pertencentes às associações de fácies 1 e 2, em decorrência da variação de energia do sistema. Interpretou-se a alternância de fácies de alta e moderada energia (AF1 e AF2) da área central como um produto da variação energética. A tendência da AF3 ocorrer nas porções NW e SE também é respaldada pelo modelo. Estas regiões do campo associaram-se a áreas de deposição em condições de água mais calma e mais profunda, que segundo o modelo podem representar porções entre bancos, alongados na direção NE.

4.5. Análise estratigráfica

A análise estratigráfica referente à porção superior da Formação Quissamã foi feita tendo-se como referência as seções e os respectivos poços que as compõem (Figura 33). O *datum* escolhido para todas as seções foi a superfície de inundação máxima entre as sequências V e VI por representar a superfície de correlação mais confiável no perfil de radioatividade. Iniciou-se com a definição das sucessões verticais (*sensu* Walker, 1992) identificadas nos poços A-3 e A-10. Enfatiza-se que os intervalos testemunhados nestes poços apresentam, respectivamente, 36 e 77 % do empilhamento estudado.

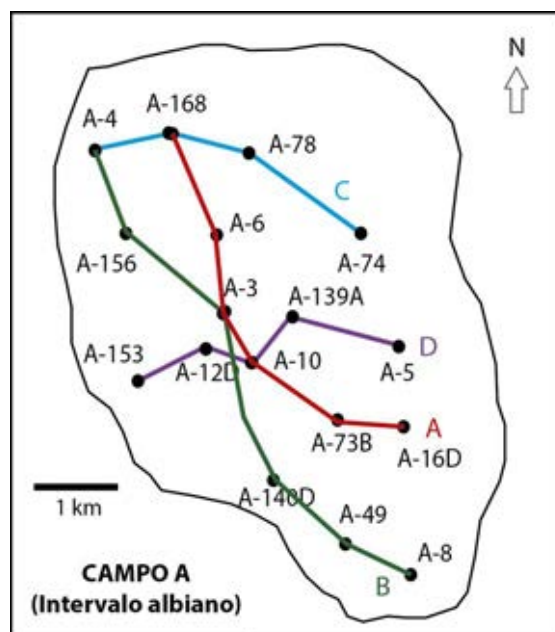


Figura 33: Localização das seções estudadas e seus respectivos poços.

Subsequentemente, foram definidas as superfícies estratigráficas que delimitam os ciclos deposicionais através da correlação entre estes poços, sob a ótica da estratigrafia de alta resolução.

A correlação resultou na definição de ciclos em três diferentes hierarquias: alta, média e baixa frequência. Neste sentido, o empilhamento de vários ciclos de alta frequência representa um ciclo de média frequência. Da mesma forma, o empilhamento de vários ciclos de média frequência produz um ciclo de baixa frequência (STRASSER et al., 1999).

Nas seções estratigráficas (seções A a D), ciclos de média frequência foram interpretados para os demais poços do campo a partir da correlação com os ciclos desta mesma hierarquia nos poços A-3 e A-10. A análise desta ciclicidade nas seções também subsidiou a interpretação da baixa frequência.

4.5.1. Sucessão vertical de fácies

A partir do conceito definido na Seção 2.2, foram caracterizadas três sucessões verticais de fácies para o intervalo estudado, aqui denominadas como seções inferior, intermediária e superior (Figura 34). As sucessões verticais das seções inferior e intermediária

apresentam algumas fácies em comum, todas correspondentes à Formação Quissamã, enquanto que o topo da sucessão sedimentar da seção superior corresponde litoestratigraficamente à Formação Outeiro.

Estas sucessões revelam um padrão geral de *shallowing upward* (arrasamento para o topo), com um padrão de *coarsening upward* (engrossamento para o topo). As sucessões inferior e intermediária, quando completas, possuem espessuras médias de 10 metros, enquanto que a sucessão superior tem espessuras mais variáveis.

A sucessão inferior é representada por fácies de baixa energia compostas por *wackestones*, correspondentes à fácies H, sendo sobreposta por fácies de energia moderada, compostas por *grainstones/packstones* oncolíticos bimodais e *packstones* oncolíticos bioclásticos, correspondentes, respectivamente, às fácies C e D, culminando nas fácies de alta energia compostas pelos *grainstones* oolíticos e oncolíticos, correspondentes às fácies A e B.

Na porção intermediária, a base da sucessão vertical é representada por fácies de baixa energia compostas por *wackestones* e *packstones* peloidais bioclásticos, correspondentes às fácies H e E, respectivamente. Esta associação de fácies é sobreposta por fácies de energia moderada, compostas por *grainstones/packstones* oncolíticos bimodais e *packstones* oncolíticos bioclásticos, correspondentes, respectivamente, às fácies C e D, culminando nas fácies de alta energia compostas pelos *grainstones* oncolíticos, correspondentes à fácies B. É interessante notar que na porção intermediária ocorre um intervalo com padrão de empilhamento agradacional, em que *grainstones/packstones* oncolíticos bimodais (AF2) e *grainstones* oncolíticos (AF1) se alternam por vários metros sem apresentar as fácies de afogamento (AF3) entre elas, sugerindo uma variação energética branda nesta porção.

Na seção superior, a base da sucessão vertical é representada por fácies de baixa energia compostas por *wackestones* a pitonelídeos com ou sem glauconita, correspondentes às fácies J e I, respectivamente. Esta associação de fácies é sobreposta pela AF4, correspondentes às fácies F e G, consideradas como produto de processos episódicos. Por conta do caráter cada vez mais transgressivo em direção ao topo do intervalo estudado, a sucessão vertical desta seção superior tende a não preservar a AF4.

A interpretação desta tendência de transgressão marinha é suportada pela maior frequência de organismos planctônicos e pelágicos (foraminíferos planctônicos e pitonelídeos) na seção superior.

4.5.2. Correlação estratigráfica de alta resolução

Com o intuito de organizar as discussões a respeito da correlação estratigráfica para os poços A-3 e A-10 (Figura 35), a análise da ciclicidade é apresentada com base nas seções inferior, intermediária e superior definidas na sucessão vertical de fácies. A ciclicidade na seção inferior é interpretada somente no poço A-10, visto que o poço A-3 não tem correspondente testemunhado. Para a escala de alta resolução, são analisados apenas os ciclos de alta e média frequência, sendo que os ciclos de baixa frequência são definidos somente nas seções estratigráficas.

No presente trabalho, utiliza-se o conceito que um ciclo completo é composto por um hemicycle de afogamento e um hemicycle de arrasamento.

Alta frequência

Os ciclos desta hierarquia são representados pelas próprias sucessões verticais. Os hemicyclos de arrasamento foram marcados no topo das fácies mais rasas (AF1) em todos os ciclos desta frequência. Nas seções inferior e intermediária, os hemicyclos de arrasamento desta frequência normalmente apresentam espessuras maiores que os hemicyclos de afogamento, que podem não ocorrer em algumas porções. Na seção superior, os hemicyclos de afogamento tornam-se mais espessos que os de arrasamento. Este aumento da espessura dos hemicyclos de afogamento no terço superior do intervalo estudado se deve ao afogamento regional da bacia (Formação Outeiro).

Na **seção inferior**, foram identificados seis ciclos de alta frequência no poço A-10. O empilhamento destes seis ciclos tem em sua base um hemicycle de afogamento, cujo limite inferior não pode ser estabelecido, já que a coluna testemunhada não alcançou a base deste ciclo. Acima deste hemicycle de afogamento, ocorre um ciclo completo, quase simétrico, com cerca de 12 metros de espessura. Empilham-se então três hemicyclos de arrasamento, que mostram aumento de espessura para o topo (*thickening upward*), com espessuras de 5 a 20 metros. Sobre estes hemicyclos com tendência de espessamento para o topo, ocorre um ciclo completo, com cerca de 8 metros, em que o final do hemicycle de afogamento consiste na superfície de inundação da base da seção intermediária.

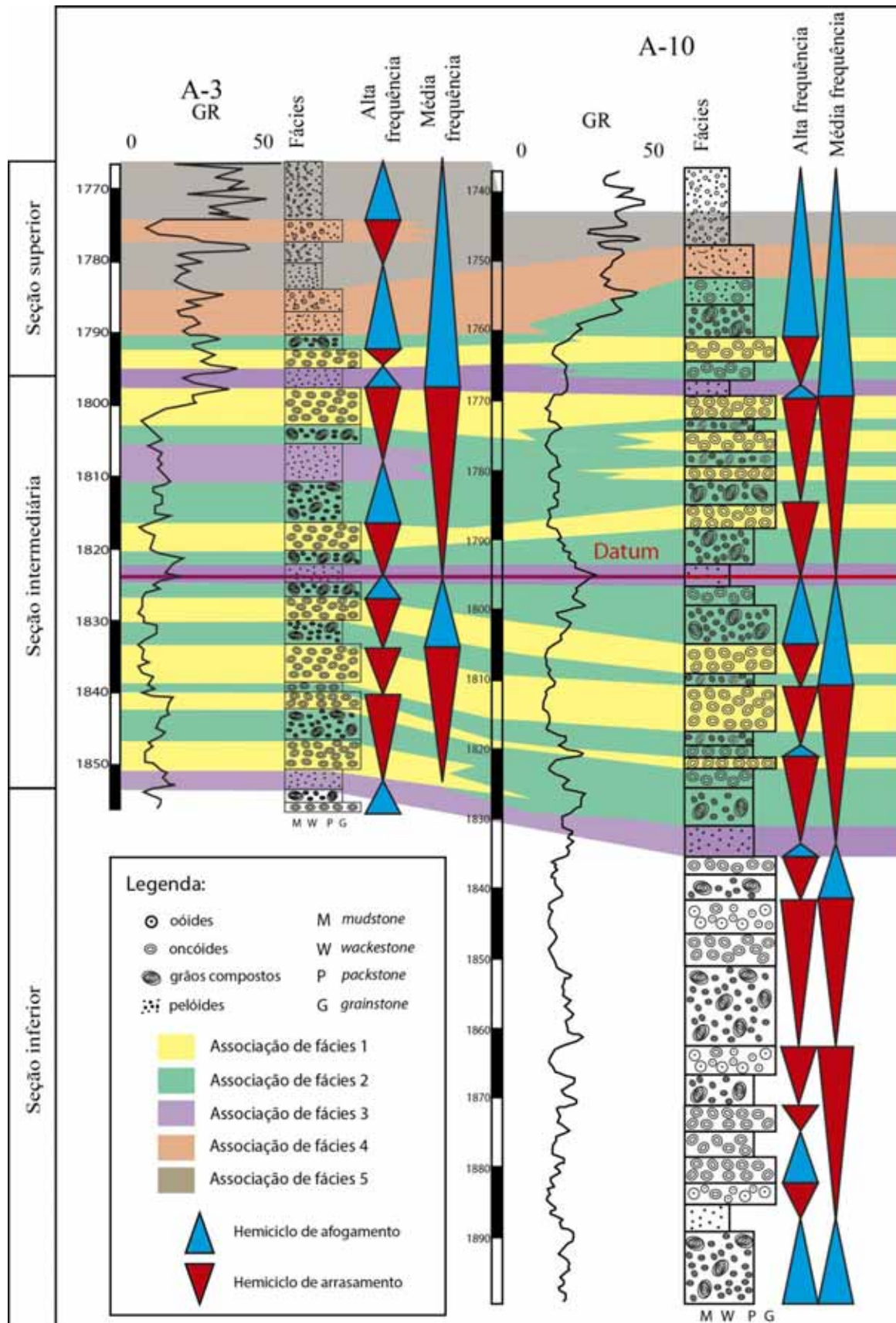


Figura 35: Correlação estratigráfica entre os poços A-3 e A-10, levando-se em conta duas diferentes hierarquias definidas no presente trabalho.

Duas superfícies de inundação (na base e no topo) limitam a **seção intermediária**. Nela, foram identificados cinco ciclos de alta frequência em ambos os poços. Uma terceira superfície de inundação divide esta seção em duas porções: metade inferior, com três ciclos, e metade superior, com dois ciclos.

Na metade inferior desta seção, ocorrem dois hem Ciclos de arrasamento empilhados sobrepostos por um ciclo completo no poço A-3 e um ciclo completo sobreposto por um hem ciclo de arrasamento sobreposto por outro ciclo completo no poço A-10. No topo da metade inferior, o empilhamento do hem ciclo de arrasamento sobreposto pelo ciclo completo compreende uma sucessão agradacional (no intervalo 1826-1838 do poço A-3) composta por AF1 nos dois poços, com espessura de cerca de 15 metros, interpretados como *grainstones* oncolíticos neste trabalho e que Spadini (1992) interpreta como *grainstones* oolíticos. O poço A-10 apresenta sucessões verticais de fácies mais completas que o poço A-3.

Na metade superior, ocorrem dois ciclos completos no poço A-3 e um hem ciclo de arrasamento sobreposto por um ciclo completo no poço A-10. Os hem ciclos de arrasamento no poço A-3 são marcados nos topos da AF1. No poço A-10, camadas de AF1 e AF2 se alternam no empilhamento, interpretado como periodicidade da ação dos fluxos oscilatórios, ora com energia para formar *grainstones*, ora *packstones*. Na porção central da metade superior, já correspondentes ao ciclo superior desta seção, o poço A-10 é marcado pela alternância de AF1 e AF2, que passa abruptamente para fácies mais finas (AF3) no poço A-3, provavelmente resultante da paleotopografia herdada. Esta mudança é interpretada como aumento da lâmina d'água, que proporciona a deposição de micrita (AF3), apenas por uma variação lateral de fácies.

Na **seção superior**, foram identificados dois ciclos completos de alta frequência no poço A-3 e apenas um ciclo desta frequência (25 metros) no poço A-10. O hem ciclo de arrasamento do ciclo mais basal é marcado pela última ocorrência de AF1 no empilhamento estratigráfico de ambos os poços, contando com espessuras de 3 (A-3) a 7 metros (A-10). Já o hem ciclo de arrasamento do ciclo superior desta seção, definido apenas para o poço A-3, foi marcado na camada superior da AF4. Um segundo ciclo poderia ser marcado no poço A-10, entretanto não há correspondente da AF4 testemunhado.

Média frequência

Os ciclos de média frequência são razoavelmente simétricos e cada ciclo completo tem espessura que varia de 30 a 60 metros que aumentam em direção ao topo da seção. Esta

ciclicidade foi definida com o auxílio da análise das tendências de espessura das associações de fácies mais proximais e da diagênese meteórica.

Na **seção inferior**, foram identificados no poço A-10 um hem ciclo de afogamento, seguido por um hem ciclo de arrasamento, que é sobreposto por um ciclo completo. Os ciclos de arrasamento apresentam espessura média de 20 a 25 metros. O limite superior destes ciclos é marcado pelo topo das associações de fácies mais rasas (AF1).

A **seção intermediária** é composta, tanto no poço A-3 quanto no A-10, por um ciclo completo na metade inferior da seção, sobreposto por um hem ciclo de arrasamento na metade superior da seção. Na metade inferior, o hem ciclo de arrasamento do ciclo completo, com espessura de 32 e 34 metros para os poços A-3 e A-10, respectivamente, é limitado pelo topo da camada mais espessa da AF1, caracterizada pelo final da tendência de espessamento ascendente (*thickening upward*). Na metade superior, o hem ciclo de arrasamento, com espessuras de 30 e 28 metros para os poços A-3 e A-10, respectivamente, é definido pelo reconhecimento no poço A-3 de franja meteórica nos *grainstones* oncolíticos. A presença da franja prismática reflete condições eodiagénéticas em ambiente meteórico, provavelmente resultante de um rebaixamento do nível do mar.

Em termos de média frequência, a **seção superior** é representada tanto no poço A-3 quanto A-10 por parte de um hem ciclo de afogamento, apresentando cerca de 30 a 35 metros de espessura em cada um destes poços.

4.5.3. Seções estratigráficas

Os ciclos de média frequência, definidos na correlação entre os poços A-3 e A-10, subsidiaram a interpretação dos ciclos desta mesma frequência nos demais poços. A interpretação iniciou-se com a correlação dos poços A-3 e A-10 com os poços vizinhos, avançando-se sucessivamente para poços mais distantes.

Estes ciclos de média frequência são denominados, da base para o topo, de sequências I a VI, sendo limitados entre si por superfícies de inundação máxima. Estas seis sequências foram interpretadas nas quatro seções, salvo nos poços que não alcançaram a base da seção estudada, como os poços A-153 e A-12D.

As superfícies e ciclos aqui interpretados envolvem um certo grau de incerteza, ou seja, podem haver inúmeras alternativas à interpretação dada a estas seções estratigráficas.

Por exemplo, uma alternativa de interpretação para a erosão ou não-deposição ilustrada na porção SE da seção B poderia ser a ausência da Sequência II ou da Sequência IV. A continuidade lateral do banco carbonático na Sequência V da seção A também reflete o caráter interpretativo da correlação, assim como a continuidade do afogamento no limite entre a Sequência III e IV na seção C. Além disso, optou-se pelo tipo de correlação *layer cake* em detrimento das progradações, que poderiam ser uma alternativa de interpretação.

A evolução deposicional proposta para o campo foi baseada na variação espacial das associações de fácies durante cada uma das sequências.

Seção A

A seção A (Figura 36) apresenta direção NW-SE, mostrando tendência geral de espessamento de seção na porção NW, com espessura total de 327 metros no poço A-168 e de 136 metros no poço A-73B. O espessamento de seção nestas porções pode estar relacionado às estruturas tipo *rollover*, associadas à ocorrência de falhas lítricas sin-deposicionais na porção oeste do campo. Este tipo de estrutura é descrito para as regiões proximais da Bacia de Campos durante o Albiano, 100 a 200km a partir do litoral (Demercian et al., 1993).

A AF1 apresenta camadas de cerca de 20 metros que ocorrem na porção central da seção (poços A-3 e A-10), migrando para as porções NW e SE na **Sequência I**. Na **Sequência IV**, ocorrem bancos descontínuos com extensões menores que 1km e espessuras variadas. Na **Sequência V**, camadas de AF1 apresentam ampla continuidade (cerca de 5 km) e espessuras de cerca de 20 metros, também intercalados por camadas de AF2. Na **Sequência VI**, apresenta-se restrita aos poços A-3 e A-10 com continuidade de cerca de 700 metros compreendendo camadas de 5 a 7 metros intercaladas por camadas de AF2.

A AF2 apresenta-se espacialmente no espaço interbancos em todas as sequências, além disso ocorre intercalada verticalmente com a AF1, principalmente nos poços A-3, A-10 e A-73B. Camadas de AF2 podem marcar afogamentos relativos, principalmente na porção SE do campo, como pode ser visto no limite entre as sequências III e IV nos poços A-10 e A-73B. Interpreta-se que em sequências pouco espessas, como é o caso das sequências III, IV e VI no poço A-73B, não há muita disponibilidade de espaço de acomodação, fazendo com que as rochas formadas não possam se formar livres da ação de ondas.

A AF3 tende a ser mais contínua nas sequências mais basais (Sequências I e II). Ocorrem como produto de incursões vindas tanto de leste quanto de oeste, com várias camadas nos poços A-168 e A-16D.

Seção B

A seção B (Figura 37) também apresenta direção NW-SE, mostrando tendência geral de espessamento de seção na porção NW, com espessura total de 348 metros no poço A-4 e de 124 metros no poço A-8. Assim como na seção A, o espessamento de seção nestas porções pode estar relacionado às estruturas tipo *rollover*, associadas à ocorrência de falhas lítricas sin-deposicionais na porção oeste do campo.

A AF1 apresenta camadas mais espessas (30 metros) e contínuas (cerca de 2km) na **Sequência I** do que nas demais sequências. Nas sequências superiores, as camadas de AF1 apresentam espessuras de cerca de 10 metros, ocorrendo preferencialmente na porção NW do campo, representadas pelos poços A-156 e A-3, como é o caso das sequências III, V e VI. Na porção SSE, a **Sequência III** encontra-se ausente, provavelmente devido à não deposição ou erosão, como pode ser visto nos poços A-49 e A-8. Na **Sequência IV**, as camadas de AF1 apresentam espessuras médias de 15 metros, preferencialmente nos poços A-4, A-156, A-49 e A-8. Apesar da **Sequência V** ser caracterizada pela ampla continuidade da AF1 nas demais seções, esta ocorre como camadas com espessura inferior a 10 metros nos poços A-4, A-156 e A-3. Na **Sequência VI**, a AF1 ocorre somente no poço A-3 também como camadas com espessura inferior a 10 metros.

A AF2 apresenta-se espacialmente no espaço interbancos em todas as sequências, além disso ocorre intercalada verticalmente com a AF1, principalmente no poço A-3. Camadas de AF2 podem marcar afogamentos relativos principalmente na porção SE do campo, como visto nos poços A-140D e A-49.

A AF3 ocorre com mais frequência na porção NW da seção, como pode ser visto no poço A-4 com várias camadas de AF3 interpretadas.

Seção C

A seção C (Figura 38) apresenta direção ESE-WNW, mostrando uma leve tendência geral de espessamento geral da seção para WNW, com espessura total de 348 metros no poço A-4 (WNW) e de 224 metros no poço A-74 (ESE).

Na **Sequência I**, a AF1 se apresenta como uma camada contínua de cerca de 25 a 30 metros de espessura, nos poços A-74 e A-78, adelgaçando no poço A-168. Apesar da **Sequência II** ser composta por associações de fácies de moderada a baixa energia (AF2 e AF3), nas demais seções esta sequência apresenta AF1 nos poços A-78 e A-168. As **sequências III e VI** apresentam fácies de banco (AF1) nos poços A-74 e A-78, além de fácies de águas mais calmas (AF3) nos poços A-4 e A-168. As camadas de AF1 se tornam mais espessas e mais contínuas em direção à porção ESE, como pode ser visto na **Sequência IV** (continuidade de quase 2 km e camadas de cerca 20 metros de espessura a ESE; camadas com continuidade menor que 1km a WNW e espessuras inferiores a 5 metros) e **Sequência V** (continuidade de quase 2 km e camadas de cerca 30 metros de espessura a ESE; camadas com continuidade não estimada a WNW e espessuras inferiores a 7 metros).

A AF2 apresenta-se espacialmente no espaço interbancos em todas as sequências; além disso ocorre intercalada verticalmente com a AF1. Camadas de AF2 podem marcar afogamentos relativos principalmente na porção ESE do campo, como visto nos poços A-74 e A-78 nesta seção e também em outras seções.

A AF3 ocorre com mais frequência na porção WNW da seção, com poucas incursões na região de banco carbonático (A-78 e A-74). A superfície de inundação máxima entre as sequências III e IV é contínua em todos os poços desta seção.

Seção D

A seção D (Figura 39) apresenta direção EW no centro do campo, mostrando espessuras constantes das sequências na análise do empilhamento total. Todavia, a quantificação não foi possível, pois os poços A-153 e A-12D não alcançaram a base do intervalo estudado.

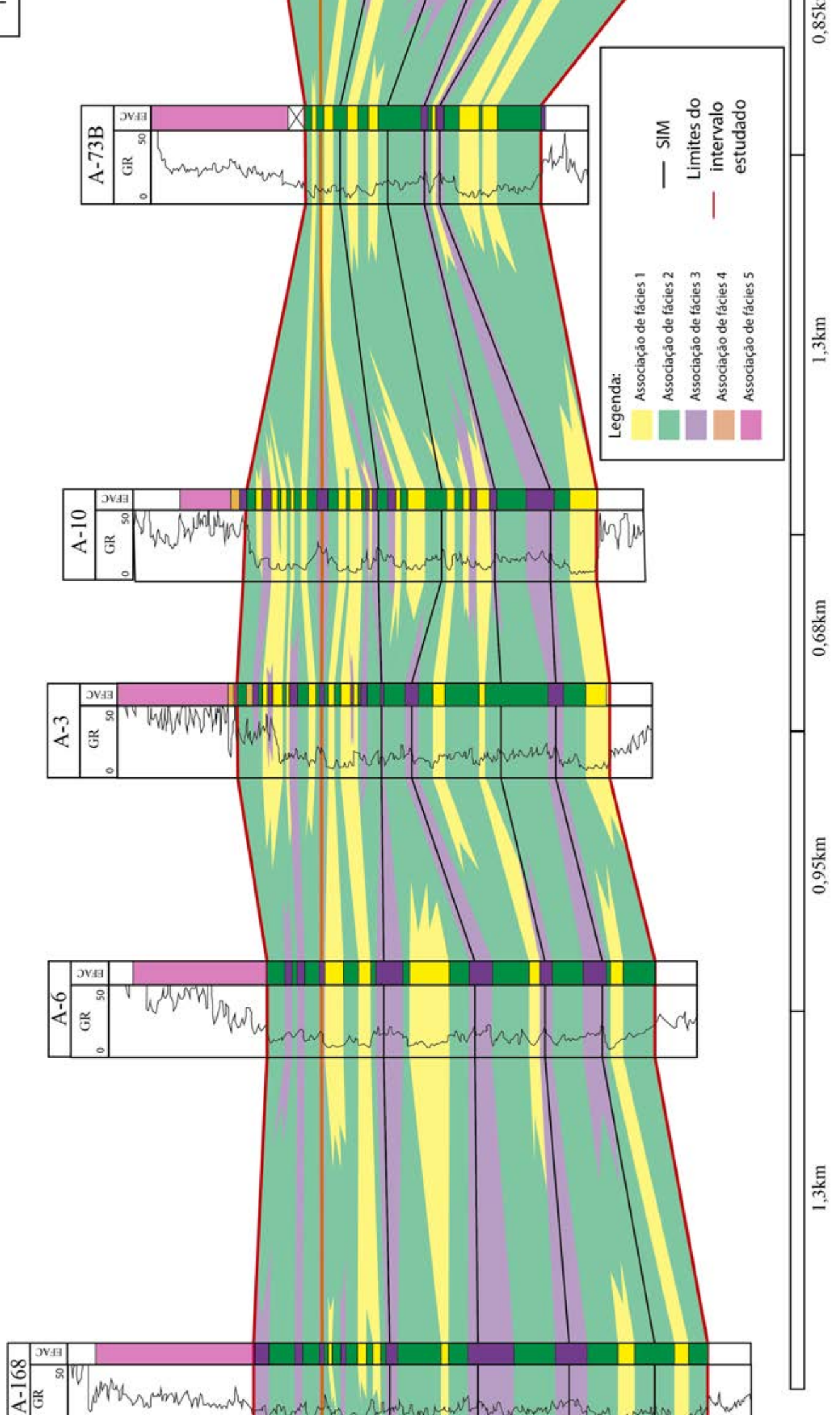
A AF1 se apresenta como camadas relativamente espessas e contínuas nas sequências I e V. Na **Sequência I**, a camada de AF1 tem cerca de 25 a 30 metros de espessura, estendendo-se por cerca de 3km. Já na **Sequência V**, apresenta camadas com espessura média de 20 metros, contendo intercalações de AF2 (representativas das variações de energia dentro do banco) em uma continuidade de quase 4 km. As **sequências III e IV** também apresentam ampla continuidade (cerca de 2,5km) das camadas de AF1, sendo entretanto, mais delgadas (espessuras inferiores à 10m). Na direção desta seção, a AF1 ocorre como bancos descontínuos na **Sequência VI**, apresentando maior ocorrência na porção central do campo (poços A-10 e A-139A).

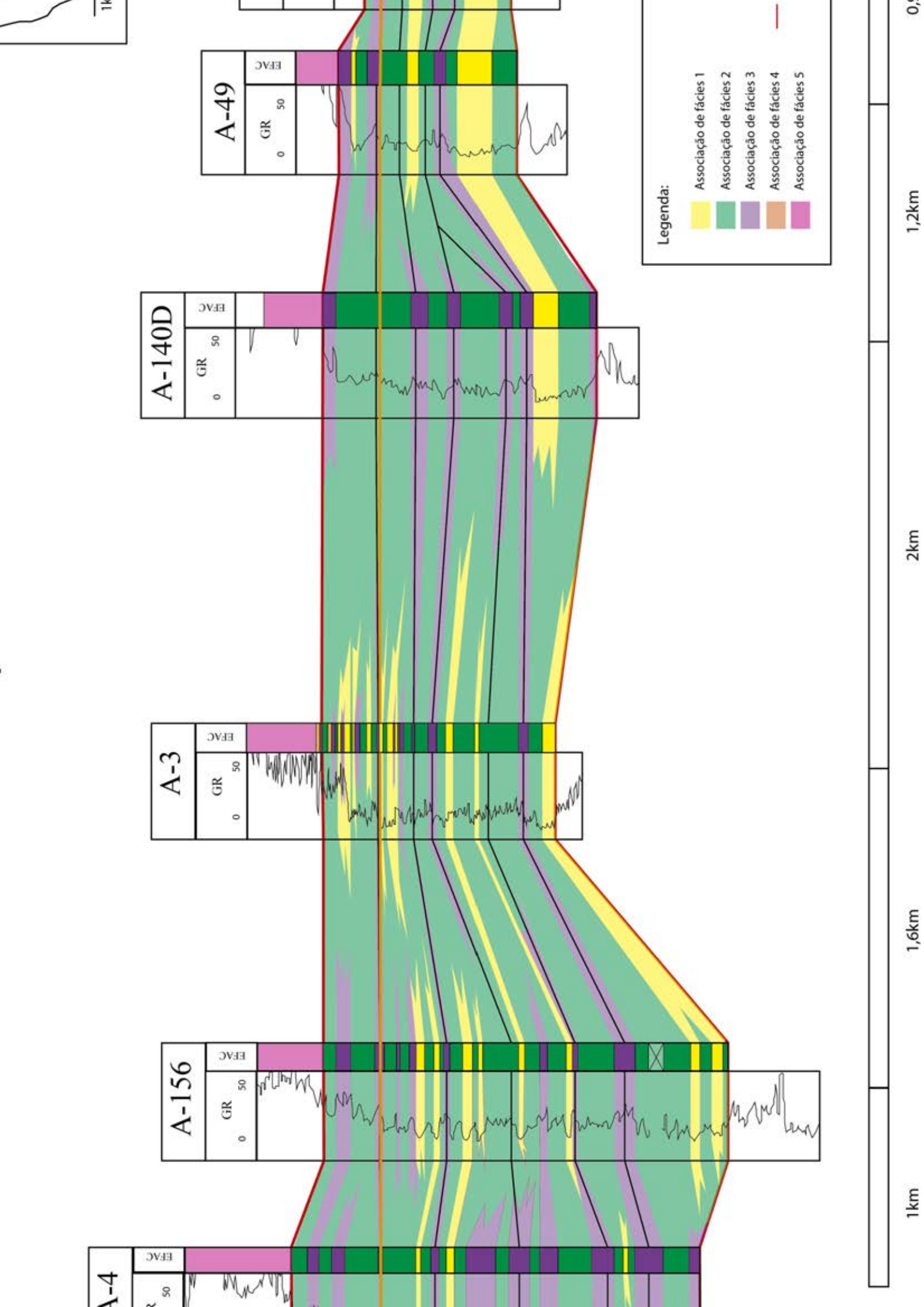
A AF2 apresenta-se espacialmente no espaço interbancos em todas as sequências, além disso ocorre intercalada verticalmente com a AF1, principalmente nos poços A-12D e A-10. Camadas de AF2 podem marcar afogamentos relativos principalmente no poço A-139A.

A AF3 ocorre como produto de incursões vindas predominantemente de leste, ocorrendo também de oeste. Várias camadas nos poços A-153 e A-5 tendem a ser menos contínuas na porção central da seção, que coincide também com a porção central do campo. Na **Sequência II**, ocorrem as camadas de maior espessura, variando de 20 a 30 metros.

Seção A

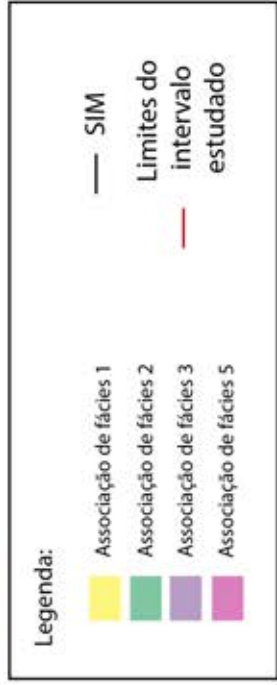
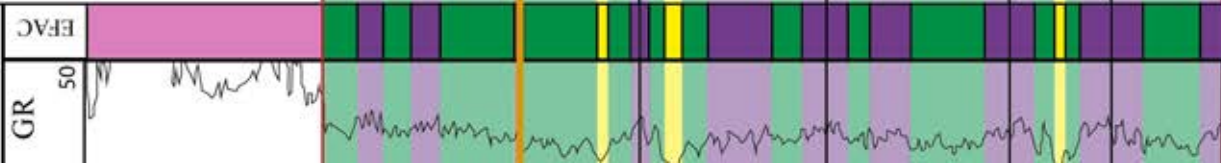
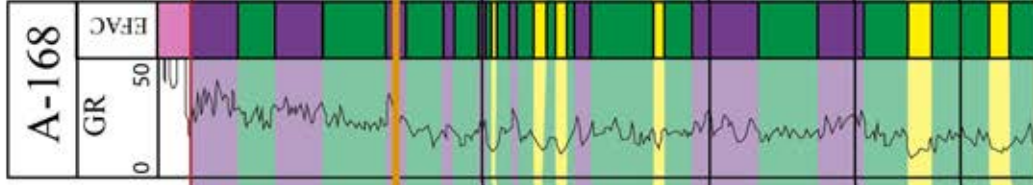
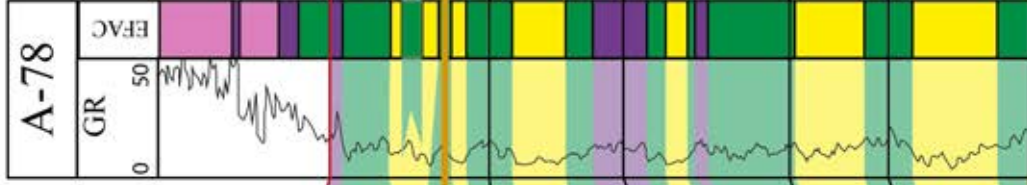
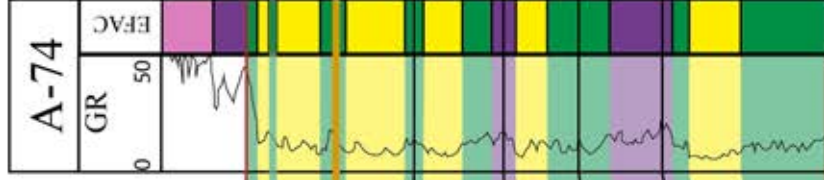
W

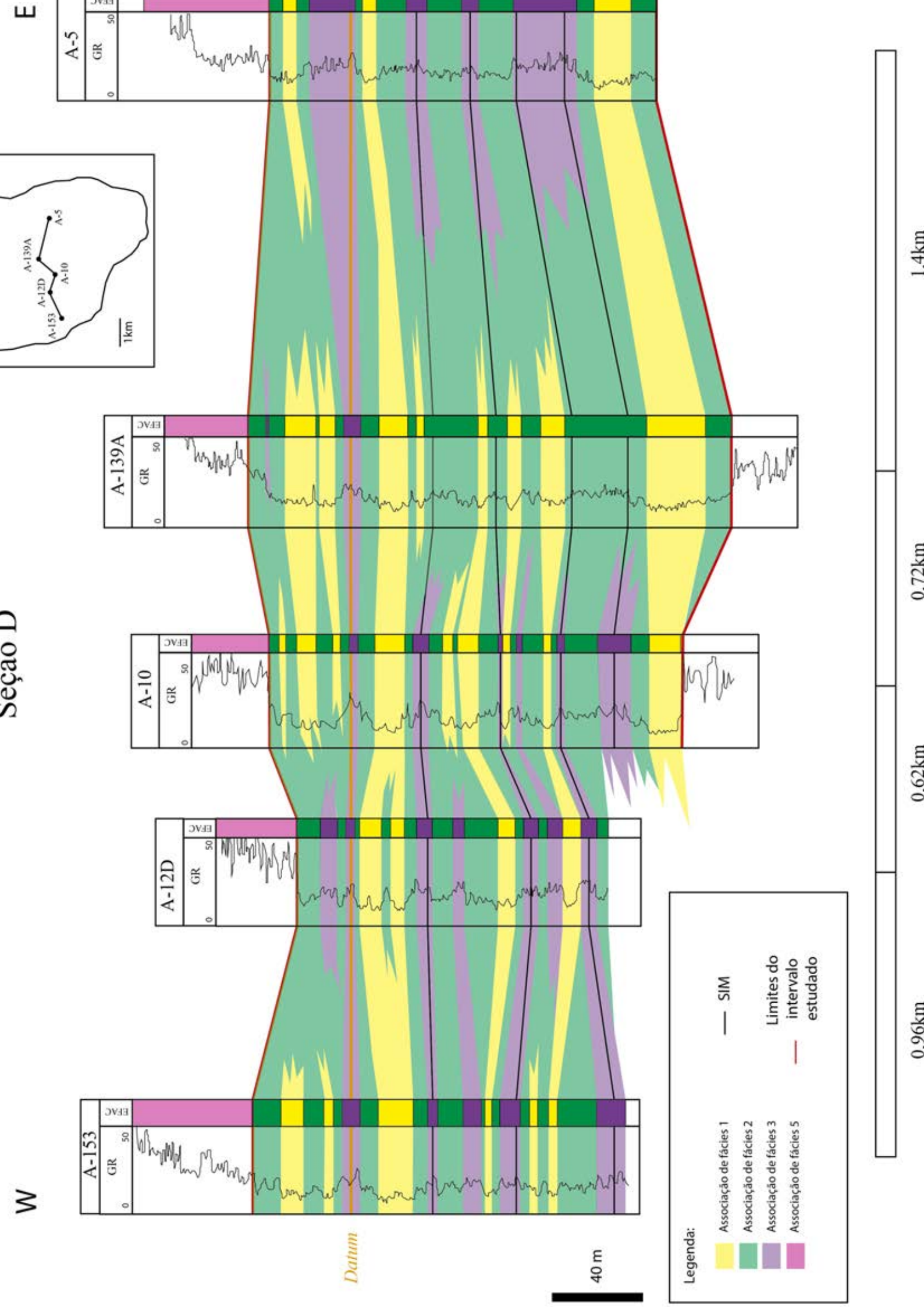






ESE





Evolução deposicional

A evolução deposicional proposta para a área no intervalo estudado segue os seguintes estágios:

1. A **Sequência I** teve início com a deposição de bancos carbonáticos desenvolvidos apenas na porção central do campo (A-3, A-10, A-139A, A-78), como pode ser visto na seção A, C e D. Nos estágios finais da **Sequência I**, os bancos formados pela AF1 se estendem tanto para NW quanto para SE.
2. Durante a deposição da **Sequência II**, condições de águas relativamente mais profundas do que a sequência subjacente (Sequência I) propiciou a formação das AF2 e AF3 em quase toda a extensão do campo. Entretanto, na porção norte (representada pelos poços A-78 e A-168 na seção C) a sedimentação de fácies associadas aos bancos foi ainda expressiva.
3. Na **Sequência III**, condições de águas rasas propiciam novamente a formação de bancos carbonáticos, principalmente na porção central do campo (poços A-6, A-3, A-139A, A-156, nas seções A, B e D). O rebaixamento do nível relativo do mar pode ter sido responsável pela erosão ou não-deposição desta sequência nos poços A-49 e A-8, representados na seção B. Nos estágios finais desta sequência, desenvolveram-se bancos na região onde estão localizados os poços A-78 e A-74, ilustrados na seção C.
4. Durante a deposição da **Sequência IV**, as condições de água mais rasa perduraram principalmente na porção norte do campo, com os poços A-6, A-74 e A-78. Na seção C, interpreta-se a presença de um banco único de 20 metros de espessura nos poços A-78 e A-74, que passa para vários bancos de menor espessura (5 metros) a W.
5. A **Sequência V** apresenta maior continuidade dos bancos carbonáticos, como pode ser visto nas seções A e D, o que leva à interpretação de que o momento da deposição desta sequência representou o estágio mais raso no empilhamento.
6. Durante a deposição da **Sequência VI**, incursões de AF3 nas porções NW e SE do campo sugerem um aumento do nível relativo do mar nestas porções. Entretanto, condições de água rasa na porção central do campo (A-3, A-10, A-139A, A-78 e A-74, nas seções A, C e D) produziram sedimentação de fácies associadas a bancos nesta porção.
7. Durante os estágios finais da **Sequência VI**, formaram-se os depósitos alóctones, pertencentes à AF4, que foram reconhecidos somente nos poços A-3 e A-10 na seção A.

A ocorrência destes tipos de depósitos está intimamente associada a uma área fonte que contém elementos característicos de águas rasas (como os oóides de bancos carbonáticos).

8. Acima da Sequência VI, com o progressivo aumento da lâmina d'água, as condições marinhas tornaram-se cada vez mais profundas, resultando na sedimentação distal pelágica da Formação Outeiro.

5. Conclusões

A caracterização faciológica e diagenética de rochas carbonáticas albianas pertencentes à parte superior da Formação Quissamã e base da Formação Outeiro, situadas em um campo de petróleo localizado sob águas rasas da porção sudoeste da Bacia de Campos, permitiu reconhecer:

- onze fácies sedimentares, que foram acumuladas em meios de alta, moderada e baixa energia, sendo representadas por *grainstone* oolítico (A), *grainstone* oncolítico (B), *grainstone* oncolítico peloidal (C), *packstone* oncolítico (D), *packstone* peloidal bioclástico (E), *packstone* bioclástico (F), *packstone/wackestone* oolítico (G), *wackestone* (H), *wackestone* a pitonelídeos (I), *wackestone* bioclástico com glauconita (J) e dolomito (K). As fácies A, F, G (estas últimas duas de origem alóctone) e K são de baixa ocorrência, enquanto que E e H compõem camadas pouco espessas. As fácies I e J, de caráter pelágico, pertencem à Formação Outeiro;
- cinco associações de fácies: de banco oncolítico/oolítico (AF1 = fácies A+B), de interbancos (AF2 = C+D), de meio marinho protegido (AF3 = E+H), de retrabalhamento (AF4 = F+G) e de água profunda (AF5 = I+J). As associações de fácies associadas aos bancos de alta energia (AF1) foram formadas em condições de águas rasas e agitadas, acima do nível de base de ondas de tempo bom (NBOTB), provavelmente relacionadas a altos deposicionais. Tanto a AF2 quanto a AF3 se formaram abaixo do NBOTB; contudo, a energia do sistema era maior na AF2. Os depósitos alóctones da AF4 tiveram caráter episódico, tendo sido produzidos por processos deposicionais que teriam envolvido correntes de retorno ou fluxos gravitacionais. A AF5 (Outeiro), com bioelementos pelágicos e glauconita, é interpretada em um contexto batimétrico mais profundo que o da AF3 (Quissamã);
- seis processos diagenéticos: micritização, cimentação (em franja e em mosaico), dissolução, compactação física, compactação química, neomorfismo (recristalização) e substituição (dolomitização). Os três primeiros foram os mais frequentes e relevantes. A cimentação em franja indica que a diagênese ocorreu tanto em ambiente meteórico quanto marinho, enquanto que a cimentação em mosaico parece ter ocorrido tanto em ambiente meteórico quanto em subsuperfície. O entendimento do processo de dolomitização carece de mais estudos tanto em relação à sua formação quanto em relação à sua distribuição espacial no campo;

A análise de uma área de aproximadamente 32 km² a partir de dois poços representativamente testemunhados (poço A-3: 90 metros; poço A-10: 160 metros) e perfis geofísicos de 28 poços (definição de eletrofácies) para a interpretação estratigráfica, utilizando-se abordagens supervisionada (testemunho como dado quantitativo) e não-supervisionada (testemunho como dado qualitativo), levou à definição de quatro eletrofácies, vinculadas às associações de fácies interpretadas com base nos dados de rocha: bancos oncolíticos/oolíticos (AF1), interbancos (AF2), marinho protegido (AF3) e distal-pelágico (AF5). Como a AF4 possui baixa amostragem, não foi possível distingui-la da AF5.

Constatou-se que os melhores resultados na aprendizagem supervisionada foram obtidos para os poços de testemunhagem mais contínua. Para os poços de testemunhagem mais pontual, a aprendizagem não-supervisionada mostrou-se mais adequada.

A análise das eletrofácies representativas das associações de fácies também possibilitou a interpretação de que a área do campo é formada predominantemente pelas associações de fácies de alta e moderada energia, depositadas em bancos rasos, sob os mais diversos níveis de energia deposicional. Lateralmente, a associação de fácies (AF1) grada para associações de fácies geradas em lâminas d'água mais profundas (AF2 e AF3). A AF5 sobrepõe toda esta sucessão. A distribuição das AFs está de acordo com o modelo deposicional proposto para a área (Guardado et al., 1989), no qual fácies de alta energia (bancos oncolíticos/oolíticos) foram depositadas em altos alongados na direção NE. Bordejando os bancos e intercalando-se a eles, acumularam-se sedimentos sob energia moderada (interbancos), que gradavam lateralmente para fácies mais finas em ambientes mais calmos.

Pelas seções estratigráficas, observou-se que ocorre um espessamento de seção na porção noroeste do campo e um adelgaçamento na porção sul. Essa tendência pode ser explicada pelo contexto tectônico em que se deu a deposição no intervalo estudado, em que falhas lítricas (ou de crescimento), associadas à movimentação dos evaporitos sotopostos, geravam maiores taxas de subsidência próxima a elas, levando à criação de maior espaço para a deposição dos carbonatos (porção noroeste do campo).

Os ciclos de sedimentação de alta frequência detectados são interpretados como tendo sido vinculados à variação vertical das fácies, enquanto que os ciclos de média frequência (elementos deposicionais, *e.g.* bancos) estiveram vinculados à variação das associações de fácies (e bem marcados por marcos radioativos). No que diz respeito aos ciclos

de alta frequência, as superfícies estratigráficas foram definidas a partir do posicionamento das fácies mais rasas (bancos oncolíticos/oolíticos); já na definição dos ciclos de média frequência foram levados em conta os espessamentos das associações de fácies para o topo (*thickening upward*) e a diagênese meteórica (franja prismática). Os ciclos de baixa frequência estiveram associados a mudanças mais abrangentes no padrão de empilhamento, em que o final de uma tendência regressiva foi definido pela maior extensão dos bancos carbonáticos no alto estrutural; isto foi evidenciado na Sequência V, seções A e D, a qual foi sobreposta pela Sequência VI, de natureza transgressiva, representada por depósitos de ambiente marinho aberto.

6. Referências bibliográficas

- ARAI, M.. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 17, p. 331-351, 2009.
- AZEVEDO, R.L.M.; GOMIDE, J.; VIVIERS, M.C. Geo-história da Bacia de Campos: do Albiano ao Maastrichtiano. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, n.2, p.139-146, 1987.
- BABINSKI, M.; TAKAKI, T. 1987. Ocorrências, origem e classificação dos gases naturais na bacia Proterozóica de São Francisco. In: **Congresso Brasileiro de Geoquímica**, 1, Rio de Janeiro, RJ. *Anais*, CBGq, v.2: p. 369-377.
- BÁDENAS, B.; AURELL, M. Proximal-distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of Iberian Ranges, Spain). **Sedimentary Geology**, v. 139, p. 319-340, 2001.
- BALL, M.M. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.37, p. 556-591, 1967.
- BATHURST, R. G. C. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, v. 12, 620p.
- BAUMGARTEN, C.S.; SCUTA, M.S. Geometria dos corpos carbonáticos do reservatório Macaé (Metade Superior), Campo de Pampo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 3, n.1, p. 49-57, 1988.
- BRUHN, C. H. L.; GOMES, J.A.T.; LUCCHESI, C.D.; JOHANN, P.R.S. 2003. Campos basin: reservoir characterization and management - Historical overview and future challenges. Paper OTC 15220 presented at the **Offshore Technology Conference**, Houston, Texas: 14p.
- CAROZZI, A. V., FALKENHEIN F. U. H.; FRANKE, M.R. 1983. Depositional environment, diagenesis and reservoir properties of oncolitic packstones, Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin, offshore Rio de Janeiro, Brazil. In: PERYT, T.M. (Ed.) **Coated Grains**, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 330-343.
- CATUNEANU, O.; GALLOWAY, W.E.; KENDALL, C.G.St.C.; MIAL, A.D.; POSAMENTIER, H.W.; STRASSER, A.; TUCKER, M.E. 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. **Newsletter on Stratigraphy**, Stuttgart, v.44, n.3, p.173-245.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. Interpretação genética das sequências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 74-80, 1987.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview: **Tectonophysics**, v. 213, p. 97–138, 1992.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 54, n. 2, p.207-250, 1970.

COSENTINO, L. 2001. **Integrated Reservoir Studies**. Institut Français du Pétrole Publications, Editions TECHNIP. 310p.

DEMERCIAN, S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P.R. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. **Tectonophysics**, v. 228, p. 393-433, 1993.

DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 1, p.7-25, 2005.

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

DIAS-BRITO, D. 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**, Rio de Janeiro, v. 25, n. 2: 84-97.

DIAS-BRITO, D. A Bacia de Campos no Mesocretáceo: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul primitivo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2: 162-167, 1987.

DIAS-BRITO, D. **Calcisferas e microfácies em rochas carbonáticas pelágicas mesocretáceas**. Porto Alegre, RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, 688 p., 1995.

DIAS-BRITO, D. Global stratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology of Albian-Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Tethys configuration. **Cretaceous Research**, Inglaterra, v. 21, p. 315-349, 2000.

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

DIAS-BRITO, D.; FERRÉ, B. Roveacrinids (stemless crinoids) in the Albian carbonates of the offshore Santos Basin, southeastern Brazil: stratigraphic, palaeobiogeographic and palaeoceanographic significance. **Journal of South American Earth South Atlantic**, v. 14, p. 203-218, 2001.

DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.) **Classification of carbonate rocks**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1: p.108-122.

DRAVIS, J.J. Hardened Subtidal Stromatolites, Bahamas. **Science**, Boston, v.219, n.4583, p.385-386, 1983.

EMBRY, A.F.; JOHANNESSEN, E.P. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic successions, western Sverdup Basin, Arctic Canada. In: VORREN, T.O.; BERGSAGER, E.; DAHL-STAMNES, O.A.; HOLTER, E.; JOHANSEN, B.; LIE, E.; LUND, T.B. (Eds.) **Arctic Geology and Petroleum Potencial**. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication, n.2, p. 121-146.

ESTEVEZ, F.R.; SPADINI, A.R.; SAITO, M. 1987. A sedimentação albo-turoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos. In: Anais do **I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES**, v.1: 27-42.

EXPLORER. 2011 **Saudi Arabia's Ghawar Field: Elephant Hid in Desert**: AAPG Explorer, June 2011, p. 18 e 20.

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

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

FOLK, R. L. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 44, n.1, p.40-53, 1974.

FOLK, R. L.; LAND, L.S. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.59, p. 60-68, 1975.

GALLOWAY, W.E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.73, p. 125-142, 1989.

GONZALEZ, M.E.; EBERLI, G.P. 1997. Sediment transport and bedforms in a carbonate tidal inlet: Lee Stocking Island, Exumas, Bahamas. **Sedimentology**, v.44, p. 1015-1030.

GRASMUECK, M.; WEGER, R. 2002. 3D GPR reveals complex internal structure of Pleistocene oolitic sand bar. **The Leading Edge of Exploration**, v. 21: p. 634-639.

GRUSZCZYNSKI, M.; RUDOWSKI, S.; SEMIL, J.; SŁOMIŃSKI, J.; ZROBEK, J. Rip currents as a geological tool. **Sedimentology**, v.40, p. 217-236, 1993.

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C.F. 1989. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil, a Model for a Producing Atlantic Type Basin. In: EDWARDS, J.C. & SANTOGROSSI, P.A. (Eds.) **Divergent/Passive Margin Basin**. Tulsa: AAPG Memoir 48, p.3-79.

GUARDADO, L. R.; SPADINI A. R.; BRANDÃO, J.S.L.; 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**: AAPG Memoir 73, p. 317-324.

HARRIS, P.M.M. 1979

HARRIS, P.M.M. Delinating and quantifying depositional facies patterns in carbonate reservoirs: insight from modern analogs. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.94, n.1, p.61-86, 2010.

HORSCHUTZ, P.M.C.; SCUTA, M.S. Fácies-perfis e mapeamento de qualidade do reservatório de coquinas da Formação Lagoa Feia do Campo de Pampo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.6, n.1, p. 45-58, 1992.

KOUTSOUKOS, E.A.M. Late Aptian to Maastrichtian foraminiferal biogeography and palaeoceanography of the Sergipe Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 92, n.3/4, p.295-324, 1992.

KOUTSOUKOS, E. A. M.; DIAS-BRITO, D. Paleobatimetria da margem continental do Brasil durante o Albiano. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, p.86-91, 1987.

LONGMAN, M. W. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 64, n.4: p. 461-487, 1980.

MENDONÇA, P.M.M.; SPADINI, A.R.; MILANI, E.J. Exploração na Petrobras: 50 anos de sucesso. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.12, p. 9-58, 2004.

MILANI, E. J.; ARAÚJO, L. M. 2003. Recursos minerais energéticos: petróleo. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (Eds.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília: p. 541-576.

MILANI, E. J.; BRANDÃO J. A. S. L.; ZALÁN, P.V.; GAMBOA, L.A.P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.18, n.3: p. 351-396, 2000.

MOHRIAK, W.U.; MELLO, M.R.; DEWEY, J.F. 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, offshore Brazil. In: BROOKS, J. (Ed.), **Classic Petroleum Provinces**, Geological Society, London, Special Publications, v.50: p. 119-141.

MOORE, C.H. 1989. **Carbonate Diagenesis and Porosity**. Developments in Sedimentology 46. Elsevier. 351p.

OJEDA, H. A. O. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.66: 732-749, 1982.

PONTE, F.C.; DAUZACKER, M.V.; PORTO, R. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: **Congresso Brasileiro de Petróleo**, 1, Anais. Rio de Janeiro, IBP, p. 121-146, 1978.

PONTE, F.C.; ASMUS, H.E. As bacias marginais brasileiras: estágio atual de conhecimento. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.12, n.2, p. 385-420, 2004.

POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls in clastic deposition I – Conceptual framework. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (Eds.) **Sea level changes – An integrated approach**. SEPM Special Publication, n.42, p. 109-124.

RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R.; FEIJÓ, F.J. Bacia de campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.8: 203-218, 1994.

RANGEL, H. D.; MARTINS, C. C. 1998. Main exploratory compartments, Campos Basin. In: **Searching for oil and gas in the land of giants**: Search, Rio de Janeiro, Schlumberger: p. 32-40.

ROGERS, S.J.; FANG, J.H.; KARR, C.L.; STANLEY, D.A. Determination of lithology from well logs using a neural network. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.76, n.5, p.731-739, 1992.

ROBAINA, L.E.S.; FORMOSO, M.L.L.; SPADINI, A.R. Geoquímica dos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé (Eo-Meso-Albiano) nos campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.7, n.1, p. 103-133, 1993.

SARG, J.F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (Eds.) **Sea level changes – An integrated approach**. SEPM Special Publication, n.42, p. 155-181.

SCOFFIN, T. P. 1987. **An introduction to carbonate sediments and rocks**. New York, Chapman & Hall, 274p.

SIMONE, L. Ooids: a review. **Earth Science Review**, v.65, p. 864-919, 1981.

SOMBRA, C.L. Calibração de curvas de perfis com análises de laboratório. Curso de correlação rocha-perfil. 2005. 31p.

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

SPADINI, A. R.; ESTEVES, F. R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R.L.M.; RODRIGUES, R. The Macaé Formation, Campos basin, Brazil: Its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic. **Revista Brasileira de Geociências**, 18, n.3, p. 261-272, 1988.

SPADINI, A. R.; PRAÇA, U.M. 1989. Glauconita em uma anomalia radioativa em calcários do Albiano da Bacia de Campos: um marco estratigráfico com significado paleoambiental. In: **Congresso Brasileiro de Paleontologia**, 1, Curitiba. *Anais*: p. 1017-1028.

STRASSER, A. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. **Sedimentology**, v.33, p. 711-727, 1986.

STRASSER, A.; PITTET, B.; HILLGARTNER, H.; PASQUIER, J. B. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high resolution analysis. **Sedimentary Geology**, v.128, p. 208-221, 1999.

TAKAKI, T.; RODRIGUES, R. 1984. Isótopos estáveis do carbono e oxigênio dos calcários como indicadores paleoambientais – Bacias de Campos, Santos e Espírito Santo. In: Anais do 33º **Congresso Brasileiro de Geologia**, v.10: p.4750-4762.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P.; ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, v.38, n.2, p.128-137, 2008.

TUCKER, M. E.; WRIGHT, V. P. 1990. **Carbonate sedimentology**. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 482p.

VAIL, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: BALLY, A.W. (Ed.) **Atlas of Seismic Stratigraphy**: AAPG Studies in Geology 27, v.1, p.1-10.

VAN WAGONER, J.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.Jr.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J.1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (Eds.) **Sea level changes – An integrated approach**. SEPM Special Publication, n.42, p. 39-45.

WAISMAN, G. Tectônica de sal da Bacia de Campos. In: MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S.M.C. (Eds.), **Sal: Geologia e Tectônica**. Editora Beca, São Paulo, 2009. p. 316-341.

WALKER, R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) **Facies models: response to sea level change**. Geological Association of Canada, 1992. p. 1-14.

WALKER, R.G.; PLINT, A.G. Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) **Facies models: response to sea level change**. Geological Association of Canada, 1992. p. 219-238.

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