

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

**MODELO DEPOSICIONAL DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS
LACUSTRES NEOCRETÁCIOS DA FORMAÇÃO COQUEIROS NO
NORTE DA BACIA DE CAMPOS**

JOÃO PAULO RONCOLATTO OLIVITO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Volume 1

Porto Alegre - 2017

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

**MODELO DEPOSICIONAL DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS
LACUSTRES NEOCRETÁCIOS DA FORMAÇÃO COQUEIROS NO
NORTE DA BACIA DE CAMPOS**

JOÃO PAULO RONCOLATTO OLIVITO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Juliano Kuchle – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Leonardo Borghi – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro

Dr. Moises Calazans Muniz – Petrobras

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção
do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Olivito, João Paulo Roncolato

Modelo deposicional dos reservatórios carbonáticos lacustres neocretácicos da Formação Coqueiros no norte da Bacia de Campos/ João Paulo Roncolato Olivito. – 2017.
119 f. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, Porto Alegre, 2017.

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

1. Pré-sal. 2. Formação Coqueiros. 3. Carbonatos lacustres. 4. Coquinas. 5. Rochas bioclásticas. 6. Modelo deposicional.
I. Scherer , Claiton Marlon dos Santos. II. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. III. Título.

CDD 552.5

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Sibila F. T. Binotto CRB 10/1743

Para Thaís, Ian, Clara e Melissa, minha
grande fonte de motivação e alegria

AGRADECIMENTOS

A minha esposa Thaís, que mesmo diante da dificuldade de cuidar de três crianças pequenas, foi a primeira a me incentivar a fazer esta dissertação de mestrado.

Aos meus colegas de trabalho Otávio, Leonardo, Fernando, Alice, que acabaram assumindo algumas tarefas a mais para que eu pudesse desenvolver e concluir esta pesquisa.

Ao meu coorientador informal De Ros, pela presteza em ajudar tantos alunos e pesquisadores ao mesmo tempo, com seu vasto e sistematizado conhecimento.

Ao meu orientador Claiton, pelas excelentes aulas e trocas de ideias, nem sempre confluentes, mas sempre positivas para o fortalecimento da minha pesquisa.

A minha amiga Natália, por ter me recebido em sua casa em Porto Alegre durante o período das disciplinas, e ter suportado o “fon-fon” de um aprendiz de acordeom.

Aos amigos Christian, Otávio e Ricardo, pela revisão crítica de meu trabalho e troca de conhecimentos.

A minha cunhada Bruna e ao amigo José Maurício, pela revisão do artigo traduzido.

Aos meus gerentes Bonora e Vantoir, pelo apoio e compreensão durante a elaboração da dissertação.

Ao gerente de geociências de reservatórios Bruhn, pelo incentivo em desenvolver o tema da minha pesquisa.

À gerente de laboratório de sedimentologia da UO-ES Rute e seus técnicos, pelo apoio na utilização de dados e equipamentos do laboratório, bem como pela revisão de parte da minha dissertação.

Ao Ednilson, gerente de geologia de reservatório, pelo apoio na liberação dos dados junto à ANP.

À empresa Petrobras, por ter cedido os dados para a minha pesquisa.

RESUMO

As recentes descobertas de acumulações gigantes de hidrocarboneto nas coquinas e outras rochas carbonáticas lacustres das supersequência Rifte e Pós-Rifte (pré-sal) das Bacias de Campos e Santos tem fomentado uma série de pesquisas focadas em entender a gênese destes reservatórios singulares.

Esta pesquisa se concentra em entender o modelo deposicional e evolução das rochas bioclásticas retrabalhadas e demais rochas associadas pertencentes a Formação Coqueiros, depositadas em alto externo no norte da Bacia de Campos, durante a transição entre as fases final de rifte e *sag*, a partir da integração de dados petrográficos de amostras laterais e testemunho, dados sísmicos e de perfis de poços.

Sete fácies carbonáticas, duas magnesianas, uma siliciclástica e três híbridas foram definidas a partir de análise combinando informações de amostras laterais e estruturas sedimentares interpretadas em perfis de imagem. Rudstones e grainstones bioclásticos com moderado a alto retrabalhamento das conchas representam 65% das amostras descritas. Diversas evidências apontam para um ambiente deposicional lacustre predominantemente raso, dominado por correntes de tempestades, sendo as principais: (i) presença de rudstones com estratificações cruzadas de alto ângulo ($>14^\circ$) e paleo-correntes de longshore; (ii) ocorrência pontual de sedimentos lamosos intercalados a espessos pacotes de rudstones bioclásticos amalgamados, indicando ambiente sujeito a correntes de maior energia, acima da zona de ação de ondas de tempo bom; (iii) predomínio de depósitos de rudstones desprovidos de matriz sobre o alto estrutural, com grande continuidade lateral, coerentes com processos de tempestades atuantes sobre amplas áreas de lago raso; (iv) depósitos de rudstones maciços, com conchas desorganizadas, semelhantes aos depósitos bioclásticos costeiros modernos da Califórnia e de Shark Bay.

Três conjuntos de associação de fácies são propostos : (i) conjunto de alta energia, representado por rudstones e grainstones bioclásticos desprovidos de matriz, depositados entre as regiões de shoreface e berma, acima do nível de ação de onda de tempo bom (FWB); (ii) conjunto de baixa energia, formado pelas fácies híbridas com matriz lamosa ou peloidal e demais fácies de granulometria inferior à areia média, depositados abaixo do FWB ou em ambientes rasos protegidos (backshore); (iii) conjunto formado principalmente por facies de oóides argilo-magnesianos, cujo controle é dado pela composição mais alcalina da água do lago. Blocos diagramas dos

modelos deposicionais de cada uma das cinco unidades sismo-estratigráfica estabelecidas para a Formação Coqueiros na área de estudo permitiram inferir a evolução das associações de fácies ao longo do tempo, evidenciando uma tendência geral de raseamento do lago, culminando com a discordância Pré-Neo-Alagoas (DPA).

O padrão de paleo-correntes sugere atuação de mais de uma direção de vento sobre o alto externo, um mais forte vindo de noroeste e outro mais brando vindo de sudeste, resultando em fácies bioclásticas limpas de matriz e com bom potencial como reservatório em ambos os flancos do alto estrutural. Estas direções de ventos propostas para o Eobarremiano e Neoaptiano no norte da Bacia de Campos são de extrema importância para prever a localização das melhores fácies deposicionais da Fm. Coqueiros em outras áreas alvo de exploração de hidrocarboneto.

Palavras-chave: Pré-sal, Formação Coqueiros, carbonatos lacustres, coquinas, rochas bioclásticas, modelo deposicional

ABSTRACT

Recent discoveries of giant hydrocarbon accumulations in coquinas and other lacustrine carbonate rocks of Rift and Post-Rift (pre-salt) supersequences of Campos and Santos Basins have stimulated a series of studies focused on understanding the genesis of these unique reservoirs.

An integrated petrologic-sedimentologic-stratigraphic-seismic study of Coqueiros Formation allowed characterizing the depositional model and evolution of reworked bioclastic rocks and other associated rocks deposited on the external high in the north of Campos Basin during the transition between late rift and sag stages.

Seven carbonatic facies were defined from analysis combining information from sidewall core and sedimentary structures interpreted in image logs, in addition to one siliciclastic, two magnesian, and three hybrids facies. Bioclastic rudstones and grainstones with moderate to high reworking of the shells represent 65% of the samples described.

Several pieces of evidences point to a predominantly shallow lacustrine depositional environment, dominated by storm currents: (i) presence of rudstones with high-angle cross-bedding ($>14^\circ$) and longshore paleocurrents; (ii) limited occurrence of muddy sediments interbedded with thick packages of amalgamated bioclastic rudstones, indicating environment subject to high energy currents, above the fairweather wave base (FWB); (iii) predominance of rudstones deposits devoid of matrix on the structural high, with great lateral continuity, consistent with processes of storms acting on large areas of shallow lake; (iv) deposits of massive rudstones, with disorganized shells, similar to the modern coastal bioclastic deposits of California and Shark Bay.

Three sets of facies association are proposed: (i) high energy set, represented by bioclastic rudstones and grainstones devoid of matrix, deposited between the shoreface and berm regions, above the FWB; (ii) low energy set, formed by hybrid facies with muddy or peloidal matrix and other facies of grain-size finer than medium sand, deposited below the FWB or in protected shallow environments (backshore); (iii) and an alkaline set, formed mainly by magnesian clay ooids, whose control is given by the more alkaline composition of lake water.

Block diagrams of each of the five seismic-stratigraphic units, established for the Coqueiros Formation in the study area allowed to infer the evolution of the facies associations over time, demonstrate the general falling of relative lake level culminating in the pre-Neo-Alagoas unconformity (DPA).

Paleocurrents suggests the activity of more than one wind direction over the external high, the stronger coming from northwest and a milder one coming from southeast, resulting in clean matrix bioclastic facies with good reservoir potential on both flanks of the structural high. These proposed wind directions for the Eobarremian and Neoaptian in the north of Campos Basin is extremely important to predict the location of the best depositional facies of the Coqueiros Formation in other target areas for hydrocarbon exploration.

Key words: Pre-salt, Coqueiros Formation, lacustrine carbonates, coquinas, bioclastic rocks, depositional model.

SUMÁRIO

RESUMO.....	6
ABSTRACT	8
1 – INTRODUÇÃO	1
2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	2
3 – GEOLOGIA REGIONAL	3
3.1 - Contexto Tectônico Regional	3
3.2 – Estratigrafia da Bacia de Campos.....	5
4 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
4.1 – Modelos deposicionais regionais	9
4.2 – Processos de concentração de componentes esqueléticos	12
4.3 – Processos sedimentares em ambiente lacustre.....	17
4.4 – Exemplos de depósitos concentrados em conchas	24
4.4.1 – Exemplos de depósitos antigos concentrados em conchas.....	25
4.4.2 – Exemplos de depósitos holocênicos concentrados em conchas	40
5 – MÉTODOS E TÉCNICAS.....	45
5.1 – Petrografia, classificação das rochas e definição de fácies	46
5.2 – Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	48
5.3 – Abordagem tafonômica	48
5.4. Interpretação e análise de estruturas sedimentares em perfis de imagem	50
5.5. Correlação estratigráfica entre poços	52
5.6. Interpretação sísmica.....	52
6 – SÍNTESE DOS RESULTADOS	54
7 – REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS.....	57
ARTIGO CIENTÍFICO	63

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 –Visão geral da Bacia de Campos e das principais feições estruturais de sua porção setentrional	3
Figura 3.1 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos Winter et al., 2007).....	7
Figura 4.1 - Modelo paleogeográfico da Supersequência não marinha.	10
Figura 4.2- Domínios estruturais e geometria de plataformas carbonáticas do Pré-Sal	10
Figura 4.3- Blocos diagramas comparando os modelos tectono-estratigráfico dos domínios estruturais I e II (Muniz, 2013).	12
Figura 4.4 - Tipos genéticos de acumulação esqueletal (Kidwell, Fursich & Aigner, 1986)	13
Figura 4.5- Importância relativa dos processos de concentração esqueletal esperada ao longo de uma seção onshore-offshore (Kidwell, Fursich & Aigner, 1986)	14
Figura 4.6 - Possíveis caminhos de assinaturas tafonômicas (Fursich & Oschmann, 1993).	15
Figura 4.7 - Tipos de dano e respectivas frequências observados nos subambientes lacustres	16
Figura 4.8 - Diagrama sumário dos processos tafonômicos presentes nos carbonatos ricos no gastrópode <i>Neothauma</i> ao longo da margem flexural do lago Tanganyika (McGlue et al., 2010).	16
Figura 4.9- Esquema ilustrando as três principais categorias de processos físicos atuantes durante uma tempestade.	18
Figura 4.10 - Diagrama mostrando a distribuição espacial os processos de concentração esqueletal, seus produtos e os principais processos tafonômicos atuantes.....	21
Figura 4.11 - Diferenças na altura dos fluxos, distância de inundação, e distância em que os sedimentos arenosos são transportados por (A) tsunamis e (B) tempestades costeiras (Morton et al., 2007).	22
Figura 4.12 - Associação de fácies para períodos áridos (Playa Lake) e úmidos (Pluvial Lake)..	27
Figura 4.13 - Associação de fácies de barras bioclásticas (Carvalho et al. 2000).....	28

Figura 4.14 - Fácies, associação de fácies e modelo 2D de distribuição de associação de fácies	30
Figura 4.15 - Modelo esquemático de variação de fácies para a sequência das coquinas Aptianas/Barremianas da Bacia de Campos (Muniz, 2013).....	31
Figura 4.16 – Modelo de fácies para a unidade estratigráfica Toca 2 (Formação Toca).	32
Figura 4.17 – Modelo de regime hidrodinâmico e de fácies bioclásticas acumuladas em rampa carbonática dominada por tempestades da seção superior da Bacia de Muschelkalk, baseado em acumulações de conchas modernas (Aigner, 1985).	36
Figura 4.18 – Características e processos que levaram a formação da concentração de bivalves Inoceramids das camadas K1 e K2 (Fürsich & Pandley,1999).....	38
Figura 4.19 – Unidades deposicionais do sistema de cordões litorâneos de conchas e detalhe do arcabouço e organização das fácies (Modificado de Jahnert et al., 2012)	42
Figura 4.20 – Contato entre depósitos de inundação de tempestade (1) e depósitos de praia (2) observados seção de GPR (A) e em afloramento (B e C).Silva, 2014.....	43
Figura 4.21 – Unidades esqueletais com granodecrescência ascendente indicando acresção dos bancos carbonáticos por evento físico.....	44
Figura 5.1 - Classificação utilizada para as rochas carbonáticas baseada em Dunham (1962) e Embry e Klován (1971). Modificado de Terra et al. (2010).....	46
Figura 5.2 - Classificação para rochas siliciclásticas baseada em Picard (1971).....	47
Figura 5.3 - Classes tafonômicas utilizadas para descrição das conchas presentes nas coquinas.....	49
Figura 5.4 - Termos utilizados para definir a orientação das conchas nas “coquinas”.....	49
Figura 5.5 – Principais características das estruturas sedimentares reconhecidas em perfis de imagens resistiva e acústica.	51

1 – INTRODUÇÃO

Reservatórios de petróleo constituídos por rudstones e grainstones bioclásticos, informalmente denominados como coquinas, tem sido explorados desde a década de 80 na Bacia de Campos, sudeste do Brasil, nos campos de Pampo, Badejo, Trilha e Linguado. Embora tais reservatórios sejam conhecidos de longa data, as recentes descobertas de acumulações gigantes de hidrocarboneto nas coquinas e outras rochas carbonáticas lacustres das supersequência Rifte e Pós-Rifte (pré-sal) das Bacias de Campos e Santos tem motivado uma série de pesquisas focadas em entender a gênese destes reservatórios singulares. A importância destes reservatórios carbonáticos do pré-sal é ressaltada pela elevada produção atual, que já é de 1.498,9 Mboe/d oriunda de 69 poços, correspondendo a 47% do total produzido no Brasil (ANP-BDEP, 2017).

Com crescente número de projetos e oportunidades exploratórias com alvo nos reservatórios bioclásticos do pré-sal, tornou-se imprescindível entender o modelo deposicional destas rochas, em escala de campo de produção, a fim de melhorar sua caracterização, e, conseqüentemente, diminuir os riscos associados a implantação de tais projetos.

Depósitos bioclásticos, de idade variando desde o triássicos até o recente, tem sido descritos e associados a distintos ambientes e processos sedimentares, tais como: (i) depósitos marinhos rasos gerados por tempestades (Aigner, 1985; Boyajian e Thayer, 1995; Meldahl, 1993; Ghaham et al., 1997; Fürsich e Oschmann, 1993; Liu et al., 2005; Jahnert et al. 2012; Silva, 2014); (ii) depósitos marinhos costeiros gerados por tsunamis (Massari et al., 2009); (iii) depósitos lacustres predominantemente rasos (Bertani & Carozzi, 1985; Carvalho et al. 2000; Mcglue et al., 2010; Kinoshita, 2010, Muniz, 2013; Bizotto, 2014; Gracioso, 2014; Tavares et al., 2015), e (iv) depósitos lacustres profundos gerados por fluxo de detritos (Harris, 2000; Altenhofen, 2013; Arnelenti et al., 2016; Goldberg et al., 2017).

A Formação Coqueiros, objeto deste estudo, além de ser um importante reservatório portador de hidrocarboneto, se destaca pelos espessos pacotes de coquinas (300-400 m), encontrados apenas em algumas bacias da margem continental brasileira e oeste-africana. O objetivo deste trabalho é caracterizar as fácies sedimentares e as associações de fácies pertencentes a Fm. Coqueiros presentes no alto externo, no norte da Bacia de Campos, e propor um modelo

deposicional para as rochas bioclásticas retrabalhadas a partir da integração dados petrográficos de amostras laterais e testemunho, dados sísmicos e de perfis de poços, em especial perfil de imagem.

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigo científico submetido a publicação em periódico indexado, cujo foco são os processos sedimentares, modelo deposicional e evolução das associações de fácies que compreendem a Fm. Coqueiros na área de estudo, bem como as implicações desta pesquisa para indústria do petróleo. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Sumário integrado da dissertação, incluindo introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, metodologia desenvolvida, o estado da arte sobre o tema de pesquisa e uma síntese dos principais resultados do trabalho.
- b) Artigo científico intitulado “Depositional Model of Early Cretaceous Lacustrine Carbonate Reservoirs of Coqueiros Formation from Northern of Campos Basin, Southeastern Brazil” e submetido à revista *Marine and Petroleum Geology* em 27 de dezembro de 2017, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado.
- c) Anexo A contendo correlação entre os poços estudados, localização das amostras laterais de cada poço e interpretação das associações de fácies extrapolada para todo o intervalo de estudo.

2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se no norte da Bacia de Campos (Figura 2.1), onde se encontra um alto externo prolífico para a formação de carbonatos tanto no andar Jiquiá (Fm. Coqueiros), quanto no andar Alagoas (Fm. Macabu).

A Bacia de Campos está situada na costa sudeste do Brasil, estendendo-se desde o norte do estado do Rio de Janeiro até o sul do estado do Espírito Santo, limitada a norte pelo Arco de Vitória e, a sul pelo Arco de Cabo Frio. Possui uma área aproximada de 100.000 km² (Winter et al., 2007). É uma bacia de extrema importância econômica, responsável pela maior produção de petróleo no Brasil, com 1.37 Mi bbl/d, representando 53,7% do total produzido no país (ANP-BDEP, 2017).

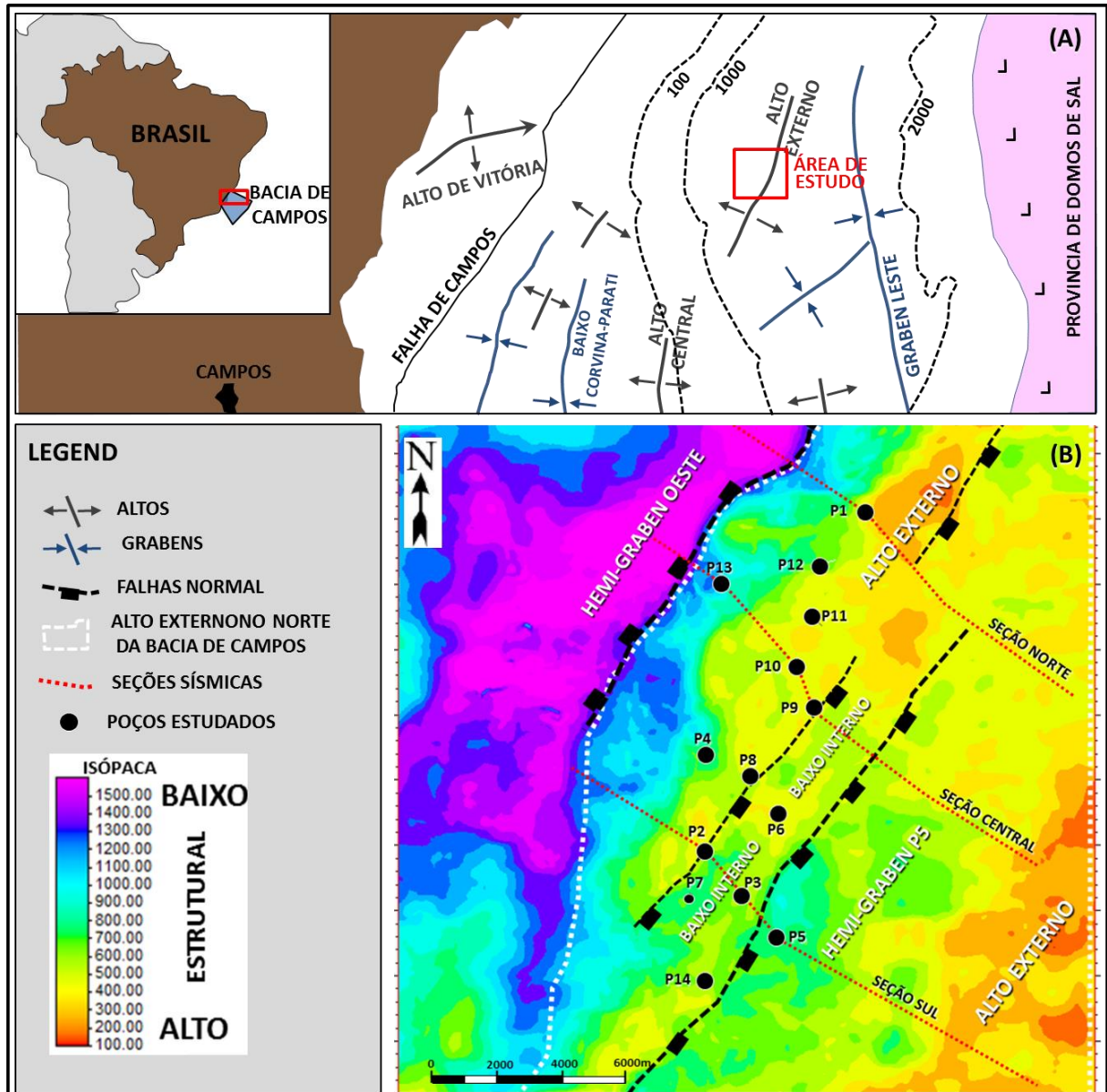


Figura 2.1 – Visão geral da Bacia de Campos e das principais feições estruturais de sua porção setentrional (adaptado de Rangel e Martins, 1998), onde se encontra a área de estudo, destacada em vermelho (A). Detalhe da área de estudo, com a localização dos poços estudados e localização das seções sísmicas ilustradas no artigo científico. Mapa de isópacas do topo da Fm. Coqueiros até o topo do embasamento ilustra altos e baixos deposicionais (B)

3 – GEOLOGIA REGIONAL

3.1 - Contexto Tectônico Regional

A Bacia de Campos é uma das doze bacias discretas da margem passiva da placa tectônica Sul-Americana, formada durante regime tectônico extensional que levou a ruptura continente Gondwana durante o Eojurássico e Eocretáceo (Guardado, et al., 2000).

Cinco estágios tectônicos foram caracterizados a partir de modelo geodinâmico para o desenvolvimento das bacias sedimentares da margem leste brasileira, segundo Cainelli e Mohriak (1999).

O primeiro estágio é marcado pelo início de processos extensionais, com pequeno soerguimento astenosférico, e um afinamento litosférico regionalmente distribuído, com falhas incipientes na crosta superior controlando depocentros locais associados a uma deposição sedimentar ampla e pouco espessa, que é frequentemente na sequência pré-rifte de uma grande bacia do tipo *sag*, designada de depressão Afro-Brasileira (Mohriak et al., 2008).

O segundo estágio é caracterizado pelo aumento do estiramento litosférico e do soerguimento astenosférico, representando o principal episódio de rifteamento intracontinental da margem sul-atlântica associado com extenso vulcanismo toleítico intracratônico (Mizusaki et al. 1998). Os esforços extensionais deste estágio sin-rifte foram concentrados ao longo da margem continental atual, alinhado com riftes intracontinentais que se desenvolveram como uma série de lagos profundos e alongados, preenchidos por rochas siliciclásticas e vulcânicas do Neocominiano até o Barremiano (Mohriak et al., 2008). Horstes e grabens de direção nordeste e noroeste mapeados no topo dos refletores de basalto delineiam os principais elementos estruturais que controlaram a deposição sin-rifte (Guardado et al., 2000).

O terceiro estágio (Barremiano ao Aptiano) representa o fim da extensão sin-rifte e é caracterizado pela diminuição da atividade de grandes falhas. Localmente ocorrem reativações das falhas principais, vulcanismo e erosão de blocos rotacionados, resultando em uma discordância regional que nivela a topografia. Esta discordância é conhecida como Pré-Neo Alagoas (DPA, Winter et al., 2007), e separa sedimentos continentais lacustrinos de sedimentos de ambientes transicional a marinho. Neste estágio se depositaram os sedimentos lacustres da Formação Coqueiros, objeto de estudo desta pesquisa.

O quarto estágio é caracterizado pelo desenvolvimento de dorsal meso-Atlântica, responsável pela inepção de crosta oceânica. A maior atividade tectônica das bacias da margem leste brasileira passa a estar relacionadas com a evolução do oceano do Atlântico Sul, com a subsidência termal típica de margens continentais passivas (Mohriak et al., 2008). As sucessões sedimentares pós-sal se tornam

predominantemente carbonáticas, sugerindo ambiente marinho raso que progressivamente vai se tornando mais fundo.

O quinto e último estágio se estende do Albiano ao Recente e representa o progressivo aumento de batimetria. A tectônica causada pela movimentação do sal pós-Albiano passa a controlar a maioria das estruturas presentes nas bacias marginais brasileiras.

3.2 – Estratigrafia da Bacia de Campos

Dentro deste contexto de bacia de margem passiva evoluída a partir de uma fase rifte, três Surpersequências preenchem a bacia de Campos de acordo com Dias, et al. (1990) e Winter, et al. (2007): Supersequência Rifte não Marinha, Supersequência Pós-Rifte Transicional e Supersequência Drifte Marinha (Figura 3.1).

A Supersequência Rifte não Marinha compreende na base as Sequencias K20-K34, formadas por derrames ígneos subalcalinos do Neocominiano com arenitos, conglomerados e siltitos intertrapeados (Fm. Cabiúnas), seguida pela porção basal (Sequência K36) e intermediária (Sequência K38) do Grupo Lagoa Feia.

A porção basal do Grupo Lagoa Feia é constituída pelas formações Itabapoana e Atafona, depositadas no Andar Barremiano, equivalente aos andares cronoestratigráficos locais Aratu superior e Buracica. A Formação Itabapoana é representada por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados proximais de borda de bacia e de borda de falha. A Formação Atafona está representada, principalmente, por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente quimicamente diferenciado, alcalino caracterizado pela deposição predominante de minerais de talco e estevensita (Rangel et al., 1994, Winter, et al., 2007).

A porção intermediária do Grupo Lagoa Feia compreende as formações Itabapoana e Coqueiros, depositadas desde o Barremiano superior ao Aptiano inferior (equivalente ao Andar local Jiquiá). Seu limite inferior é a discordância pré-Jiquiá, de 125,8 Ma e o limite superior corresponde à discordância pré-Neo-Alagoas (com ocorrência entre 120 Ma e 123,1 Ma).

A Formação Coqueiros, objeto desta pesquisa, é representada por intercalações de camadas de folhelhos e carbonatos lacustres compostos, predominantemente, por bivalves. Estes depósitos de conchas chegam a formar espessas camadas porosas,

acima de 100 m, denominadas barras de coquinas. Os pacotes de coquinas porosas foram depositados em ambiente de alta energia e se constituem em reservatórios produtores de petróleo (Winter, et al., 2007).

Rangel e Carminatti (2000) ao estudarem a estratigrafia do Grupo Lagoa Feia, subdividiram a Formação Coqueiros em cinco unidades, que evidenciam diminuição da atividade tectônica e aumento da proporção de coquinas para o topo. A unidade basal, denominada de “C”, relacionada a biozona OS 009.3, é caracterizada principalmente por folhelhos, responsáveis por altos valores de raios gamma, com ocorrências localizadas de depósitos de *debris* de coquinas adjacentes e cobrindo os altos estruturais, interpretados como produtos de fluxos gravitacionais de um sistema deposicional fan-deltaico. A unidade “D”, relacionada a biozona OS 1010, representa o clímax da fase rifte, marcada por grande subsidência basinal, formação de numerosas sub-bacias e espalhamento dos depocentros. Apresenta intercalação entre folhelhos e coquinas, interpretada como ciclos de alta frequência em uma plataforma lacustre. A unidade sobreposta “E” é relacionada a biozona OS 1020, sendo marcada por um trende regressivo com domínio de folhelhos na base passando para coquinas no topo, e por uma maior continuidade lateral da unidade. A unidade “F”, correspondente a biozona OS 1100, registra uma mudança na evolução do rifte, refletida pela distribuição mais uniforme das isópacas, menor atividade das falhas, redução da extensão da sedimentação rifte e da área do lago. É caracterizada pela abundância de coquinas, com finas intercalações de folhelhos. A unidade mais superior (G), relacionada a biozona NRT-010, apresenta a mais restrita extensão como resultado da reduzida atividade tectônica. Os autores associam a esta unidade uma grande regressão em decorrência do clima mais árido. Coquinas continuam sendo os depósitos dominantes.

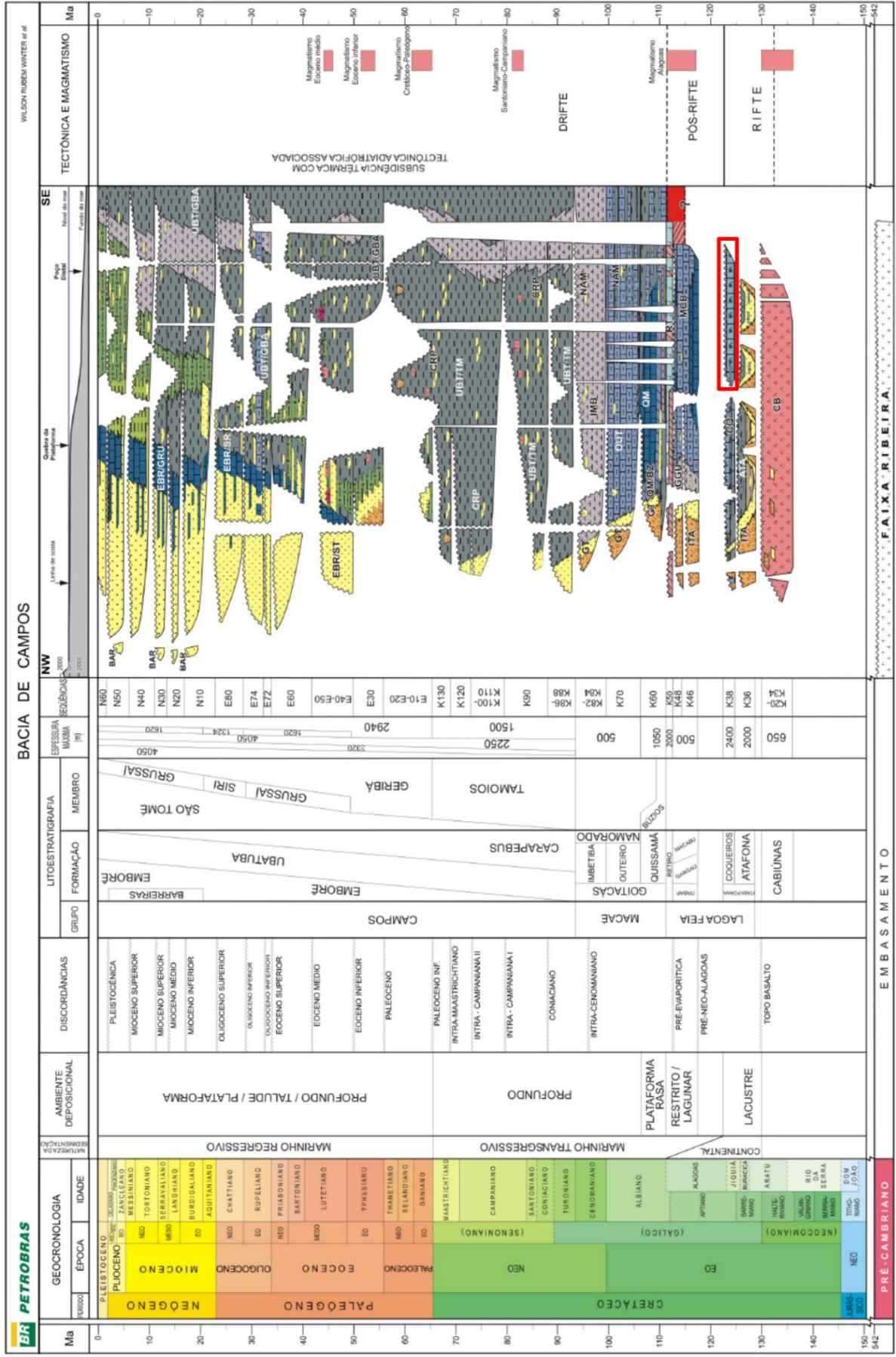


Figura 3.1 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos Winter et al., 2007). O retângulo em vermelho destaca a posição da Fm. Coqueiros em alto externo.

A Supersequência Transicional Pós-Rifte corresponde à seção sedimentar disposta discordantemente sobre a sequência de rochas de origem lacustre que foi depositada em ambiente tectonicamente brando (Winter, et al., 2007). É caracterizada por ampla subsidência regional associada ao resfriamento da litosfera. Neste período os blocos falhados soerguidos são erodidos em resposta a uma regressão regional, formando a discordância do tipo “*break-up*” (Karner, 2000), conhecida como pré-Neo-Alagoas (DPA). Esta supersequência corresponde a porção superior do grupo Lagoa Feia, englobando as sequências K46 e K48 na base, constituída por sedimentos clásticos próximos da costa (Fm. Itabapoana) e por carbonatos “estromatolíticos” (Fm. Macabu) e rochas pelíticas (Fm. Gargaú) nas porções mais distais da bacia, e a sequência K50 no topo, formada por evaporitos da Formação Retiro. Interpretações mais recentes sugerem que a maioria dos depósitos da Fm. Macabu são quimicamente precipitados, controlados pela geoquímica das águas lacustres alcalinas (Herlinger JR, et al., 2016; Tosca e Wright, 2014).

Os sais de halita e anidrita, depositados durante o Eoaptiano, por repetidos ciclos de dessecação seguidos por incursões marinhas (Mohriak et al., 2008), formam espessos depósitos evaporíticos que constituem o selo para trapeamento de hidrocarbonetos nos carbonatos das formações Macabu e Coqueiros, conhecidos como reservatórios do Pré-Sal. A formação retiro também marca a passagem de depósitos transicionais para depósitos francamente marinhos da Supersequência Drifte.

A Supersequência Marinha Drifte compreende os sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico (Winter, et al., 2007). É composta pelo Grupo Macaé, de idade Albiana/Cenomaniana, em que ocorrem sistemas clásticos aluviais, leques deltaicos e fandeltas, por vezes intercalados com bancos carbonáticos (sistema misto) proximalmente, e bancos oolíticos e oncolíticos nas porções intermediárias, além do Grupo Campos, de idade Turoniana ao Recente, dominada por sedimentos siliciclásticos marinhos profundos.

4 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste item é apresentada uma revisão bibliográfica abordando aspectos deposicionais, taxonômicos e tafonômicos das acumulações esqueletais de bivalves e gastrópodes que compõem as coquinas da Fm. Coqueiros, do andar Jiquiá, bem

como trabalhos em formações sedimentares similares de diversas idades e localizadas em diferentes regiões do mundo.

A seguir, serão destacados os trabalhos que são relevantes para a compreensão das coquinas, passando pelos tópicos:

- Modelos deposicionais regionais;
- Processos de acumulação de componentes esqueléticos;
- Processos sedimentares lacustres;
- Exemplos de depósitos concentrados em conchas;

4.1 – Modelos deposicionais regionais

Dezenas de trabalhos foram desenvolvidos acerca das coquinas aptianas das bacias costeiras brasileiras. Os primeiros trabalhos datam de 1985, motivados pela descoberta hidrocarbonetos em reservatórios da Fm. Coqueiros nos campos de Pampo, Linguado, Badejo e Trilha (PLBT), localizados na Bacia de Campos.

Os dados provenientes destes campos permitiram aos autores, já na década de 80, observarem a intrínseca relação das acumulações de coquinas com paleo-altos estruturais, como apontado por Baumgarten (1985) e Guardado *et al.* (1989).

Baumgarten (1985) estudou a evolução estrutural do Grupo Lagoa Feia, realçando o papel das falhas sinsedimentares na formação dos paleo-altos que condicionaram a acumulação dos depósitos esqueléticos.

Guardado *et al.* (1989) merecem destaque pelo estudo completo de toda estratigrafia da Bacia de Campos, analisando os vários *plays* petrolíferos. Sobre a coquina, os autores destacam sua ocorrência sobre os altos do embasamento, em áreas isoladas do influxo de sedimentos terrígenos finos, formando bancos dentro dos lagos de *rift-valley* (Figura 4.1).

Bem mais recente, o trabalho de Muniz (2013) levou em consideração domínios estruturais distintos da fase rifte na caracterização do modelo conceitual para acumulação das coquinas. Foram três os domínios estruturais definidos por este autor na região do campo de Badejo (Figura 4.2), a saber:

- Domínio I – Meio Graben, ligado ao continente;
- Domínio II – Meio Graben + Zona de Transferência, semi-isolado do continente;
- Domínio III – Plataformas isoladas não ligadas ao continente.

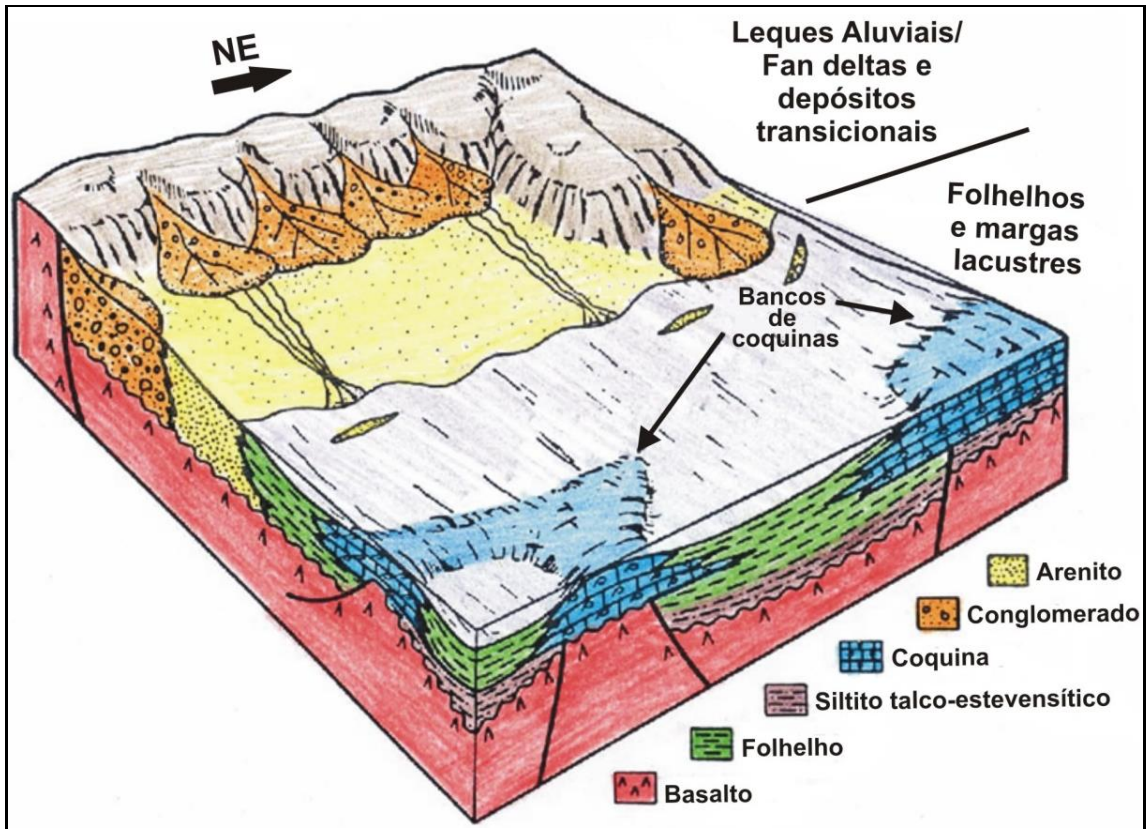


Figura 4.1 - Modelo paleogeográfico da Supersequência não marinha. Notar coquinas sobre os altos do embasamento (Guardado et al., 1989).

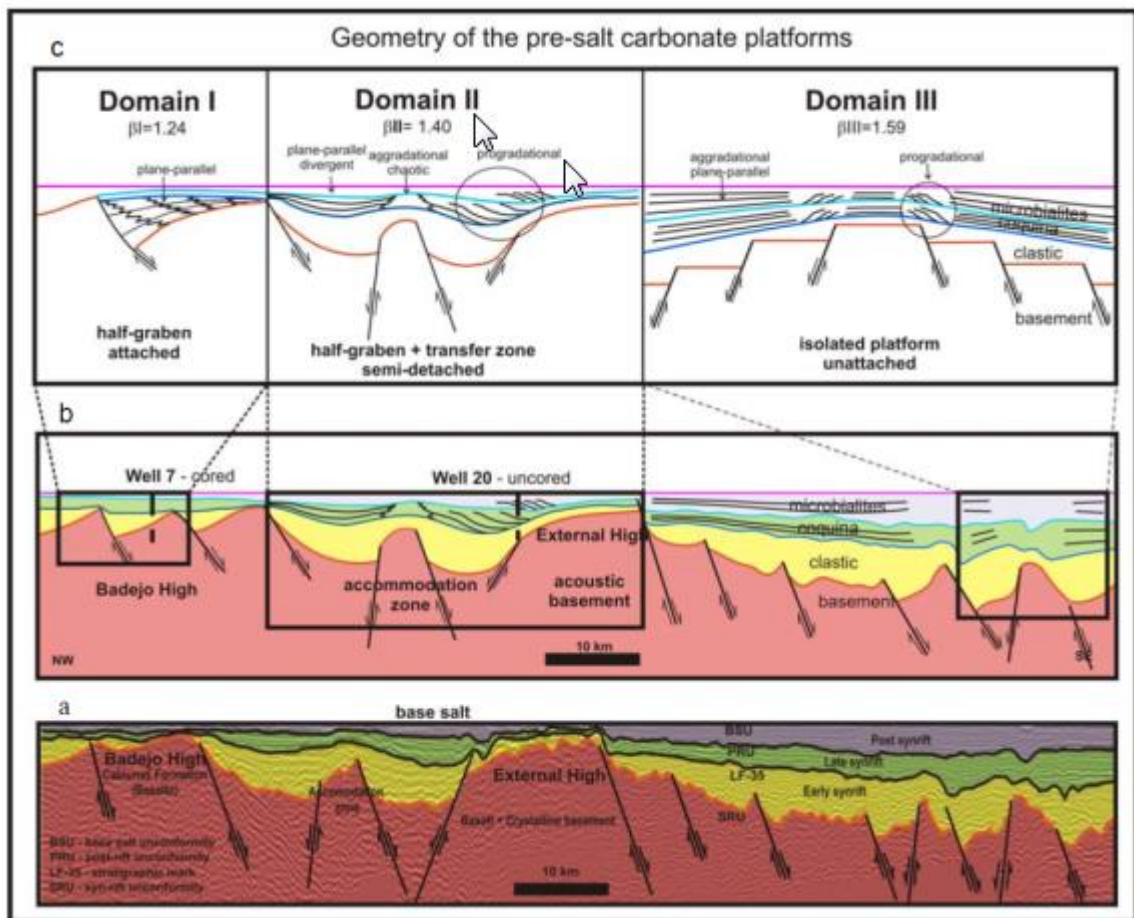
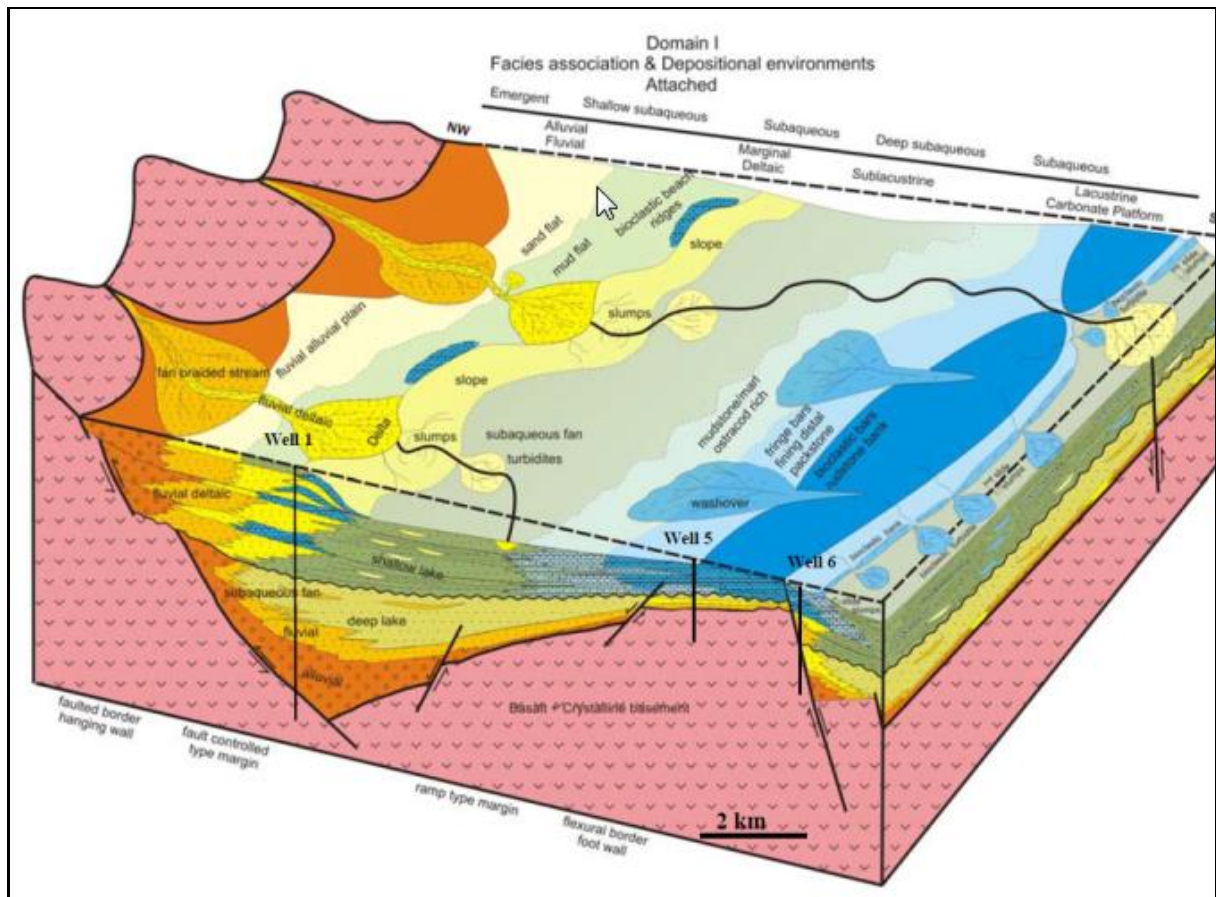


Figura 4.2- Domínios estruturais e geometria de plataformas carbonáticas do Pré-sal (Muniz, 2013).

A taxa de estiramento crustal aumenta em direção à dorsal meso-oceânica, passando de 1,24 no Domínio I para 1,59 no Domínio III. O alto estrutural da área de estudo desta pesquisa de mestrado se enquadraria no Domínio II, no qual se observa um alto externo, com pouca influência dos sedimentos continentais.

Para o Domínio I, Muniz (2013) considera um sistema deposicional híbrido, com a mistura de rochas siliciclásticas continentais e rochas carbonáticas relacionadas ao alto da borda flexural do meio graben (Figura 4.3). Já para o Domínio II, as coquinas ocorrem preferencialmente sobre o alto estrutural da zona de acomodação, com crescimento agradacional e progradações em direção ao depocentro da bacia. Notar que no Domínio II, as rochas carbonáticas avançam sobre o depocentro do meio-graben e as espessuras não variam muito, sinalizando que, na época da deposição, a bacia já devia estar mais colmatada, num contexto muito mais SAG do que Rifte.



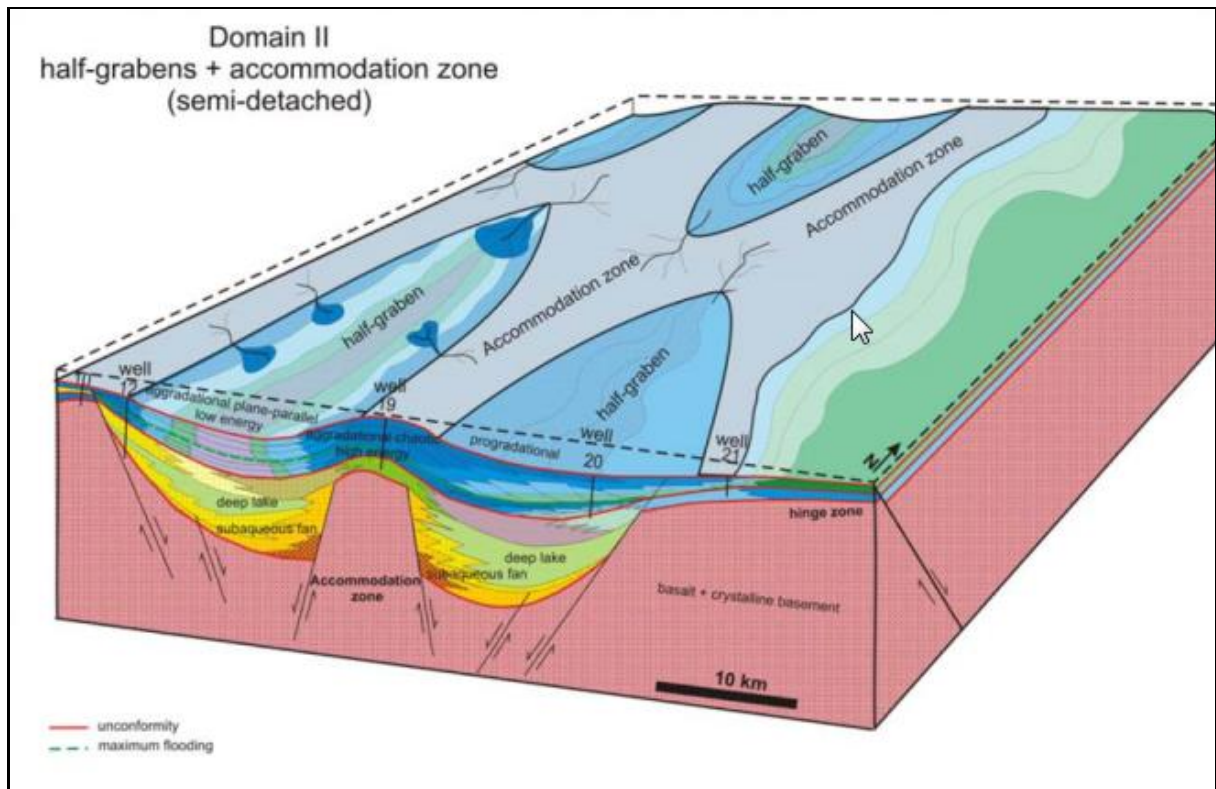


Figura 4.3- Blocos diagramas comparando os modelos tectono-estratigráfico dos domínios estruturais I e II (Muniz, 2013).

Um modelo deposicional diametralmente oposto aos convencionais depósitos bioclásticos acumulados nos altos estruturais da Bacia de Campos foi proposto por Altenhofen (2013), Armelenti et al. (2016) e Goldberg et al. (2017). Neste modelo, os bivalves, pelóides e oóides de estevensita são redepositados a partir de processos gravitacionais dominados por grãos em taludes carbonáticos, deflagrados por eventos tectônicos, acumulando-se principalmente nos baixos estruturais. Segundo os autores, os principais argumentos para defender tal modelo são: (1) incompatibilidade genética entre oóides e pelóides de estevensita, formados em ambientes de elevado pH (entre 9 e 10), e bioclastos de bivalve, que não colonizariam um lago tão alcalino; (2) presença de rudstones em diversas posições geográficas e estratigráficas ao longo do rifte. Harris (2000) também advoga a favor de um modelo onde parte das coquinas da Formação Toca, de ambiente lacustre do final da fase rifte na margem atlântica africana, seriam redepositados por fluxos de detritos em águas mais profundas.

4.2 – Processos de concentração de componentes esqueléticos

Os componentes esqueléticos de moluscos, sejam eles pelecípodes ou gastrópodes, podem se acumular principalmente por processos sedimentológicos,

biogênicos e diagenéticos (Kidwell, Fursich & Aigner, 1986), conforme ilustrado diagrama da (Figura 4.4).

A concentração sedimentológica pode se dar por:

- Seleção hidráulica (remoção dos finos);
- Acumulação por baixa produção de sedimentos siliciclásticos;
- Transporte hidráulico e redeposição de elementos alóctones

A concentração biogênica pode ser por:

- Comportamento sociável dos organismos (modo de vida – tipo de substrato, energia do ambiente, salinidade, lâmina d'água, etc.)
- Ação de outros organismos (bioturbação)

O terceiro tipo de processo de concentração seria o diagenético:

- Compactação (empacotamento mais fechado)
- Dissolução preferencial da matriz

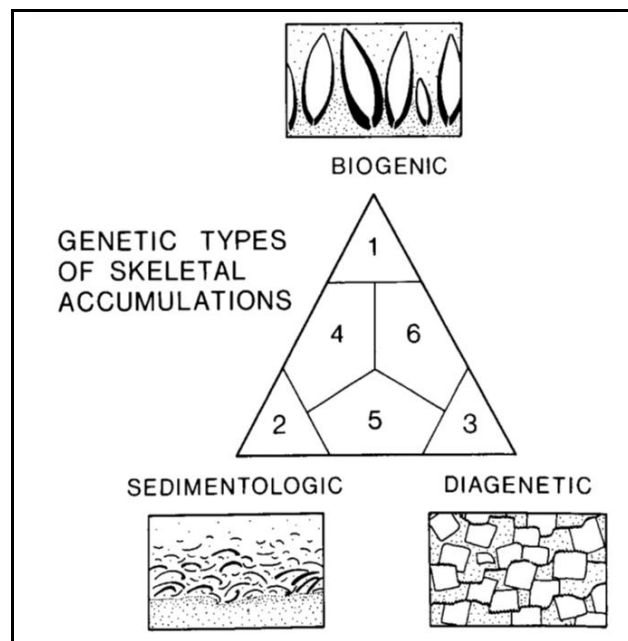


Figura 4.4 - Tipos genéticos de acumulação esquelética (Kidwell, Fursich & Aigner, 1986)

Kidwell, Fursich & Aigner (1986) sugerem que as concentrações esqueléticas ao longo do gradiente topográfico são o resultado de diferenças na energia hidráulica, na ecologia dos organismos esqueléticos, na taxa e estilos de bioturbação e na taxa de acúmulo de sedimentos. No modelo proposto pelos autores (Figura 4.5), em um ambiente marinho, as concentrações esqueléticas podem ocorrer em diferentes subambientes, desde a planície de maré até a plataforma externa. Em cada ambiente, a concentração se dá por uma combinação de processos, que ora é mais

sedimentológico (S – processos de transporte e de seleção hidráulica), ora é mais biogênico (B). Há uma clara tendência de aumentar a influência das contribuições biogênicas em regiões mais profundas, pois a energia hidráulica é menor.

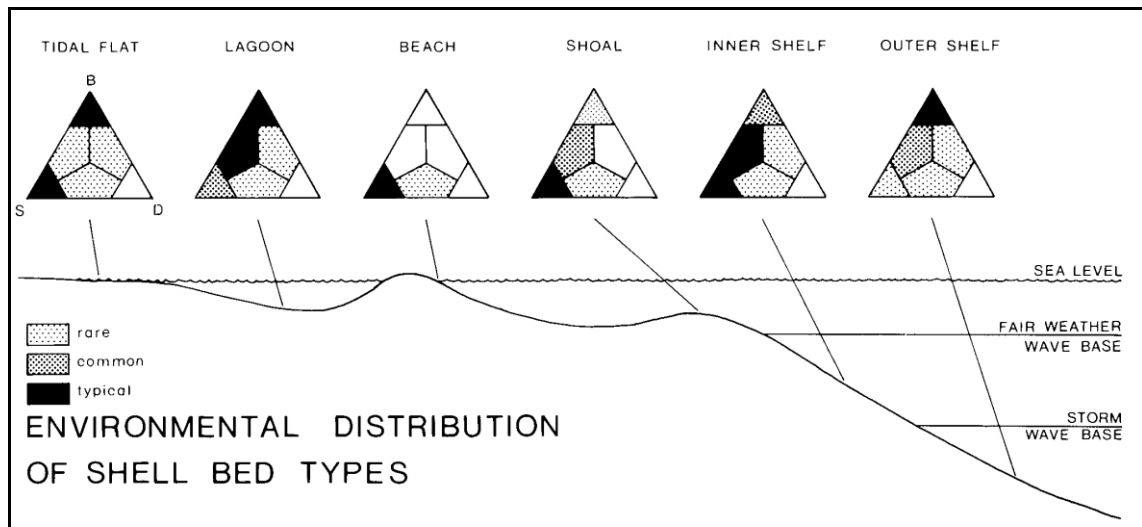


Figura 4.5- Importância relativa dos processos de concentração esqueletal esperada ao longo de uma seção onshore-offshore (Kidwell, Fürsich & Aigner, 1986)

A assinatura tafonômica das coquinas permite identificar por quais processos os bioclastos passaram desde a morte até sua deposição final. Fürsich & Oschmann (1993) ilustram em um diagrama os diversos processos que se sobrepõem e revelam uma gênese complexa das camadas de coquinas (Figura 4.6). No caminho A1-A4, por exemplo, as conchas passaram pelas seguintes etapas antes de se tornarem um depósito de *lag* com incipiente formação de *hardground*:

- A1 – conchas em posição de vida;
- A2 – Conchas retrabalhas por ondas – desarticulação e arredondamento;
- A3 – Redeposição por fluxo de tempestade: organização das conchas, convexidade para cima, base erosiva;
- A4 – Encrustação e perfuração por outros organismos indicando que o depósito ficou certo tempo exposto a estas condições.

Num outro exemplo (B1-B3), as conchas inicialmente em posição de vida (B1) são submetidas a:

- B2 - correntes de longa duração, o que não apenas deixa uma biofábrica característica (convexidade para cima), mas também moldam a assinatura tafonômica, com a perda de ornamentos e considerável quebramento das conchas;
- B3 – retrabalhamento por corrente de tempestade produzindo uma biofábrica familiar de tempestito;

Nos exemplos D e E, Fürsich & Oschmann (1993) explicam como depósitos multifásicos de tempestade podem dar origem a uma biofábrica uniforme, construída de elementos esqueléticos com diferentes histórias e assinaturas tafonômicas.

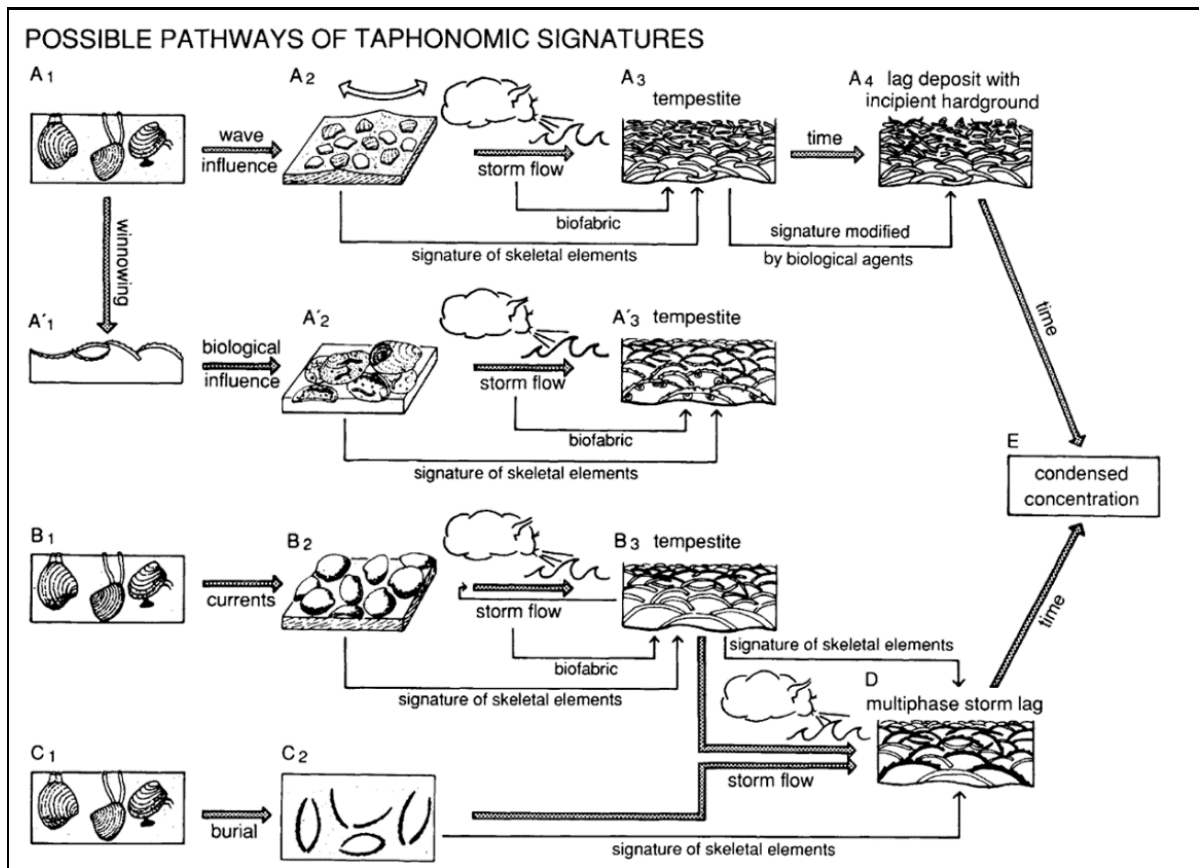


Figura 4.6 - Possíveis caminhos de assinaturas tafonômicas (Fürsich & Oschmann, 1993). Ver explicação no texto.

O estudo McGlue *et al.* (2010) em depósitos de conchas de gastrópode em ambiente lacustre moderno (lago Tanganyika, Tanzânia) pode ser bastante útil como análogo, uma vez que revela distintos processos tafonômicos particulares ou de distintas intensidades nos subambientes lacustres amostrados, a saber: embaçamento, pontal, praia, plataforma rasa (<10m) e plataforma profunda (>10m). Na Figura 4.7 e Figura 4.8 estão representados os danos mais comuns nas conchas em cada um destes subambientes, podendo ser resumido da seguinte forma:

- Praia e plataforma com < 10 m: abrasão e fragmentação
- Embaiamentos: encrustação
- Pontal: encrustação e oxidação
- Plataforma > 10m: encrustação e oxidação

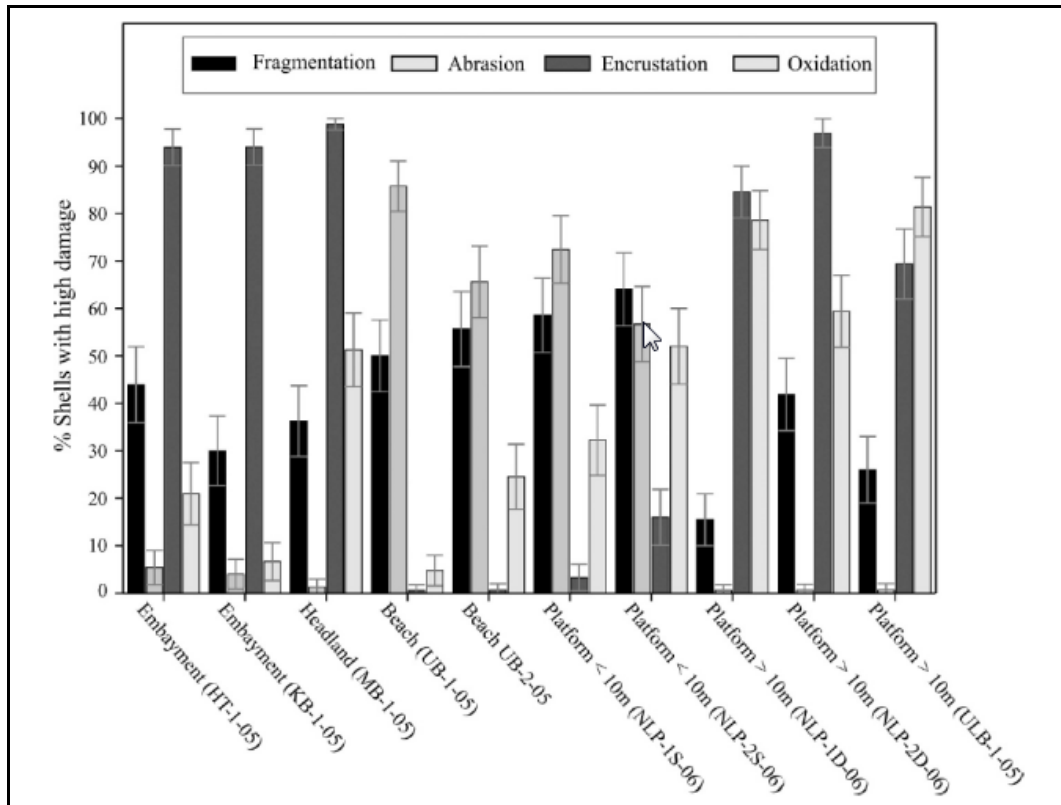


Figura 4.7 - Tipos de dano e respectivas frequências observados nos subambientes lacustres (McGlue et al., 2010)

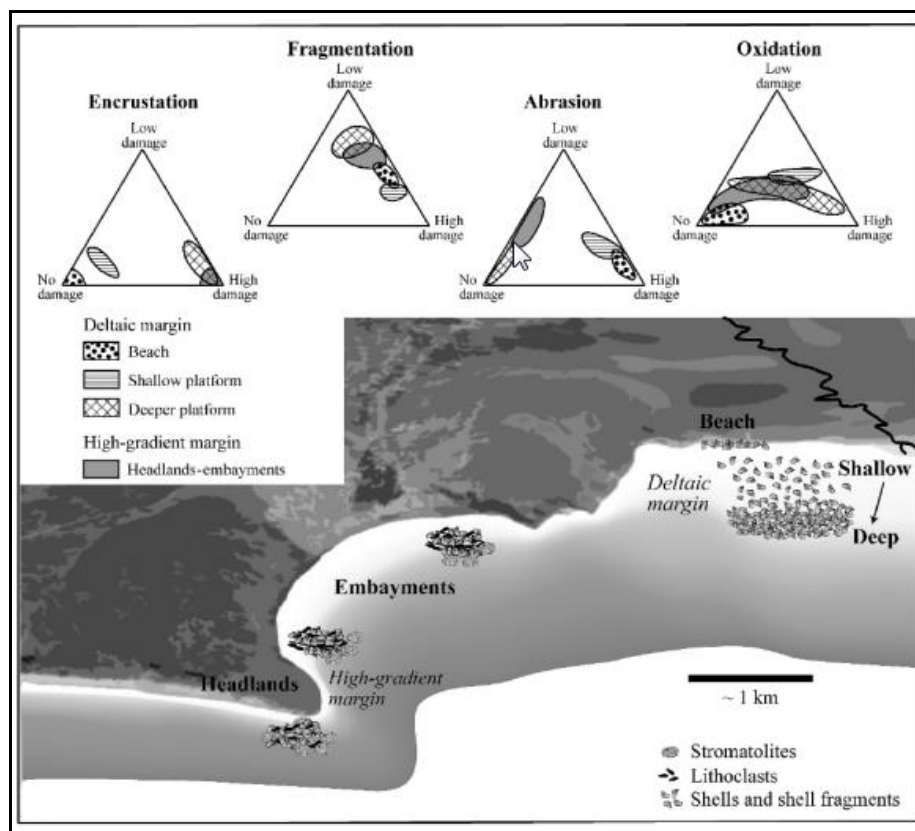


Figura 4.8 - Diagrama sumário dos processos tafonômicos presentes nos carbonatos ricos no gastrópode *Neothauma* ao longo da margem flexural do lago Tanganyika (McGlue et al., 2010).

Notar que os processos de danos mecânicos (abrasão e fragmentação) são muito frequentes nos ambientes rasos (praia e plataforma com <10 m de lâmina d'água), devido à maior energia hidráulica. Já nos ambientes menos energéticos o processo de encrustação ganha importância.

Os depósitos de embaiamento e pontal correspondem a acumulações parautóctones de mistura (*hash*) de grânulos/seixos de moluscos. Nos pontais (*headlands*) os depósitos ocorrem na forma de *patches*, restrito e depressões criadas entre estruturas estromatolíticas. Ambos depósitos datam do início do sec. XIX, que coincidem com a *Little Ice Age*. Ou seja, são depósitos antigos, formados quando o nível do lago estava mais baixo. Após a deposição, estas conchas foram encrustadas.

4.3 – Processos sedimentares em ambiente lacustre

Os processos sedimentares em ambientes lacustres apresentam semelhanças e diferenças com os que ocorrem no ambiente marinho. As similaridades incluem ação de ondas e correntes induzidas por vento e, como diferença, pode-se citar a ausência de efeitos de maré (Tucker & Write, 1990, *apud* Muniz, 2013).

Os processos sedimentológicos em lagos continentais podem ser episódicos ou contínuos. Os processos episódicos são, via-de-regra, responsáveis pelo transporte de grandes volumes de partículas sedimentares clásticas, enquanto que os processos contínuos, tais como correntes e ondas, são usualmente responsáveis por remodelar e dar a geometria final aos corpos sedimentares (Walker & Plint, 1992, *apud* Muniz 2013). Os processos de tempestades, ondas induzidas por ventos, fluxos de densidade e correntes são os responsáveis pela acumulação de sedimentos lacustres (Talbot & Allen, 1996).

A complexidade dos fenômenos durante eventos de tempestade pode ser resumida de acordo com Aigner (1985), que distinguiu três categorias principais dos processos físicos (Figura 4.9):

1. Efeitos barométricos – durante a tempestade, gradientes horizontais de pressão atmosférica causam aumento do nível da água na costa (*set-up* costeiro). Uma diferença de pressão de um milibar corresponde a uma diferença na elevação de cerca de 1cm. Ciclones típicos aumentam o nível da água na costa em cerca de meio metro.
2. Efeito do vento – envolve a combinação de dois processos:

- O vento não só contribui para o *set-up* costeiro, mas também resulta em uma corrente que atua na direção da costa.
 - As mudanças na superfície da água devido ao efeito barométrico e às correntes geradas pelo vento são compensadas por um fluxo de retorno, chamado corrente de gradiente, que flui no sentido oposto à costa.
3. Efeitos da onda – causam fluxos oscilatórios que são responsáveis por remobilizar os sedimentos de fundo.

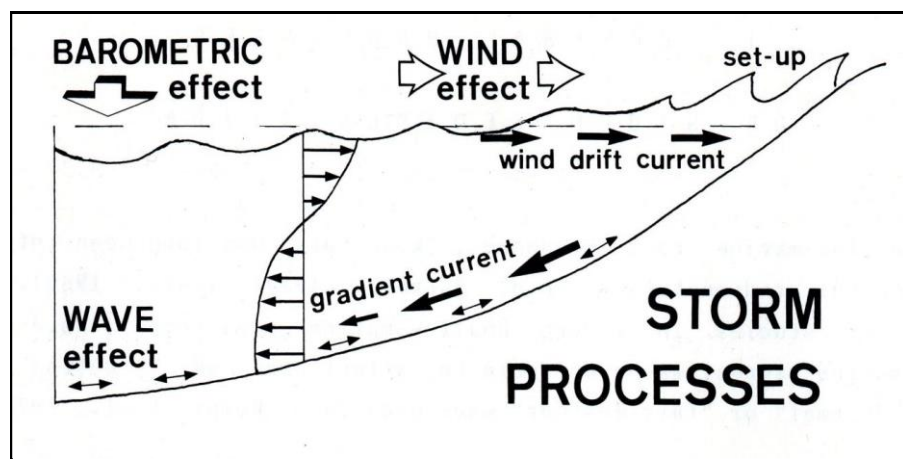


Figura 4.9- Esquema ilustrando as três principais categorias de processos físicos atuantes durante uma tempestade: efeitos barométricos, efeitos de vento e efeitos de onda (Aigner, 1985).

Como exemplo de ondas em grandes lagos, geradas por ventos durante violentas tempestades, Cohen (1989) cita o lago africano Tanganyika, onde ventos mantidos a 90 km/hora, somado a efeitos de atrito de várias centenas de quilômetros, produzem ondas com 3 a 4 metros de amplitude. Segundo Johnson (1984), grandes ondas formadas em períodos de ventos intensos previne a acumulação de sedimentos finos no *Lake Superior* em profundidades mais rasas do que cerca de 100 m.

Correntes geradas por ventos, principalmente durante tempestades, configuram um padrão complexo de circulação de água em lagos. Na zona próxima da borda do lago, as correntes são fortes (da ordem de 0,30 m/s no *Great Lake*) e paralelas a costa (*longshore*), enquanto que as correntes mais fundas tendem a ser mais fracas e sem uma direção preferencial (Talbot & Allen, 1996).

Alguns processos sedimentares de sistemas marinhos rasos podem se assemelhar aos que ocorrem em grandes lagos, e por serem bem documentados, foram em parte utilizados como referência nesta pesquisa. Walker e Plint (1992) citam algumas características diagnósticas deste ambiente raso dominado por tempestades, como estratificações cruzadas do tipo *swaley* e geometrias de corpos

estreitos e alongados paralelos a costa, formados por sedimentos mais grossos que os sedimentos de entorno. Clifton (2006) caracteriza a morfologia, as correntes e as macroformas de um sistema costeiro siliciclástico moderno em Oregon, USA, destacando a presença de dunas formadas por correntes de longshore e de retorno (*rip current*), além de grandes barras cobertas por megaripples.

Fürsich & Oschmann (1993) propuseram um diagrama bem completo que relaciona os tipos de processos de concentração esquelética aos respectivos produtos e aos processos tafonômicos e sua duração (Figura 4.10). Embora o estudo tenha sido desenvolvido em bacias pericratônicas, os seis processos de concentração (A - ondas de tempo bom; B - ondas de tempestades; C - fluxos de tempestades; D - fluxos de tempestades distais; E - correntes de longa duração; F - produção biogênica de esqueletos) são os mesmos processos esperados para o ambiente lacustre raso. Dos nove tipos de depósitos reconhecidos pelos autores, destaca-se abaixo aqueles cujas características mais se assemelham às das amostras analisadas nesta pesquisa:

- Depósitos concentrados por ondas de tempo bom: apresentam conchas bem retrabalhadas, >2/3 quebradas, baixa seleção dos esqueletos e padrão bimodal da orientação em planta;
- Depósitos concentrados por ondas de tempestade: apresentam conchas menos retrabalhadas, base erosiva, seleção bimodal (mistura de conchas mais preservadas e conchas mais fragmentadas);
- Tempestitos proximais: apresentam conchas bem preservadas, como nos depósitos formados por ondas de tempestade, mas diferenciam-se destes pelo índice de transporte por corrente de curta duração: orientação das conchas (planta e seção), base erosiva, *flutes casts*.

Em lagos com atividade tectônica, como no caso de lagos em rifte, além das tempestades, espera-se que os tsunamis tenham grande potencial para remobilizar sedimentos. Morton et al. (2007) analisaram depósitos costeiros modernos gerados por tsunamis e por tempestades, a fim de estabelecer critérios para distingui-los no registro geológico. Os autores apresentam ainda uma compilação das características hidrodinâmicas gerais de cada processo. Embora não seja um estudo específico para ambiente lacustre, há resultados relevantes para compreensão das rochas bioclásticas da Fm. Coqueiros, tomando-se o cuidado de que existem particularidades

dos depósitos sedimentares quando comparados com outros sítios, principalmente no que diz respeito à fonte de sedimentos disponíveis para retrabalhamento, e ao fato de que parte dos depósitos recentes possa não se preservar no registro geológico.

A onda de tsunami consiste de uma elevação gradual da altura da água no *offshore*, seguido por uma rápida onda que invade e inunda o continente e perdura por minutos até horas. Após a primeira onda, há uma relaxação do fluxo, seguidas por pulsos de ondas oceânicas baixas e de curto período superimpostas ao volume inundado (Figura 4.11). O fluxo do tsunami é altamente energético e turbulento, erodindo sedimentos superficiais inconsolidados principalmente da praia e adjacências (*inland*), numa zona de erosão / *by-pass* de até 150 m da linha de costa, transportando detritos/sedimentos para o continente. A inundação do tsunami tipicamente resulta em delgados depósitos (< 25 cm) por suspensão após a passagem das ondas, gerando depósitos granodecrescentes, inicialmente grossos na base até lamoso no topo (Morton *et al.*, 2007).

Já as tempestades são geradas por ciclones tropicais que, inicialmente, causam uma subida gradual do nível do mar como resultado da chegada de ondas provenientes de regiões mais distantes da costa, adentrando o continente. As tempestades podem durar de horas até dias, voltando   condi o de normalidade com uma queda gradual do nível do mar. Os sedimentos são transportados principalmente por traço e subordinadamente por suspensão. Os depósitos gerados por tempestades tendem a ser mais espessos, com média superior a 30 cm (máx. entre 1,5 – 2 m), devido aos seguintes fatores: (i) maior tempo de inunda o; (ii) transporte de sedimentos por distâncias menores, se acumulando numa faixa mais estreita; (iii) alta concentra o de sedimentos em cada evento e repetidos eventos de ondas que transportam os sedimentos durante a inunda o (Morton *et al.*, 2007).

Os autores ainda destacam que as tempestades remobilizam principalmente os sedimentos próximos   costa, numa faixa de 100 a 150 m a montante da linha de costa de tempo bom (Figura 4.11) já que, mesmo em locais ricos em lama, os depósitos gerados por tempestades são compostos predominantemente por areia e altas concentra es de conchas. Em rela o às estruturas dos depósitos de tempestades e de tsunamis, Morton *et al.* (2007) salientam que podem parecer maciços e sem estrutura sedimentar devido a deposi o extremamente rápida, que ocorrem quando o fluxo desacelera entre as fases de avanço e retorno de fluxo do continente. A maioria dos depósitos gerados por tempestades exibem pelo menos alguma estratifica o

plano-paralela, e podem apresentar outras estruturas, tais como *foresets*, *backsets* e ripples cavalgantes.

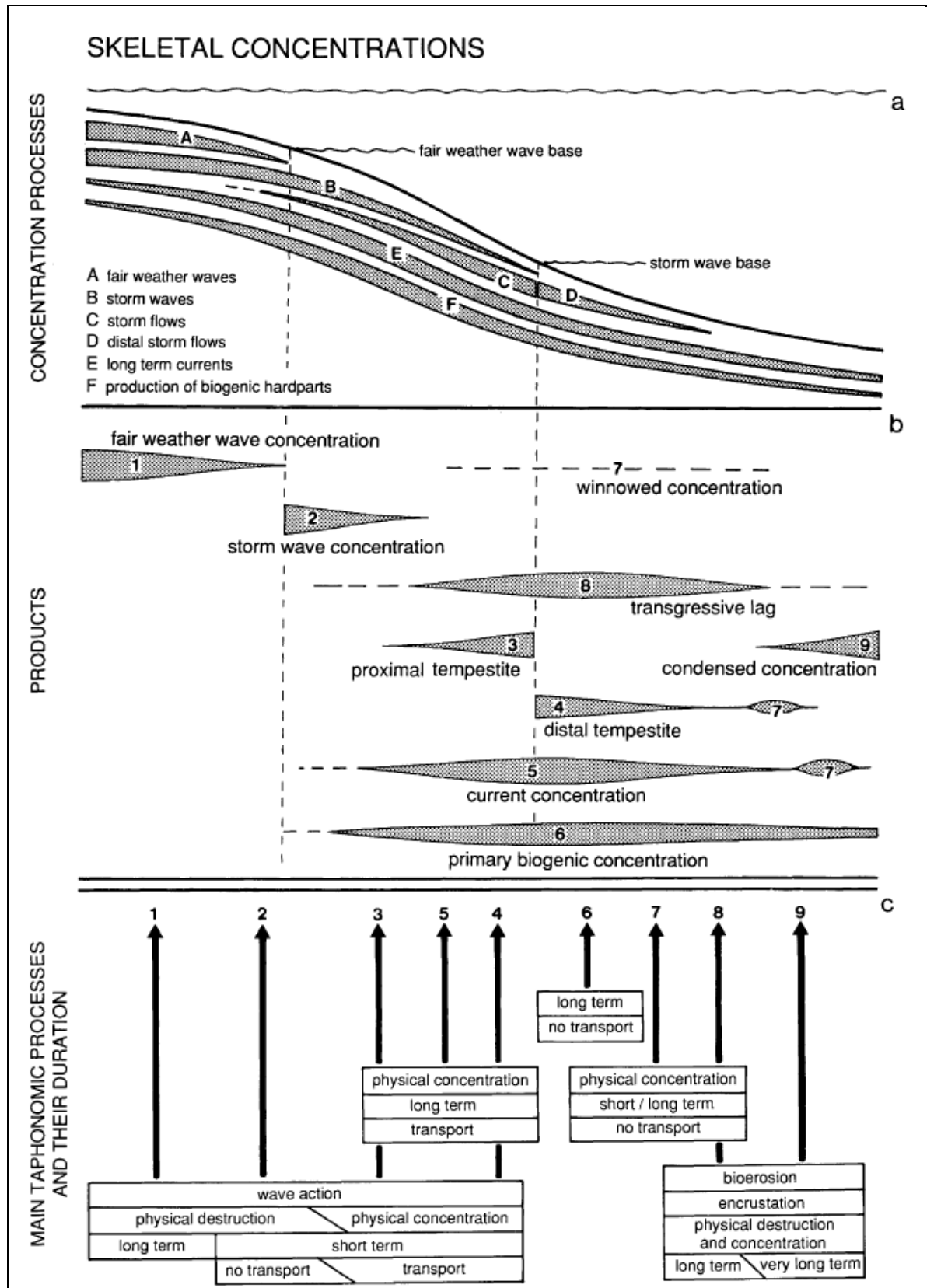


Figura 4.10 - Diagrama mostrando a distribuição espacial os processos de concentração esquelética, seus produtos e os principais processos tafonômicos atuantes. Fürsich & Oschmann (1993)

Jahnert *et al.* (2012) interpretam os cordões litorâneos holocênicos de coquinas em Shark Bay, Austrália, como produtos de eventos de tempestades na região de supramaré. Os autores destacam que tais depósitos são análogos úteis para compreensão das coquinas cretácicas formadas em sistemas lacustres da bacia de Campos, argumentando que as condições hidrodinâmicas e ambientes semi-fechados afetados por tempestades eram similares em ambos os casos.

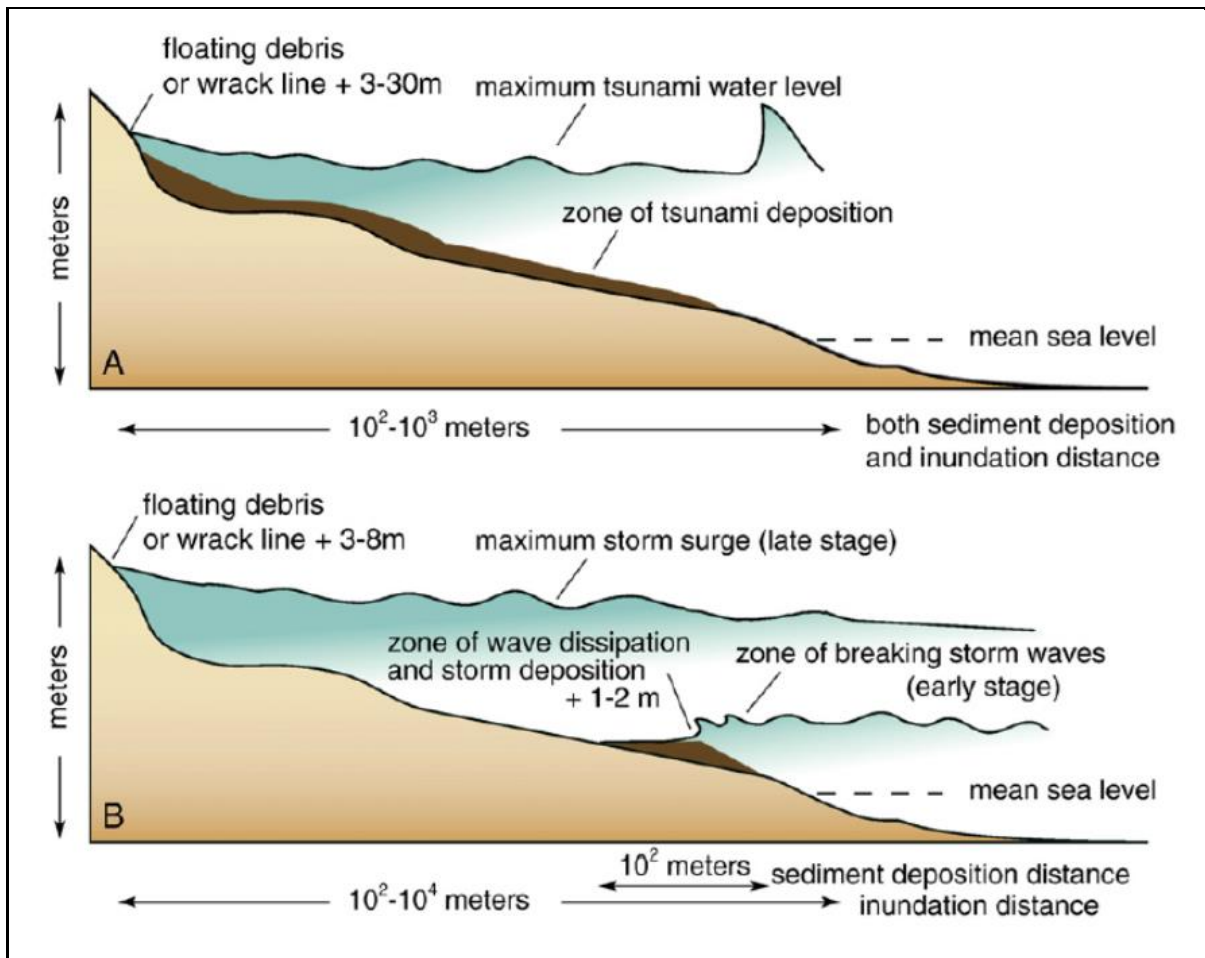


Figura 4.11 - Diferenças na altura dos fluxos, distância de inundação, e distância em que os sedimentos arenosos são transportados por (A) tsunamis e (B) tempestades costeiras (Morton *et al.*, 2007).

A presença de argilominerais magnesianos (estevensita, kerolita, talco e sepiolita) autigênicas em sedimentos lacustres trazem informações importantes na reconstituição paleo-ambiental, uma vez que são sensíveis a mudanças nas soluções químicas (Tosta e Masterson, 2014). Embora grandes depósitos destes minerais sejam formados em ambientes e contextos tectônicos variados, bacias continentais do tipo rifte e do tipo sag e algumas bacias marinhas rasas tem uma tendência maior

de conter tais depósitos, comumente formados em condições salinas ou hipersalinas (Galán e Pozo, 2011).

No grupo Lagoa Feia há diversos relatos de ocorrências destes argilominerais, tanto na fase rifte como na fase sag (Baugarten, 1985; Rehim et al., 1985; Dias et al., 1988; Altenhofen, 2013; Herlinger, 2016; Armelenti et al., 2016; Goldberg et al., 2017).

Embora os argilominerais tenham sido reportados em toda seção Jiquiá, (Baugarten, 1985), nota-se uma maior abundância na parte basal (sequência Talco-Estevensítica), sotoposta a sequência Coquinas (Dias et al., 1988). Nesta seção, os argilominerais magnesianos apresentam-se na forma de pelóides no tamanho site e areia, geralmente dolomitizados e silicificados (Dias et al., 1988), por vezes compondo um arcabouço mais fino de rudstones bioclásticos a bivalve (Altenhofen, 2013), ou na forma de oóides, compondo arenitos maciços (Goldberg et al., 2017, Herlinger, 2016).

Quanto a origem dos argilominerais magnesianos, Bertani e Carozzi (1985) interpretam os oóides de kerolita como componentes vulcanogênicos, associados a hialoclastitos. Por outro lado, Rehim et al. (1985) interpretam os pelóides de talco com estrutura concêntrica radiada e de estevensita maciços e de alta cristalinidade como produto de precipitação química de águas lacustres salobras alcalinas enriquecidas em Mg e Si, com salinidades entre 3500 a 35000 ppm. Armelenti et al. (2016) atribui a origem dos pelóides e oóides de estevensita a ambiente lacustre raso, com alto pH, e levemente agitado por ondas e correntes, sendo estes posteriormente misturados com constituintes siliciclásticos e carbonáticos por fluxos gravitacionais.

Experimentos suportam a precipitação de produtos muito semelhantes aos argilominerais magnesianos, porém com alto grau de hidratação e limitada ordem de arranjo cristalino, em águas a 25 °C (Tosca e Masterson, 2014). As variáveis responsáveis para precipitação particular de um tipo de argila sobre outro são atividade de Mg^{+2} , de $SiO_2(aq)$, pH e salinidade (Tosca e Wright, 2014). A baixas salinidades, kerolita é predominantemente precipitada sob alta razão Mg/Si (5 a 7) e alto pH (9,4), enquanto sepiolita se forma em pH e razão Mg/Si mais baixos. Já em salinidades mais altas e alta razão Mg/Si, a formação de estevensita é favorecida sob pH alto e kerolita sob pH mais baixo (8,7), e com diminuição da razão Mg/Si (<1), sepiolita predomina sob baixo pH e apenas estevensita é formada em alto pH (Tosca e Masterson, 2014). Alguns processos podem contribuir para a supersaturação acima do limite que resulta em precipitação dos argilominerais magnesianos diretamente a

partir da água, são eles: modificação da água de poros por atividade biológica (Miller e James, 2012), mistura de águas de diferentes fontes (ex. surgência de águas hidrotermais em corpos lacustres), ou muito mais comumente, aumento de concentração por evaporação (Tosca e Wrigth, 2014).

Processos pedogenéticos são relatados na formação de algumas acumulações de argilo-minerais magnesianos, como é o caso do depósito miocênico de kerolita e argilas magnesianas associadas, que ocorrem na Bacia de Madri. Pozo e Casas (1998) destacam que alternância entre fácies kerolítica palustrina e fácies saponítica da planície lamosa reflete ciclos de expansão e contração da borda do lago, e os processos de dessecação, formação de solo, escavação e atividades de raízes tem papel importante na textura final. Outro exemplo são os oóides de sepiolita e paligorskita fibrosa formados *in situ*, por processo pedogenético em sedimentos miocênicos da Planície Nullarbor, Austrália (Miller e James, 2012).

4.4 – Exemplos de depósitos concentrados em conchas

A literatura oferece um acervo razoável de estudos a respeito de depósitos bioclásticos/coquinas, tanto exemplos modernos holocênicos, como exemplos antigos, com registro desde o Triássico até o Plio-pleistoceno. Os exemplos modernos incluem depósitos marinhos e costeiros gerados por tempestades no sul da Flórida (Aigner, 1985) e em *Atlantic City* nos Estados Unidos (Boyajian & Thayer, 1995), na costa de *Bohai Bay* na China (Liu *et al.*, 2005) e em Shark Bay, Austrália (Jahnert *et al.* 2012; Silva, 2014). Já os depósitos antigos de concentrados de conchas incluem tanto exemplos de ambientes lacustres como marinho raso. Muitos trabalhos se dedicaram a compreensão das fácies e associações de fácies dos depósitos lacustres do Cretáceo Inferior das bacias de margem continental brasileira, com destaque para a Bacia de Campos, Formação Coqueiros (Bertani & Carozzi, 1985; Carvalho *et al.* 2000; Muniz, 2013; Bizotto, 2014; Gracioso, 2014), onde estas fácies são reservatórios de petróleo, e para a bacia de Sergipe-Alagoas, Formação Morro do Chaves, onde as coquinas afloram e puderam ser estudadas com mais detalhe no que se refere a geometrias, relação e continuidade das fácies (Kinoshita, 2010; Tavares *et al.*, 2015).

As coquinas eocretácicas correlatas do lado africano do rifte gondwânico, pertencentes à Formação Toca, foram objeto de estudo de Harris (2000) e Thompson

et al. (2015), que as destacam como um importante reservatório de petróleo em Angola.

Outros exemplos de coquinas antigas, fora do Brasil, que serão detalhadas mais adiante, incluem: (i) Formação Monteney, de idade triássica, na Bacia do Oeste do Canadá, portadora de 220 milhões de barris de petróleo *in place* em 1997 segundo Ghaham & Sherwin (1997); (ii) Unidade Superior Muschelkalk na Bacia Sul-Germânica, do Triássico Médio, com carbonatos intracratônicos dominados por tempestades (Aigner, 1985); (iii) Formação Kallankurichchi da Bacia de Cauvery, sul da Índia, de idade Neocampaniana a Maastrichtiana (Fürsich & Pandley, 1999); (iv) concentrações de braquiópodes de idade miocênica, na Bacia de Guadix, sul da Espanha (Reolid *et al.*, 2012); (v) depósitos pliocênicos de concentrados de conchas gerados por tsunamis, localizados na península de Salento, Itália (Massari *et al.*, 2009); (vi) camadas de conchas em sedimentos plio-pleistocênicos, no golfo da Califórnia (Meldahl, 1993).

A Tabela 4.1 sumariza os principais depósitos de coquinas levantados nesta pesquisa bibliográfica, destacando os ambientes e subambientes deposicionais e os processos sedimentares que os formaram. Notar que há um grande predomínio de depósitos formados em ambientes rasos, seja marinho ou lacustre, por correntes e/ou ondas induzidas por ventos e tempestades, e alguns poucos exemplos de depósitos formados em condições lacustres profundas.

4.4.1 – Exemplos de depósitos antigos concentrados em conchas

4.4.1.1 Coquinas lacustres do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos

As coquinas da Fm. Coqueiros da Bacia de Campos, objeto deste estudo, começaram a ser estudadas na década de 80, quando foram identificadas como bons reservatórios de petróleo nos campos de Pampo, Linguado, Badejo e Trilha (PLBT).

Um dos primeiros trabalhos publicados que detalharam as microfácies dos reservatórios dos campos de PLBT foi o de Bertani & Carozzi (1985). Os autores identificaram 17 microfácies e as agruparam em quatro principais associações, dominadas respectivamente por: sedimentos terrígenos, ostracodes, bivalves e depósitos vulcanoclásticos básicos. Propuseram um ambiente deposicional de lago salino a alcalino, oscilando entre um estágio de *playa lake*, com microfácies dominadas por ostracodes, e um estágio de lago pluvial, com microfácies dominadas por bivalves (Figura 4.12). Em relação a porosidade das coquinas, tanto primária

quanto secundária, os autores consideram que as condições ideais para geração e preservação consiste de períodos de exposição, seguida por rápida expansão do lago e soterramento, de modo que a porosidade secundária formada na zona vadosa é preservada ou parcialmente ocluída por cimentação calcítica quando a rocha entra na zona freática.

Tabela 4.1 – Sumário dos depósitos concentrados em conchas, com ênfase nos ambientes deposicionais e processos que os formaram.

Ambiente	Subambiente	Processos	Idade	Localização	Fonte
Marinho costeiro	Praia, cordões litorâneos, leques de washover e shoreface	Correntes induzidas por tempestades e correntes de longshore	Moderno	Shark Bay, Austrália	Jahnert et al. 2012; Silva, 2014
Marinho costeiro		Correntes induzidas por tempestades	Moderno	Sul da Flórida, EUA	Aigner, 1985
Marinho costeiro	Praia	Correntes induzidas por tempestades	Moderno	Atlantic City, EUA	Boyajian & Thayer, 1995
Marinho costeiro	Praia	Correntes induzidas por tempestades	Moderno	Bohai Bay, China	Liu et al., 2005
Lacustre raso	Embaixamentos, praia, plataforma rasa a profunda	Ação de ondas e tempestades e patches biogênicos	Moderno	Lago Tanganyika, leste da África	Mcglue et al., 2010
Marinho costeiro	Praia, canal de maré, infra-maré	Correntes e ondas induzidas por tempestades	Plioceno a Pleistoceno	Golfo da Califórnia	Meldahl, 1993
Marinho costeiro		Correntes induzidas por tsunami	Plioceno	Península de Salento, Itália	Massari et al., 2009
Marinho / deltaico	Prodelta - shoreface		Mioceno	Bacia Guadix, sul da Espanha	Reolid et al., 2012
Marinho raso	Offshore-transition	Ondas e correntes induzidas por tempestades	Neocampaniano a Maastricchiano	Fm. Kallankurichchi, Bacia de Cauvery, sul da Índia	Fürsich & Pandley, 1999
Lacustre raso	Praia a shoreface	Tempestades	Cretáceo Inferior	Fm. Coqueiros, Bacia de Campos, Brasil	Carvalho et al. 2000; Muniz, 2013; Bizotto, 2014; Gracioso, 2014
Lacustre raso e fanelta	Shoreface	Ondas e correntes induzidas por ventos e tempestades	Cretáceo Inferior	Fm. Morro do chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil	Kinoshita, 2010; Tavares <i>et al.</i> , 2015
Lacustre profundo		Debri flow	Cretáceo Inferior	Formação Toca, Angola	Harris, 2000
Lacustre profundo		Debri flow	Cretáceo Inferior	Fm. Coqueiros, Bacia de Campos, Brasil	Goldberg et al., 2017; Altenhofen, 2013
Marinho costeiro	Praia, cordões litorâneos	Tempestades	Triássico	Fm. Montney, Bacia de Peace River, Canadá	Ghaham & Sherwin (1997);
Marinho intracratônico parálico	shoreface a offshore-transition	Ondas e correntes induzidas por tempestades	Triássico Médio	Unidade Superior Muschelkalk na Bacia Sul-Germânica	Aigner, 1985

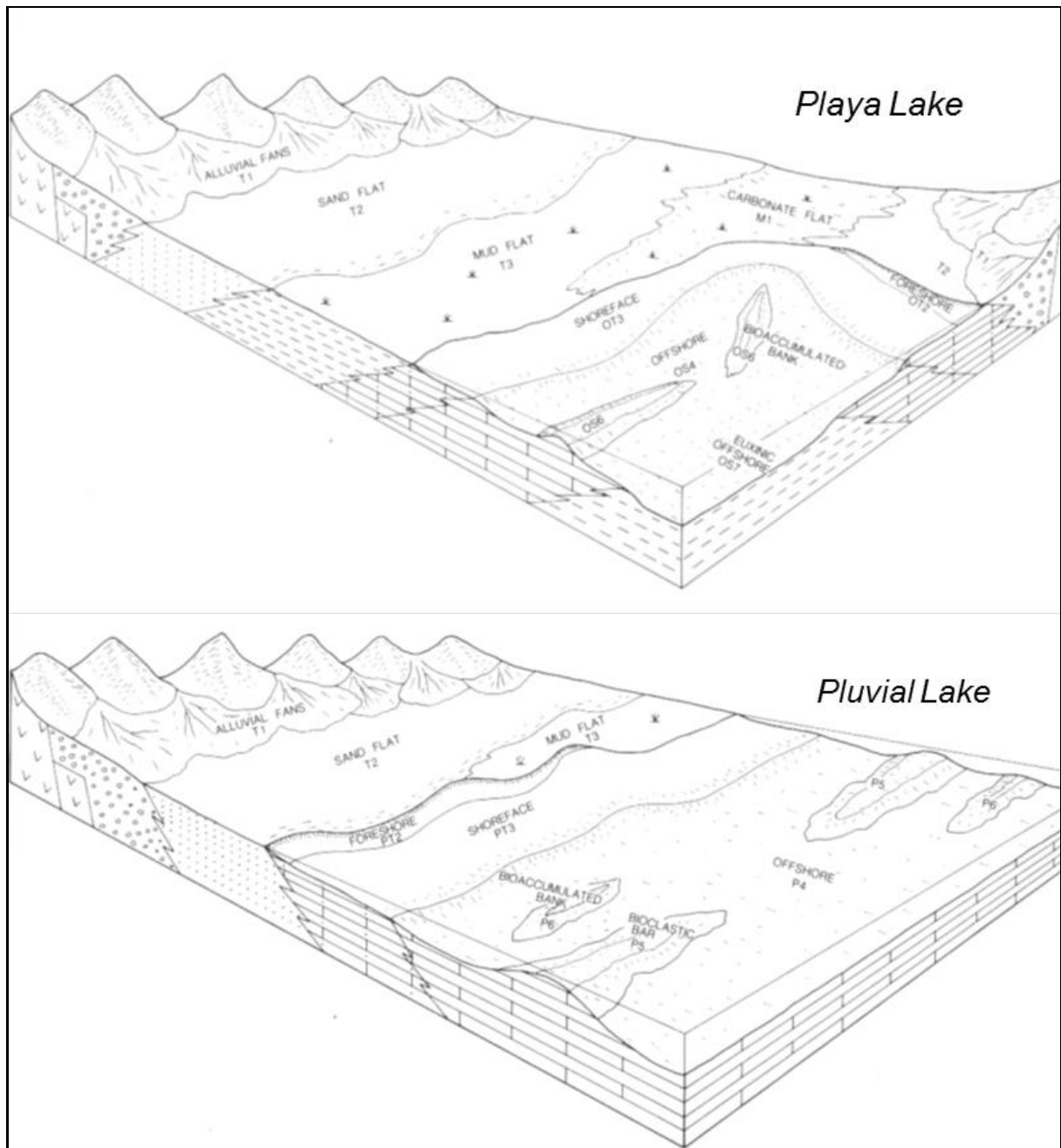


Figura 4.12 - Associação de fácies para períodos áridos (Playa Lake) e úmidos (Pluvial Lake). Bertani & Carozzi, 1985.

Carvalho *et al.* (2000), já considerando as biozona propostas por Silva-Telles Jr (1992) para a sequência de coquinas da Bacia de Campos, caracterizam diferentes ambientes deposicionais e propuseram a reconstrução da história evolutiva desta sequência. Os autores reconhecem dois grandes grupos de associações de fácies, que caracterizam o complexo aluvial-lacustrino. O primeiro dominado por fácies siliciclásticas, representando depósitos de planície aluvial e fan-delta, e o segundo dominado por coquinas de bivalves, de gastrópodes ou ostracodes, interdigitados com fácies siliciclásticas, que correspondem a associações de fácies lacustres. Sete associações de fácies são propostas para a sequência das coquinas: (1) praias

arenosas bioclásticas, caracterizadas pela mistura de conchas com sedimentos siliciclásticos e pela presença de estratificações cruzadas de baixo ângulo; (2) praias bioclásticas calcareníticas, contendo sets de 20-50cm de espessura com estratificações cruzadas de baixo ângulo formados por fragmentos de conchas comumente intensamente arredondados e contendo envelopes micríticos; (3) borda de lago, consistindo de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos finos, os quais exibem *birds'eyes*, juntas de ressecamento e traços de raízes; (4) barras bioclásticas, formando pacotes de mais de 10 m devido a amalgamação de camadas de 20 a 100 cm de calcirruditos contendo mais de 70% de conchas, localmente apresentando estratificações cruzadas, e cuja origem é atribuída a tempestades; (5) lençóis e franjas de barras bioclásticas, caracterizados por pacotes de calcirruditos intercalados com sedimentos siliciclásticos ou carbonáticos finos, também relacionados a depósitos de tempestades; (6) bancos bioacumulados, formados por depósitos de conchas autóctones em condições paleoambientais rasa a profunda de baixa energia; e (7) lago profundo, caracterizado pela intercalação de sedimentos siliciclásticos finos e *mudstones* ostracoidal.

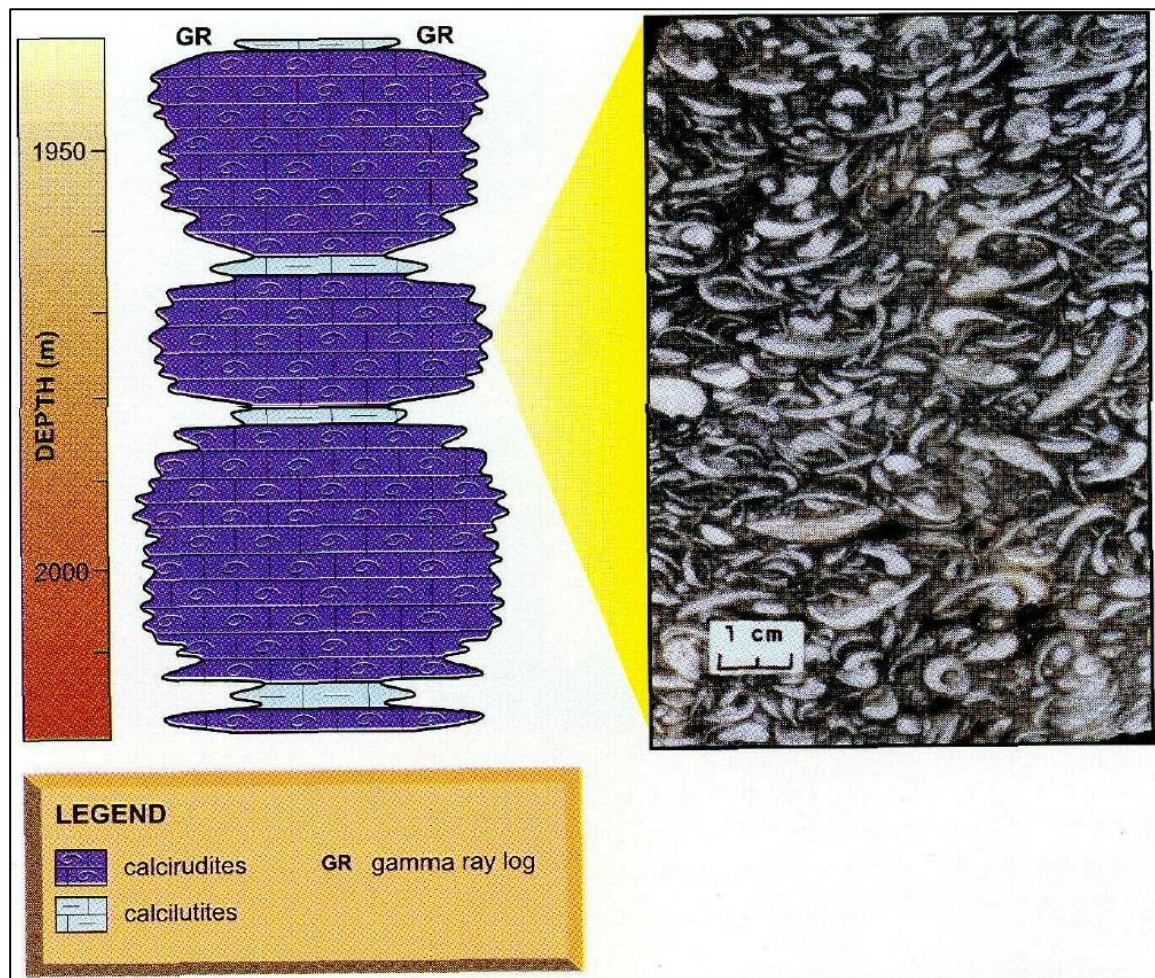


Figura 4.13 - Associação de fácies de barras bioclásticas (Carvalho et al. 2000)

Uma revisitação dos dados dos campos de PLBT ocorreu a partir de 2010, com o objetivo de trazer novas informações que pudessem auxiliar no desenvolvimento dos reservatórios de coquinas do Pré-Sal, recém-descobertos nas bacias de Campos e Santos.

Dentre estes estudos está o de Bizotto (2014), que agrupa as fácies carbonáticas de acordo com classes de energia do ambiente (Alta, Moderada e Baixa). A distribuição das associações de fácies é ilustrada na Figura 4.14. Neste modelo, a autora destaca uma tendência de maior retrabalhamento no sentido do alto estrutural, onde ficam as fácies alóctones de maior energia, e uma tendência de aumento de matriz em direção às partes profundas do lago, onde se encontram as fácies de baixa energia e as coquinas para autóctones.

Muniz (2013), por sua vez, utilizando em parte os mesmos dados dos campos de PLBT, diferencia-se dos demais por enfatizar as características tafonômicas das conchas. O autor apresenta um modelo esquemático de distribuição de fácies/tafofácies para a sequência de coquinas (Figura 4.15). No ambiente subaquoso profundo, abaixo da zona de influência das ondas de tempestades, localizam-se as fácies de folhelhos laminados ricos em matéria orgânica, margas bioturbadas, *packstones/grainstones* ricos em ostracodes; entre as ondas de tempo bom e tempestade encontram-se *grainstones* e *rudstones* ricos em bivalves, para autóctones (tafofácies TF-2A) ou alóctone pouco fragmentado (TF-3); no lago intermediário é onde o autor coloca o nível de maior energia, onde se localizam os bancos, barras e *beach ridges* de *rudstones* a bivalve; atrás das barras, em áreas protegidas, ocorrem *rudstones* oncolíticos e *packstones* peloidais e, nos períodos de lago baixo, oóides e depósitos microbiais podem se formar; no lago raso podem ocorrer depósitos microbiais intercalados com siltitos e sedimentos terrígenos; na porção emersa, observam-se feições de carstificação, brechação e feições de ressecamento associadas a exposições subaéreas.

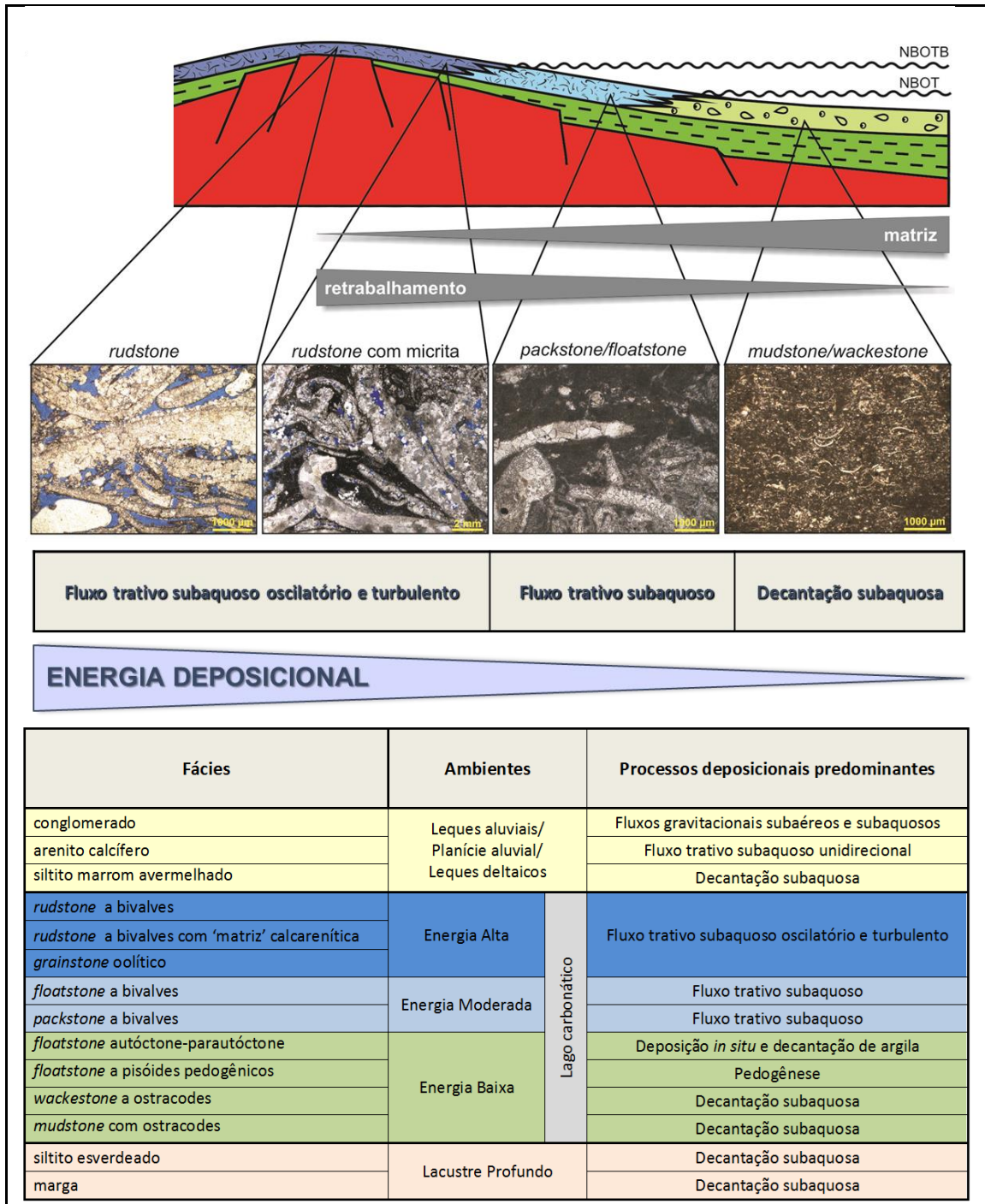


Figura 4.14 - Fácies, associação de fácies e modelo 2D de distribuição de associação de fácies (Mod. Bizotto, 2014)

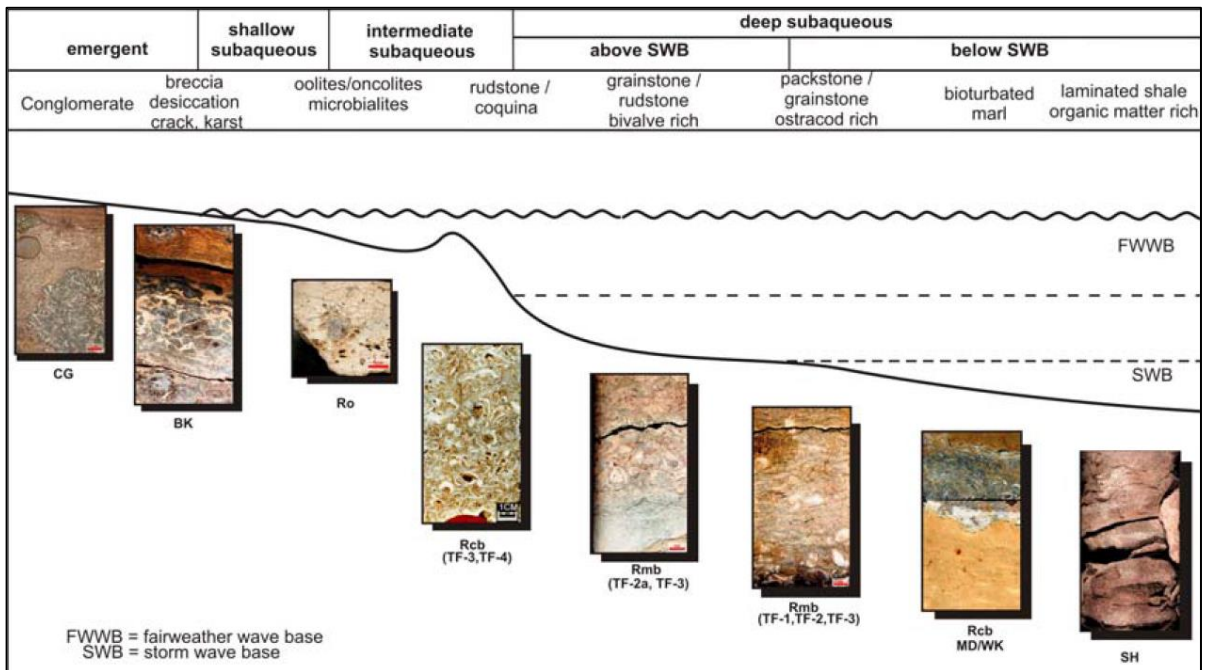


Figura 4.15 - Modelo esquemático de variação de fácies para a sequência das coquinas Aptianas/Barremianas da Bacia de Campos (Muniz, 2013).

4.4.1.2 Coquinas lacustres do Barremiano da Bacia do Congo

A Formação Toca, constituída por carbonatos lacustres do final da seção rifte da Bacia do Congo, é um importante reservatório de óleo na bacia vizinha, Cabinda, em Angola (Harris, 2000). O autor destaca que os reservatórios são de difícil exploração e exploração devido a grandes mudanças faciológicas em curtas distâncias.

Os carbonatos da Formação Toca ocorrem sobre ou próximo aos altos paleotopográficos e foram subdivididos em 3 unidades estratigráficas: Toca 1, Toca 2 e Toca 3, em ordem ascendente.

Toca 1, com espessura inferior a 40 m, é dominada por carbonatos turbidíticos, gerados em águas rasas e transportados por fluxos gravitacionais até águas relativamente mais profundas, formando camadas de *grainstones* e *packstones* compostos por abundantes conchas de gastrópodes, oncolitos e litoclastos algálicos, de espessura centimétrica a até 2 m, que se intercalam e são sotopostos por folhelhos ricos em matéria orgânica da Formação Marnes Noires.

Toca 2, com espessuras variando de 10 a 102 m, compreende um complexo conjunto de fácies carbonáticas plataformais de água rasa (*grainstone* a gastrópodes maciços e *grainstone* oncolítico) e carbonatos alóctones de águas profundas (fluxo de detritos compostos de coquinas de bivalves e *grainstones* esqueletais e subordinados oóides de argila marrom, dentre outros), que coexistem com margas de águas

também profundas da Formação Marnes Noires. Bancos de coquinas de bivalves e grainstones de fragmentos de bivalves ocorrem nas margens da plataforma rasa, localmente atingindo 50m de espessura, e sugerem ação enérgica das ondas em sua formação (Figura 4.16).

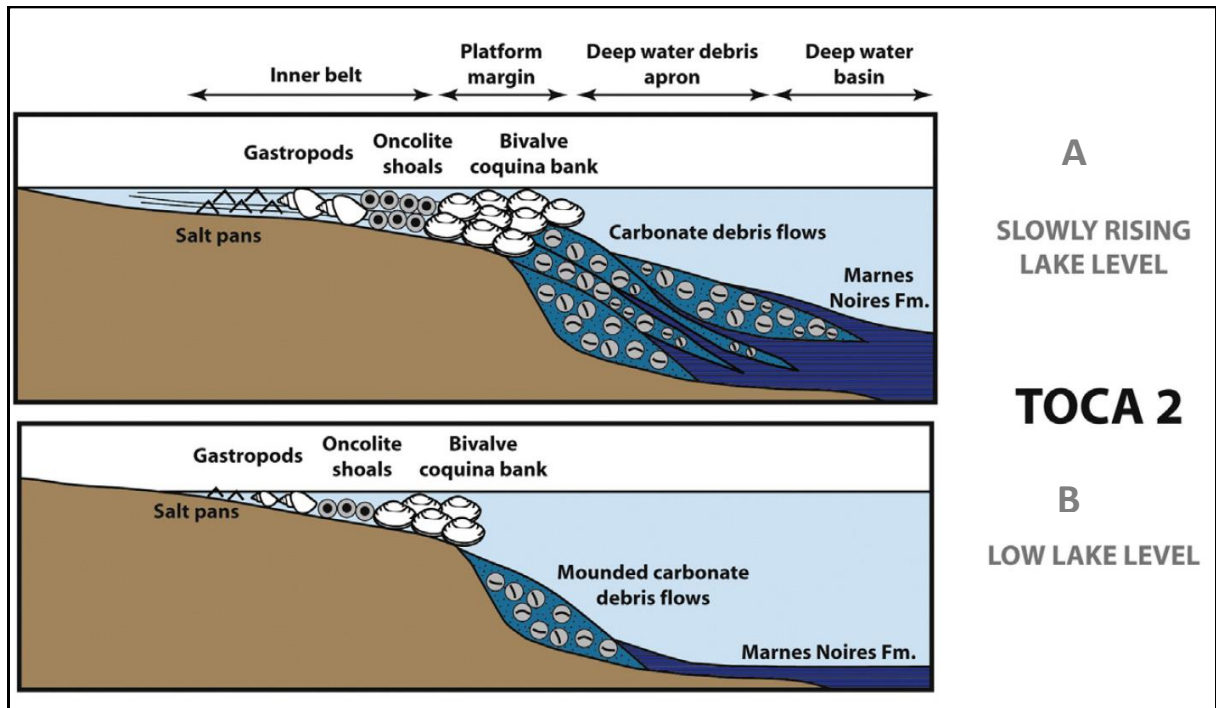


Figura 4.16 – Modelo de fácies para a unidade estratigráfica Toca 2 (Formação Toca). (A) Nível do lago em leve ascensão, destacando bancos de coquinas nas margens da plataforma e coquinas como fluxo de detritos em águas profundas. (B) Nível do lago baixo, com bancos de coquinas formados em posição intermediária da rampa, sem nunca serem expostos subaericamente, e posteriormente afogados e sobrepostos por lama (Harris, 2000, colorido por Thompson et. al., 2015).

Toca 3, com espessuras variando de 26 a 74 m, é quase totalmente carbonática, formada por ciclos de 30 cm a 2,2 m, com coquina de bivalves na base passando gradativamente para lama carbonática peloidal no topo. O ciclo “*muddying-upward*” representa eventos abruptos de afogamento, seguidos por gradual progradação da linha de costa lamosa.

Thompson *et al.* (2015) faz uma compilação e comparação dos reservatórios carbonáticos lacustres da Formação Coqueiros e Formação Toca, destacando algumas diferenças entre as fácies, sendo as coquinas do oeste africano depositadas em condições mais distais de rampas mais inclinadas.

4.4.1.3 Coquinas lacustres do Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas

A porção terrestre da Bacia de Sergipe-Alagoas expõe possivelmente os melhores afloramentos de coquinas lacustres do Cretáceo Inferior das bacias da

margem continental brasileiras. A cava da antiga pedreira Atol, como ficou conhecida no meio acadêmico, exibe espessuras de mais de 50 m de carbonatos bioclásticos e híbridos da Formação Morro do Chaves (Barremiano/Aptiano) por uma extensão de cerca de 1 km, e por isso foi alvo de estudos detalhados envolvendo empilhamento e geometria de fácies e associações de fácies (Kinoshita, 2010; Tavares, *et al.* 2015).

Kinoshita (2010), utilizando sísmica de alta resolução e dando um enfoque mais geofísico e geométrico aos depósitos, caracterizou 4 fácies carbonáticas (*wackestones*, *packstones* e *grainstones* bioclásticos e *mudstone* cinza esverdeado) e duas fácies siliciclásticas (folhelho preto e arenito/conglomerado), que se inter-relacionam formando ciclos de raseamento, espessamento e aumento de fração grossa para o topo. Cinco associações de fácies foram definidas pelo autor, sendo as duas primeiras as mais comuns: AF Coquinas em *shoaling-upward*, formadas principalmente por barras de *grainstones* bioclásticos com geometria sigmoidal das camadas basais; AF Coquinas amalgamadas, que representam barras de *grainstones* e/ou *packstones* bioclásticos com geometria tabular; AF Coquinas em *thinning-upward*, constituídas por barras que se adelgaçam para o topo; AF Arenoconglomerado, com geometria de corte e preenchimento; e AF *mudstone*-folhelho preto, constituindo camadas delgadas (média de 40 cm) com grande continuidade lateral, separam pacotes de coquinas.

Dados de afloramentos e sísmicos de alta resolução (9 m) evidenciam o controle de falhas sindeposicionais gerando ciclos mais espessos nos baixos estruturais e geometrias sigmoidais progradantes, enquanto que nos altos estruturais os ciclos são mais delgados e predominam coquinas amalgamadas com geometria tabular e de corte e preenchimento.

Por outro lado, Tavares *et al.* (2015) analisou os afloramentos da pedreira Atol com enfoque na compreensão do modelo deposicional das coquinas, a fim de auxiliar na modelagem de reservatórios. Analisando aspectos sedimentológicos e tafonômicos, os autores definiram seis fácies, duas carbonáticas, duas fácies mistas e duas fácies siliciclásticas:

- Cf – Coquinas fragmentadas sem micrita: com mais de 80% de conchas fragmentadas, menos de 10% de micrita e menos de 10% de siliciclásticos, apresentando aspecto maciço ou com acamamento plano-paralelo ou com estratificação cruzada de baixo ângulo;

- Cm – Coquina com micrita não fragmentada: com mais de 20% de conchas não fragmentadas, mais de 10% de micrita e menos de 10% de siliciclásticos. As conchas são orientadas segundo o acamamento devido à compactação física;
- Cfi – Coquina fragmentada impura sem micrita: com mais de 40% de conchas fragmentadas, menos de 10% de micrita e mais de 10% de sedimentos siliciclásticos. Apresenta estratificação plano-paralela / cruzada de baixo ângulo e estratificações cruzadas indiferenciadas;
- Cmi – Coquina impura, não fragmentada e com micrita: com mais de 20% de conchas não fragmentadas, mais de 10% de micrita e mais de 10% de sedimentos siliciclásticos, em geral quartzo na fração areia fina.
- Fv – Folhelho verde: folhelho esverdeado com níveis de ostracodes e fragmentos de peixe;
- Fp – Folhelho preto: lamito preto, laminado, com alguns níveis de ostracode, fragmento de peixe e pirita.

As fácies com coquinas mais fragmentadas (Cf e Cfi) são interpretadas como barras subaquosas, geradas em regime de fluxo oscilatório, num ambiente lacustre intermediário, acima do nível de ação de onda de tempo bom. As coquinas com matriz micrítica (Cm e Cmi) representam depósitos parautóctones, depositadas em ambiente lacustre mais profundo, entre os níveis de ação de onda de tempo bom e de tempestade. Já as fácies siliciclásticas finas (Fv e Fp) são depositadas em condições de baixa energia, próximas ao centro do lago, em condições suboxidantes. Tavares *et al.* (2015) reconhecem três ambientes para formação destas fácies: plataforma carbonática lacustre com alta energia; fanelta em uma plataforma carbonática de alta energia e centro de lago.

4.4.1.4 Coquinas marinhas dominadas por tempestades do Triássico Médio da Bacia Muschelkalk, Alemanha.

A bacia germânica de Muschelkalk é uma bacia intracratônica marinha rasa, semifechada, separada do mar aberto de Thetis pelo alto de Vindelician, cuja seção superior apresenta um cinturão de carbonatos parálicos maciços, que incluem espessas acumulações de sedimentos esqueletais e oolíticos (Aigner, 1985 - dezenas de metros segundo seções apresentadas). O autor descreve as fácies esqueletais como sendo *packstones* a *grainstones* que formam camadas maciças de 1 a 3 m de espessura, e ocorrem no flanco marinho do cinturão de fácies oolíticas. A base pode

apresentar um contato basal abrupto, com feições erosivas, ou ser mais transicional, vindo de um *wackestone* esqueletal subjacente. Os *grainstones* são relativamente bem selecionados e com envelope micrítico, enquanto que os *packstones* são mal selecionados e sem envelope micrítico. As estruturas mais comuns observadas nesta fácies são: superimposição de sets com estratificações cruzadas 2D e 3D de médio porte, sugerindo migração de megaripples formando barras; amalgamação vertical e lateral de cunhas, lentes, canais e geometrias em lençóis formando uma unidade composta.

Outra fácies esqueletal identificada é formada por lençóis de 1 a 30 cm de *rudstones* bioclásticos, com *fining-up* e base abrupta erosiva, estratificação cruzada de baixo ângulo do tipo *hummocky* na base e *wave-ripples* no topo, formando um clássico tempestito, como produto de fluxo combinado unidirecional e ondulatório.

Ciclos de *thickening* e *shallowing upward* de 1 a 7 metros de espessura são formados na base por margas intercaladas com tempestitos distais com marcas de sulco, passando para tempestitos proximais e finalmente para barras esqueletais com estratificações cruzadas no topo, e localmente com feições de exposição aéreas, indicando a transição de uma rampa mais profunda para rampa rasa, dominadas por ação de ondas e tempestades, cujo modelo é apresentado na Figura 4.17.

4.4.1.5 Coquinas do Triássico Inferior da Bacia de Peace River, Canadá

A bacia sedimentar de Peace River (ou do Oeste do Canadá) foi formada na margem noroeste do supercontinente Pangea, em condições climáticas áridas, apresentando em sua base a Formação Montney, que abriga em seu membro intermediário depósitos de coquinas de bivalves dolomitizadas com mais de 400 km de extensão, 30 km de largura e espessura máxima próxima a 30 m (Graham *et al.*, 1997), constituindo importante reservatório de petróleo. A Formação Montney possui uma ampla gama de depósitos, variando desde siltitos e turbiditos de águas profundas até arenitos plataformais rasos e com as coquinas no topo, depositados em trato de sistema de regressão forçada, com exposição subaérea das coquinas.

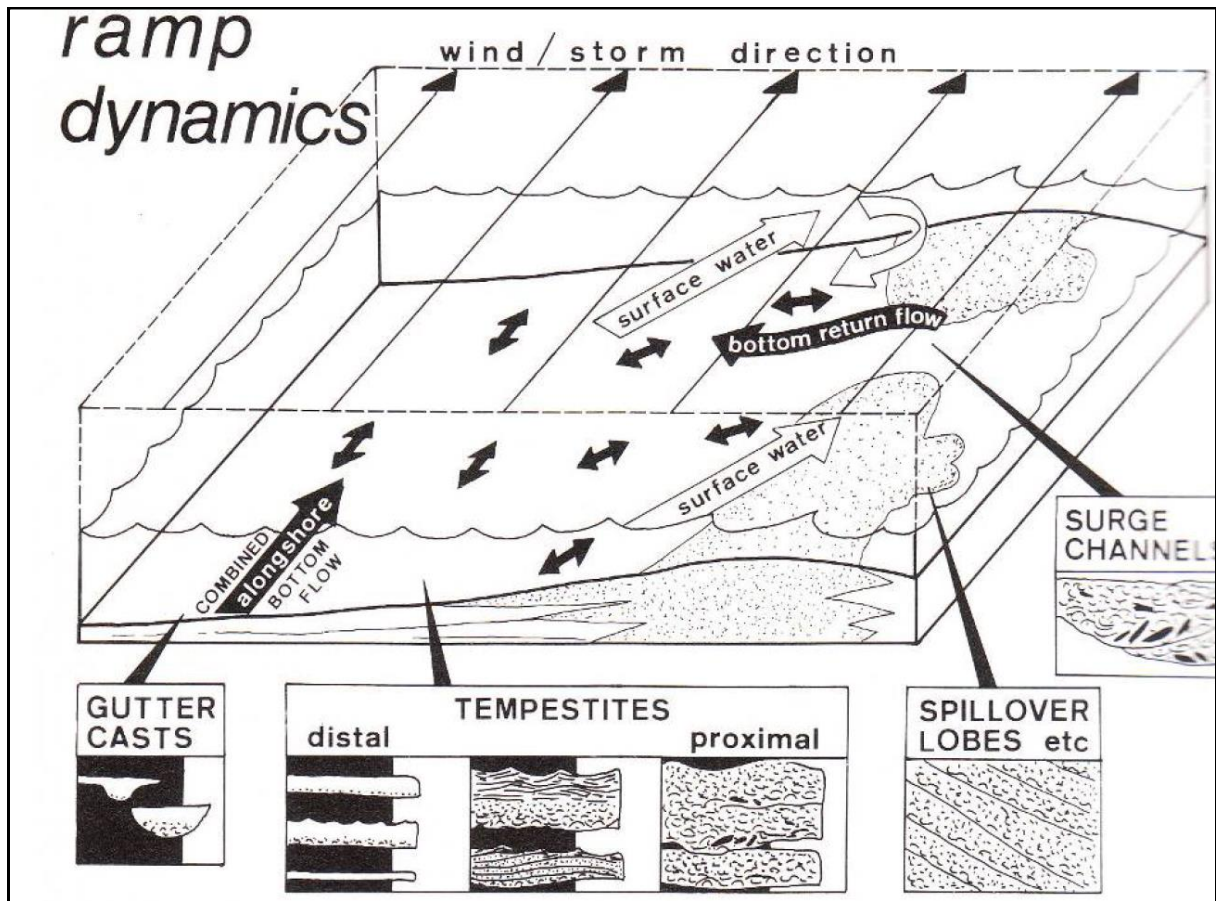


Figura 4.17 – Modelo de regime hidrodinâmico e de fácies bioclásticas acumuladas em rampa carbonática dominada por tempestades da seção superior da Bacia de Muschelkalk, baseado em acumulações de conchas modernas (Aigner, 1985).

As coquinas representam o produto de condições altamente estressantes (salinidade?), águas rasas, ambiente oxigenado dominado por apenas dois gêneros de bivalves de moluscos (*Unionites* e *Claraia*), provavelmente representando cordões litorâneos (*beach ridges*), cordões de tempestades (*storm ridges*), e fluxos de detritos talude abaixo (em baixos batimétricos).

A dolomitização das coquinas se deu em pelo menos duas ou três fases, sendo a primeira como franja de cimento dos bivalves, antes da dissolução do fragmento de concha aragonítica, e de forma mais pervasiva e cristalina grossa numa segunda fase, após a dissolução e colapso do molde dos bivalves. A dolomitização ocorreu de forma muito precoce, pré-soterramento, com temperaturas abaixo dos 60°C, formando-se antes do evento de inundação do ciclo transgressivo subsequente de 3ª ou 4ª ordem.

Além do pacote mais espesso de coquinas, que ocorre no membro Intermediário da Formação Montney, outros seis níveis ocorrem distribuídos nos membros Inferior e Superior, e todos eles têm em comum a base abrupta erosional e um topo também abrupto marcado por uma superfície de inundação. Diversas subfácies de coquinas

foram reconhecidas e elas influenciam diretamente a qualidade do reservatório, e as continuidades laterais e verticais do depósito. A fácies mais comum é caracterizada pela presença de pequenos bivalves ressedimentados, com muitos fragmentos de conchas orientados com a convexidade para cima (orientação hidrodinamicamente estável) e com matriz dolomítica relativamente limpa (pouco silte e areia). A fábrica interna varia de maciça a acamadada, com estratificação de baixo ângulo e mais raramente estratificação cruzada de mais alto ângulo. Sua gênese é interpretada como sendo coquinas alóctones retrabalhadas por ondas de tempestades gerando *beach* e *storm ridges*.

Os principais tipos de porosidade são: primária do tipo abrigo e secundária do tipo móldica. Também são observadas, de forma subordinada, porosidade intergranular modificada e intercrystalina na fábrica dolomitizada, conferindo porosidades que variam de 12 a 22% (média 17%) e permeabilidades de 20 a 1000 mD (média 220 mD).

4.4.1.6 Coquinas do Neocampaniano-Maastrichtiano da Bacia de Cauvery, Índia

A Formação Kallankurichchi da Bacia de Cauvery, sul da Índia, de idade Neocampaniana a Maastrichtiana, é rica em depósitos concentrados em conchas, principalmente de grandes bivalves, com subordinada mistura de braquiópodes, briozoários e foraminíferos grandes, em geral formando camadas de 10 a 200 cm de espessura. Fürsich & Pandley (1999) atribuem a gênese destas camadas a uma combinação de fatores: (i) ação de ondas e correntes induzidas por tempestades; (ii) reduzido aporte de sedimentos, (iii) alta taxa de produtividade e (iv) comportamento de vida dos bivalves e demais organismos secretores de carapaças. Desta forma os depósitos são classificados como concentrações associadas a processos biogênicos primários e sedimentológicos de ondas de tempestades e tempestitos proximais, segundo esquema de classificação proposto por Fürsich & Oschmann (1993), em ambiente marinho raso, subtropical, de baixo estresse, entre os níveis de ação de onda de tempo bom e de tempestade.

Fürsich & Pandley (1999) relatam 23 camadas concentradas em conchas na Formação Kallankurichchi, cujas fácies são constituídas predominantemente de packstones e grainstones bioclásticos, localmente com alguma contribuição de grãos de quartzo. As estruturas sedimentares primárias em geral foram destruídas por bioturbação (comumente de *Thalassinoides*), e no meio da seção reconhecem-se

estratificações cruzadas. Por não conseguirem correlacionar camada por camada em duas seções levantadas, os autores inferem que cada camada não se estende por mais de poucas centenas de metros lateralmente.

As camadas concentradas em conchas diferem em espessura, matriz, estruturas sedimentares, bioturbação, composição de espécies, diversidade, densidade de empacotamento, orientação e assinaturas tafonômicas dos seus componentes (expressas por grau de fragmentação, desarticulação, abrasão, perfuração e encrustação), sendo tais características utilizadas para deduzir os processos envolvidos na formação das concentrações. A Figura 4.18, a título de exemplo, ilustra a interpretação para concentração de duas camadas enriquecidas em bivalves *Inoceramids*.

Evidências de retrabalhamento, transporte e fragmentação indicam eventos de alta energia ou fases mais longas com nível de energia ascendente. Por outro lado, o domínio de conchas articuladas e muitas conchas em posição de vida sugerem, geralmente, condições de baixa energia. Conchas muito incrustadas e perfuradas permitem supor taxas mais baixas de sedimentação, uma vez que estas teriam um tempo de residência maior no assoalho oceânico.

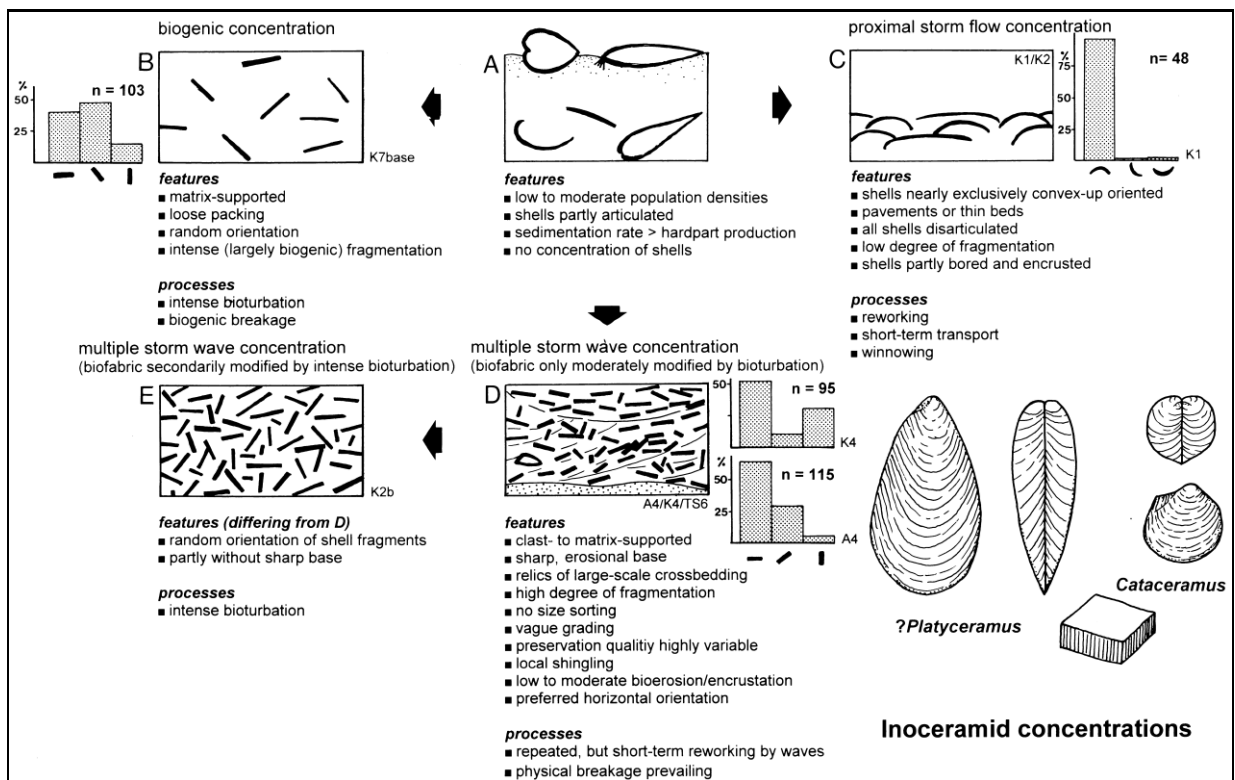


Figura 4.18 – Características e processos que levaram a formação da concentração de bivalves *Inoceramids* das camadas K1 e K2 (Fürsich & Pandley, 1999)

4.4.1.7 *Tsunamito de coquinas do Plioceno de Salento, sudeste da Itália.*

Depósito pliocênico de concentrados de conchas, localizado na península de Salento, Itália, próximo a áreas costeiras sismicamente ativas, foi interpretado por Massari *et al.* (2009) como produto de tsunami, o qual chamaram de *T-layer*.

A *T-layer* concentrada em conchas apresenta espessuras variando de 60 cm a 1,8 m, sendo mais delgada nos altos estruturais e mais espessa nos baixos, devido, em parte, ao efeito local da erosão da superfície basal.

As características desta camada que suportam tal interpretação são: erosão substancial antes da deposição; preenchimento das superfícies erodidas; incorporação de sedimentos do substrato prévio; conchas bem preservadas com indicação de erosão e transporte de bivalves vivos e rápido soterramento; diferentes fontes de sedimentos evidenciados por bimodalidade dos grãos; assembleia de conchas misturando uma grande variação de ambientes; e ocorrência de mais de seis subcamadas que são usualmente gradacionais, indicando que a deposição ocorreu durante mais de 6 inundações provocadas pelos trens de ondas do tsunami.

4.4.1.8 *Concentração de braquiópodes do Mioceno da Bacia Guadix, Espanha*

Afloramentos de coquinas miocênicas, formadas por concentrações de braquiópodes, na Bacia de Guadix, sul da Espanha, são reportados por Reolid *et al.* (2012). Os autores citam várias camadas decamétrica a métrica com empacotamento denso de braquiópodes em ambientes de siliciclástico raso e de alta energia, em uma via marítima que conectou o oceano Atlântico ao mar Mediterrâneo no Mioceno tardio.

Os braquiópodes formam (1) pacotes espessos na escala métrica de concentrações parautóctones no prodelta e (2) concentrações delgadas predominantemente alóctones, retrabalhadas por maré e tempestades, formando megaripples e dunas. A abundância e a espessura das concentrações de conchas diminuem tanto (1) na direção mais proximal dos *forsets* deltaicos com alta taxa de sedimentação gerada pelos fluxos de detritos e (2) como em direção *offshore* com níveis crescentes de instabilidade do substrato induzida por maré e por tempestades. Os autores relatam diferenças tafonômicas entre os dois sítios: maior fragmentação, melhor seleção, e alta proporção de conchas com a convexidade para cima nas dunas 3D e megaripples 3D. Embora menor, os danos tafonômicos nas conchas nos depósitos de prodelta são relativamente ainda altos.

4.4.1.9 Concentração de conchas do Plio-Pleistoceno no golfo da Califórnia, USA

No golfo da Califórnia Meldahl (1993) identificou 40 camadas de conchas em sedimentos Plio-Pleistocênicos depositados em ambientes litorâneos ou sublitorâneos (< 10 a 15 m de lâmina d'água) e os classificou em cinco tipos distintos: camadas de comunidade; camadas geradas por tempestades; camadas de bermas de praia; camadas de canal de maré; e camadas concentradas pela remoção de sedimentos finos devido à ação de correntes e ondas. Os quatro últimos tipos de camadas concentram-se em conchas por processos sedimentológicos, sendo formadas tanto por eventos de curta duração (camada de tempestade) quanto por eventos de longa duração (demais). A abundância e a distribuição dos cinco tipos de camadas de conchas são significativamente diferentes entre a região norte, costeira continental, e sul, costeira peninsular. No norte, predominam conchas alóctones, formando camadas de praia e berma cobrindo cordões litorâneos, favorecidas por ampla plataforma rasas e escassez de demais sedimentos, enquanto que no sul, predominam camadas parautóctones formadas por correntes e ação de ondas removendo finos e camadas de comunidades autóctones. O menor retrabalhamento das conchas na porção sul peninsular é em função de correntes de maré mais fracas e de soterramento mais rápido devido ao maior aporte de sedimentos terrígenos.

Os critérios utilizados para o reconhecimento de camadas de tempestade incluem: superfície de erosão basal; areias com hummocky e gradação, diminuindo a densidade de conchas da base da camada para o topo, evidência de soterramento (bivalves articulados, espécies delicadas inteiras e muitas conchas apresentando baixo nível de abrasão, fragmentação, bioerosão e incrustação).

4.4.2 – Exemplos de depósitos holocênicos concentrados em conchas

4.4.2.1 Coquinas de Shark Bay, Austrália

Jahnert *et al.* (2012), estudando depósitos bioclásticos de bivalves holocênicos na baía de Shark Bay, Austrália, identificaram 3 elementos deposicionais (Figura 4.19), cada qual com fácies características, a saber: (1) Pacotes tabulares de baixo ângulo (<20°) com camadas inclinadas em direção ao mar, compostas por conchas grossas de bivalves pobremente organizadas e intraclastos achatados dispersos, intercalados com camadas subparalelas de conchas organizadas e/ou fragmentadas; (2) Cristas convexas, localizadas nas áreas supramaré mais altas topograficamente, formadas por camadas delgadas (1 – 5 cm) com conchas organizadas e com

convexidade para cima, arrançadas em estratificações de baixo ângulo e com truncamentos; (3) Depósitos de *washover*, formando lobos que se espalham por trás das cristas convexas, compostos por conchas de bivalves pobremente selecionadas e desgastadas por abrasão, além de gastrópodes, areia e grânulos de quartzo, seixos e fragmentos de calcrete. Portanto, fácies com diferentes graus de retrabalhamento, podendo ser organizadas ou desorganizadas, são interpretadas pelos autores como produtos de tempestades no subambiente de supramaré.

Observa-se uma tendência de fácies bioclásticas mais fragmentadas ocorrerem preferencialmente nas porções mais baixas, próximas ao nível do mar, e fácies com conchas integras ocorrerem nas porções mais altas (Jahnert *et al.*, 2012, Silva, 2014). Jahnert *et al.* (2012) atribuem estas variações a efeitos de flutuabilidade das conchas e seus fragmentos, e ao posterior retrabalhamento dos depósitos nas porções mais baixas, sob condições de tempo bom, gerando frações mais finas.

Silva (2014) também estudou em detalhe os depósitos holocênicos bioclásticos grossos de *Shark Bay*, obtendo resultados semelhantes aos de Jahnert *et al.* (2012). O autor reconhece elementos arquiteturais prográdantes, e propõe um modelo deposicional onde leques de *washover* e cordões litorâneos são depositados pelo avanço do espraiamento de ondas em direção ao continente durante picos de grandes tempestades, enquanto que bermas são construídas durante a fase de enfraquecimento da tempestade, por espraiamento, correntes de retorno, e retrabalhamento do topo das macroformas.

Silva (2014) define 4 domínios deposicionais dentro do sistema de cordões litorâneos: (i) Domínio de *Washover* e (ii) Domínio de Praia, formados por predomínio de processos de espraiamento e corrente de retorno; (iii) Domínio de Barras Alongadas (*spit ridge*), onde predominam processos associados a correntes ao longo da costa; (iv) Domínio das Inundações por Tempestades (*storm-surge*), formando depósitos isolados. Quatro litofácies foram caracterizadas nestes domínios deposicionais, sendo constituídas por proporções variáveis de: conchas inteiras desarticuladas, fragmentos de conchas, areia bioclástica grossa a muito grossa (fragmentos de conchas, foraminíferos, gastrópodes, ocasionais sepulídeos e raros briozoários), oóides e litoclastos. Estas fácies podem não ter estruturas sedimentares, ou apresentar uma laminação plano-paralela ou ainda apresentar apenas uma orientação das conchas concordantes com o acamamento. As fácies não são típicas de um único domínio deposicional, com exceção da fácies VCSbish(oo)ppl – areia

grossa a muito grossa bioclástica com conchas inteiras desarticuladas e estratificação plano-paralela, exclusiva do domínio de praia. A Figura 4.20 ilustra o contato entre depósitos de tempestade e depósitos de praia, onde o primeiro tem conchas mais inteiras e aspecto maciço, enquanto o segundo é dominado por fragmentos de conchas orientadas e concordantes com o acamamento, apresentando uma laminação plano-paralela.

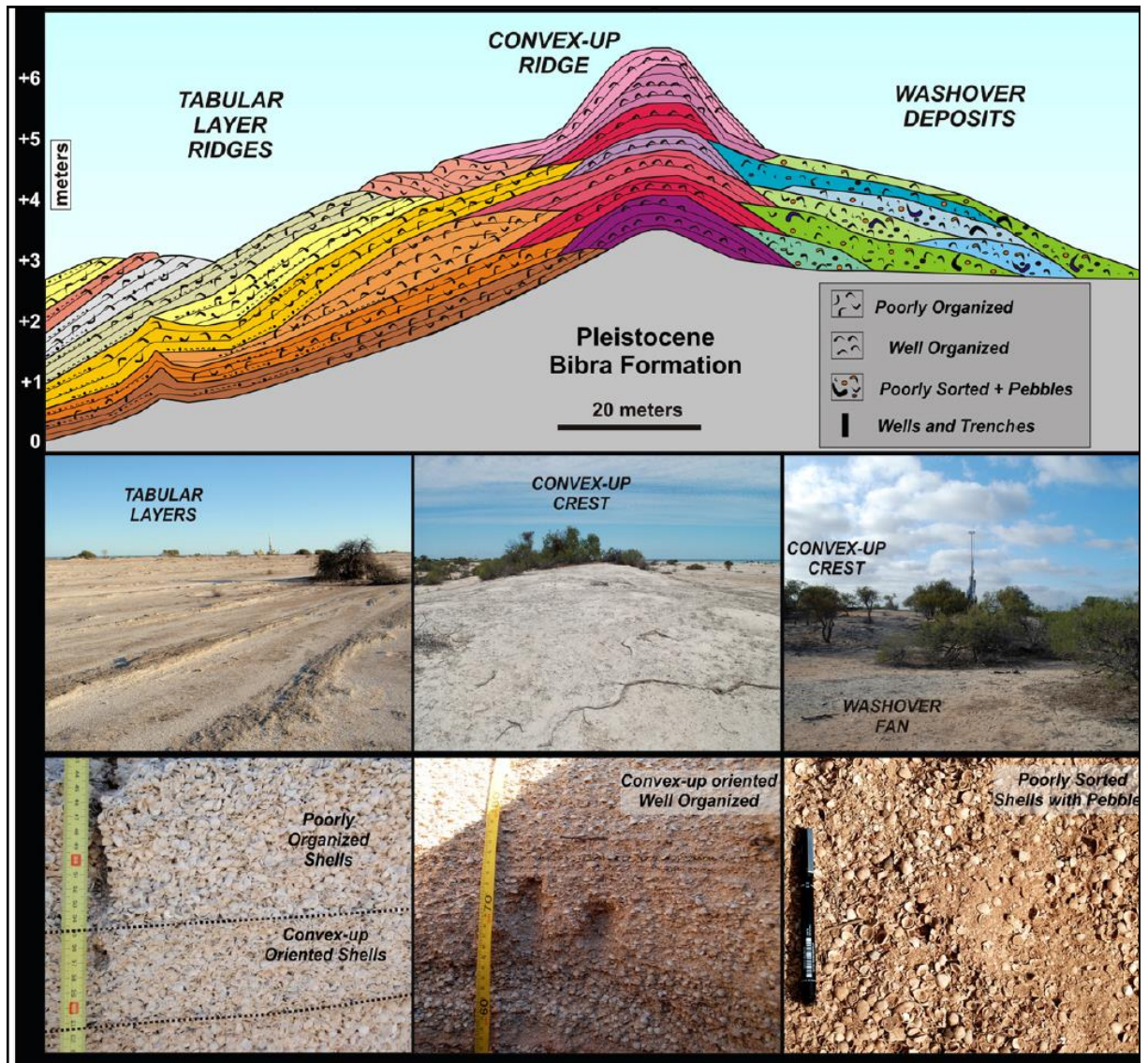


Figura 4.19 – Unidades deposicionais do sistema de cordões litorâneos de conchas e detalhe do arcabouço e organização das fácies (Modificado de Jahnert et al., 2012)

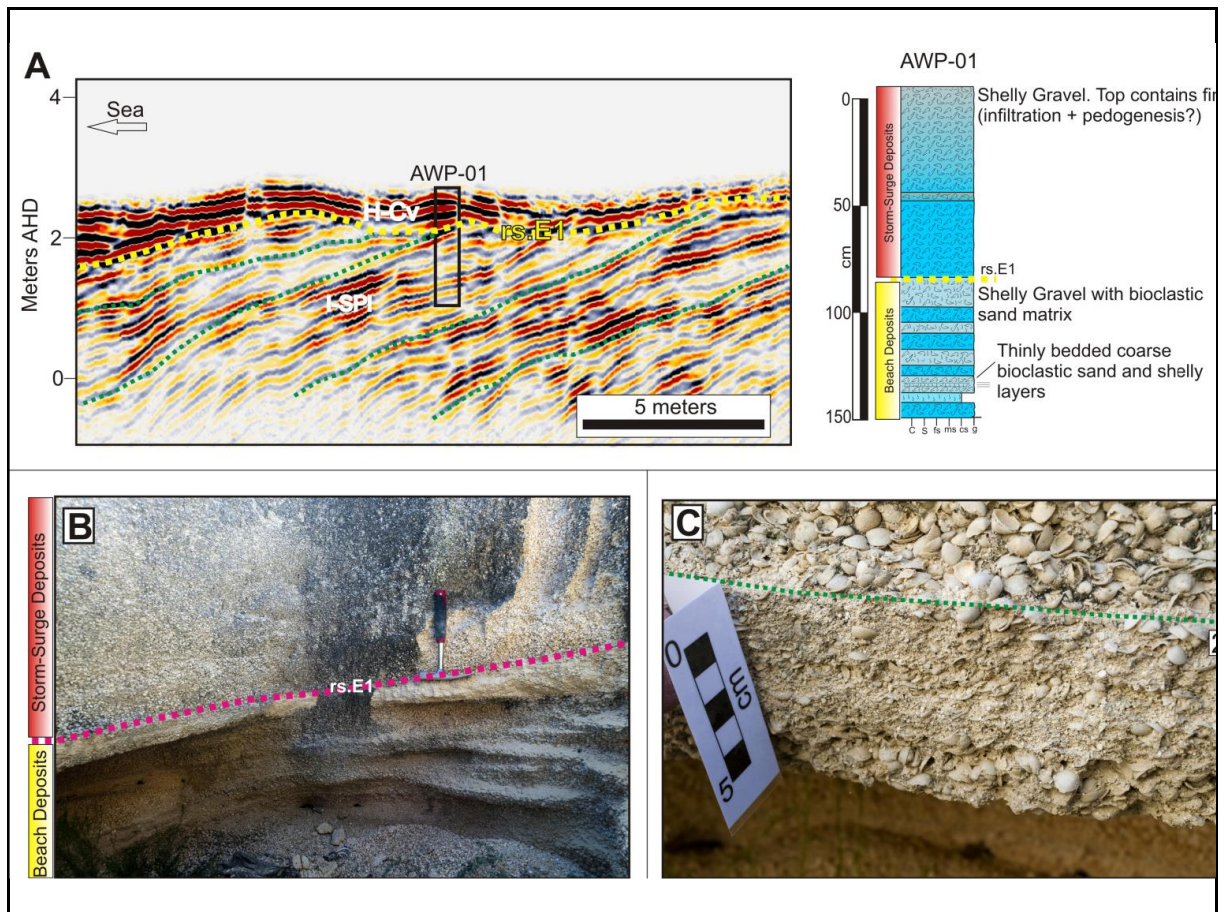


Figura 4.20 – Contato entre depósitos de inundação de tempestade (1) e depósitos de praia (2) observados seção de GPR (A) e em afloramento (B e C). Notar que os depósitos de tempestades são dominados por conchas inteiras com matriz bioclástica fração areia grossa a muito grossa, de aspecto maciço, enquanto que os depósitos de praia são formados por fragmentos de conchas fração areia muito grossa e apresentam laminação plano-paralela e conchas orientadas e concordantes com o acamamento (Silva, 2014).

4.4.2.2 Bancos esqueletais costeiros do sul da Flórida, USA

Aigner (1985) estudou uma faixa de bancos esqueletais situados a sudeste de Miami, Florida, de direção N-S, com cerca de 9 km de extensão por 4 de largura, dissecada por numerosos canais de marés de direção E-W, e afetada por várias tempestades fortes.

Quatro elementos geomorfológicos foram caracterizados na faixa de bancos esqueletais: canais, lobos de extravasamento no flanco marinho dos bancos, lobos arenosos sobre os bancos, e bancos interiores, voltados para o lado da baía. As principais fácies bioclásticas identificadas nestes elementos incluem:

- *Pack* – a *grainstone* coralgal: formam principalmente lobos arenosos com contato basal erosivo sobre os bancos. São caracterizados por fragmentos de corais (*Porites*), algas verdes (*Halimeda*) e moluscos. A granulometria varia de areia média a grânulo com granodrecrescência ascendente (Figura 4.21).

- *Packstone* de Halimeda: composta principalmente por partículas de Halimeda na fração areia fina a grânulo fino, com algumas conchas de moluscos e menor quantidade de corais. Apresentam imbricamento ou orientação de placas de Halimeda paralelo ao acamamento. São características dos lobos de extravasamento no flanco marinho do banco.
- *Wackestone* rico em *pellets*, halimeda e moluscos: predominam nas partes interiores dos bancos e são intensamente bioturbadas, a ponto de destruir o acamamento primário.

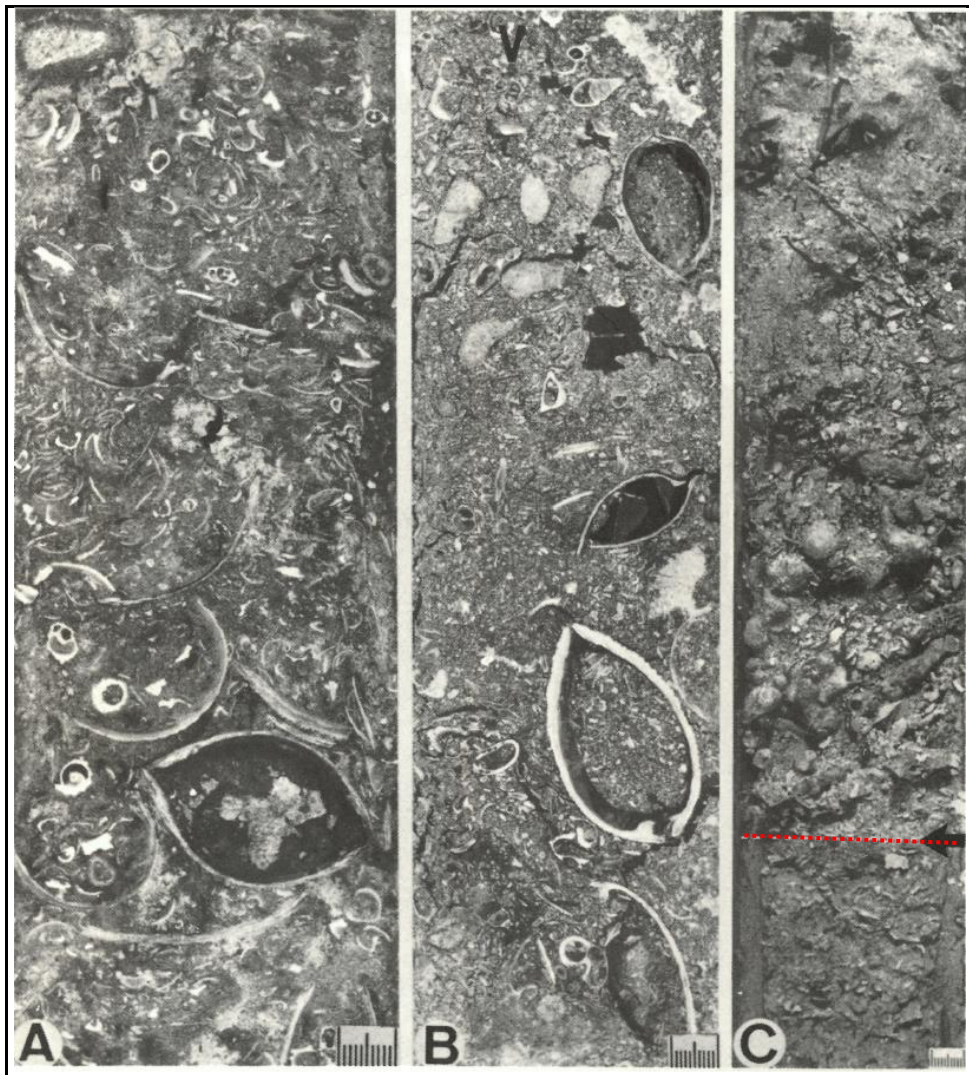


Figura 4.21 – Unidades esqueléticas com granodecrescência ascendente indicando acresção dos bancos carbonáticos por evento físico. Em (A), um packstone a molusco, o autor destaca uma orientação preferencial das conchas de bivalve com a convexidade para baixo, indicando rápida deposição. Em (B), packstone a moluscos, corais e halimeda, com abundantes conchas articuladas; em (C) destaca-se um contato basal abrupto de grainstone a coral e halimeda, sobrepondo lag de fragmento de corais.

O autor aponta diversas evidências para uma sedimentação episódica gerada por tempestades: (i) a velocidade das correntes do dia a dia são incompatíveis com as frações esqueléticas cascalhosas identificadas sobre os bancos; (ii) presença de

camadas esqueléticas de poucos centímetros a decímetros com base abrupta e feições de erosão das camadas subjacentes; (iii) sequências granodécrescentes ascendentes; (iv) preservação da fauna – abundância de conchas de bivalves de moluscos bem preservadas e articuladas sugerem fortemente rápido transporte e redeposição imediata e durante um evento instantâneo ao invés de evento de longa duração e lenta acumulação.

5 – MÉTODOS E TÉCNICAS

Para definição das fácies da Fm. Coqueiros na área de estudo foram utilizados os testemunhos de um poço (P2, com 30,9 m) e 559 amostras laterais distribuídas em 14 poços, cuja localização encontra-se na Figura 2.1, e as respectivas quantidade de amostras é discriminada na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Poços e respectivas amostras utilizadas nesta pesquisa de mestrado.

Tipo de amostra	Poço	Quantidade	Descrição		Observação	
			Micro	Macro		
Testemunho	P2	30.9 m	X	X		
Plugues	P2	58	X			
Amostras laterais	P2	30	X			
	P3	33	X			
	P5	27	X			
	P6	27	X			
	P7	20	X			
	P1	89	X			
	P4	28	X			
	P8	43	X			
	P9	8	X			
	P13	23			X	Poço sem perfil de imagem
	P12	29			X	
	P14	63	X			
	P11	25	X			
	P10	56	X			Poço sem perfil de imagem
Total de amostras descritas:		559				

Os métodos utilizados incluíram descrição petrográfica semiquantitativa de 507 amostras, descrição macroscópica de 52 amostras, microscopia eletrônica de varredura em duas amostras, interpretação de estruturas sedimentares em perfis de imagem acústica e resistiva, correlação estratigráfica entre poços, interpretação sísmica do topo da Fm. Coqueiros, topo de uma unidade interna da Fm. Coqueiros (COQ300) e topo do embasamento, e construção de mapas de isópacas para compreensão do paleo-relevo, definição de fácies e associações de fácies,

extrapolação das associações de fácies para todo o poço considerando dados de perfis e amostras laterais.

5.1 – Petrografia, classificação das rochas e definição de fácies

A caracterização petrográfica semiquantitativa de 507 lâminas delgadas (58 de plugues de testemunho 449 de amostras laterais) teve como objetivo definir microfácies, considerando aspectos tafonômicos das conchas, dentre outros detalhados abaixo. As lâminas foram impregnadas com resina epoxy azul para realce da porosidade, e algumas foram tingidas com solução ácida diluída de alizarina vermelha e ferrocianeto de potássio, afim de melhor caracterizar os minerais carbonáticos (Dickson, 1965).

As rochas calcárias foram classificadas de acordo com Dunham (1962) quando possuíam menos de 10% dos grãos maiores de 2 mm e de acordo com Embry e Klovan (1971) quando o litotipo apresentava pelo menos 10% de seus componentes maiores que 2 mm (Figura 5.1), sendo complementadas de informações tafonômicas (detalhada no item seguinte).

CALCÁRIOS ALÓCTONES						
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		>10% grãos >2 mm	
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos					
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>
Dunham, 1962					Embry e Klovan, 1971	

Figura 5.1 - Classificação utilizada para as rochas carbonáticas baseada em Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971). Modificado de Terra et al. (2010).

Em relação às rochas siliciclásticas foi utilizada a classificação de Picard (1971), tanto para as descrições macro como microscópicas, de forma atender a um número reduzido de amostras que não são dominadas por constituintes bioclásticas. A partir de um diagrama triangular (Figura 5.2), estimou-se visualmente o percentual dos

constituintes das rochas obtendo-se o nome do litotipo. Em relação aos tamanhos das partículas, adotou-se a escala granulométrica de Wentworth (1922).

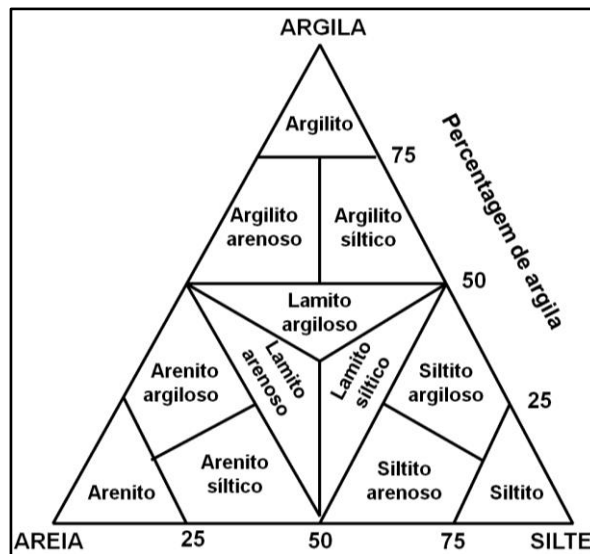


Figura 5.2 - Classificação para rochas siliciclásticas baseada em Picard (1971).

Para as fácies híbridas, em que há mais de 33% de componentes não carbonáticos misturados com 33% a 66% de componentes carbonáticos, de acordo com classificação de Zuffa (1980), foi feita uma adaptação aos nomes das rochas carbonáticas de Embry e Klovan (1971), adicionando a abreviação “**hib**” após o nome do litotipo (Ex.: RUDhib, para o caso de *rudstones*).

Ressalta-se que, devido à diagênese intensa, muitas amostras tiveram sua composição original substituída por calcita, dolomita e calcedônia/microquartzo. Quando foi possível reconhecer parte da composição original, priorizou-se por classificar a rocha inferindo-se o protólito. Assim, alguns lamitos siliciclásticos com substituição parcial por calcita, que seriam classificados macroscopicamente como rochas híbridas finas (margas), foram classificados como lamitos. Outro exemplo, que será melhor discutido adiante, são os arenitos ooidais de possíveis argilas magnesianas. Embora as argilas não tenham sido preservadas - na maior parte os oóides encontram-se dissolvidos ou substituídos por dolomita ou microquartzo - estas rochas são classificadas como arenitos, e não *grainstones*, pois há evidências de sua composição não ser originalmente carbonática.

Para definição das fácies sedimentares, utilizou-se o conceito de Reading (1996) e Miall (1999), que consideram fácies sedimentar o conjunto das propriedades físicas, químicas e biológicas de uma unidade sedimentar, na qual devem ser ressaltadas características que possam diferenciá-las das unidades adjacentes, tais como tipo de

rocha, forma dos corpos, texturas, estruturas sedimentares e conteúdo e/ou registro fossilífero.

5.2 – Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Duas lâminas delgadas contendo pelóides foram selecionadas com o objetivo de tentar caracterizar algum resquício de argila magnesianas em sua composição original. Ambas as lâminas foram recobertas por uma delgada camada de carbono, aderidas a um suporte condutor de alumínio e posteriormente analisadas em um equipamento JEOL JSM 6610LV com detector de elétrons retroespalhados (*backscattered electrons*; BSE), operando em alto vácuo a 15 kV com distância de trabalho de 11,4mm. As imagens apresentam tons de cinza mais claros para minerais de peso atômico médio maior, e tons de cinza mais escuros para minerais de peso atômico médio menor. Microanálises elementares por espectrometria de energia dispersada (EDS) foram obtidas simultaneamente através de equipamentos Bruker XFLASH 5030 acoplado aos MEV.

5.3 – Abordagem tafonômica

Tafonomia corresponde ao estudo da preservação dos fósseis (Martin, 1999) e compreende a história evolutiva dos grãos esqueléticos desde a morte dos organismos até o soterramento, passando pelo entendimento da decomposição e transporte desses grãos.

Desta forma, para descrição das rochas bioclásticas, além das feições convencionais, tais como tamanho de grãos, seleção, conteúdo fossilífero, foram caracterizados de forma qualitativa parâmetros tafonômicos, que incluem abrasão, fragmentação, articulação e orientação das conchas, baseando-se nos trabalhos de Kidwell (1991) e Muniz (2013).

As características tafonômicas foram descritas de forma qualitativa, por estimativa visual, agrupando-as em três classes (Figura 5.3), que de maneira simplista refletem níveis de retrabalhamento das conchas, e que integrado com outras informações auxiliaram na definição dos processos responsáveis pela acumulação dos depósitos bioclásticos. Desta forma, rochas com mais de 70% de suas conchas fragmentadas, com predomínio de conchas bem arredondadas e com menos de 1% de conchas articuladas representam rochas bem retrabalhadas, ao contrário das

rochas que possuem menos de 35% de suas conchas fragmentadas, predomínio de conchas pouco arredondadas e mais de 20% de conchas articuladas, que por sua vez refletiram baixo retrabalhamento.

	Aspectos tafonômicos das conchas		
	% de conchas Fragmentadas	Arredondamento	% de conchas articuladas
↑ Retrabalhamento	> 70%	Bom	<1%
	35-70%	Moderado	1-20%
	<35%	Ruim	>20%

Figura 5.3 - Classes tafonômicas utilizadas para descrição das conchas presentes nas coquinas.

A orientação das conchas auxilia na reconstituição da formação final do depósito. É considerada em relação ao plano de acamamento, quando descrita em testemunho, ou em relação aos demais elementos do arcabouço, quando descrita em lâmina delgada. As três classes descritas são: organizada, caótica e perpendicular (Figura 5.4).

Entre as orientações “*end members*” caótica e organizada, existe uma gradação, sendo possível enquadrar o arranjo das conchas em pelo menos mais duas classes: predominantemente organizada, ou levemente organizada.



Figura 5.4 - Termos utilizados para definir a orientação das conchas nas “coquinas”.

Quando as conchas são encontradas perpendiculares ao acamamento, sem evidências de retrabalhamento, indicam depósitos autóctones, isto é, depósitos que as concentraram em seu próprio local de vida (Kidwell, 1991). A orientação caótica das conchas indica deposição rápida, a partir de fluxos hiper-concentrados, que podem ocorrer em fluxos gravitacionais, como aqueles gerados por tempestades (Morton et al. 2007). Conchas orientadas de forma concordante podem indicar

deposição por fluxos trativos, ou deposição por suspensão (Allen, 1984). A disposição das conchas, com concavidade para cima ou para baixo, também é informação importante para entender a forma como elas foram depositadas, mas como a maior parte dos dados deste estudo trata-se de amostras laterais, não orientadas, esta informação é perdida.

5.4. Interpretação e análise de estruturas sedimentares em perfis de imagem

A fim de caracterizar melhor os processos deposicionais das microfácies descritas petrograficamente, foram interpretadas as estruturas sedimentares registradas nos perfis de imagens resistiva e acústica. As imagens foram processadas e interpretadas no *software* Geolog.

A maioria das imagens acústicas utilizadas nesta tese foi adquirida por meio da ferramenta *Ultrasonic Borehole Imager* (UBI) da Schlumberger, cuja resolução é de 0,5 cm para frequências de 500kHz e de 1 cm para frequências de 250kHz (Hayman et al. 1998). Em relação as imagens resistivas, estas foram adquiridas principalmente pela ferramenta *Fullbore Formation MicroImager* (FMI) e subordinadamente pela *High Definition Formation Micro Imager* (HDFMI), ambas da Schlumberger, com resoluções verticais de 5 mm e 0,5 mm respectivamente (Schlumberger, 2002; Schlumberger, 2013).

O mergulho das estruturas sedimentares interpretadas foi rotacionado sempre que necessário a fim de corrigir o basculamento estrutural pós-deposicional, tomando-se como referência os acamamentos plano-paralelos dos lamitos, quando presentes, ou a direção e o mergulho do refletor que marca o topo da Fm. Coqueiros. O ângulo corrigido para a maior parte dos poços estudados ficou em torno de 5°, variando de 2° (BAZ2) a 20° (BFR1, zonas COQ250 e COQ300).

A Figura 5.5 apresenta as principais feições e os critérios utilizados para classificação das estruturas sedimentares a partir de análise de perfis de imagem. Algumas feições não apresentam uma interpretação única, como é o caso das superfícies de baixo ângulo, que podem representar estratificações cruzadas de baixo ângulo, cruzadas onduladas do tipo swaley ou acamamento em leito inclinado, como a face de praia.

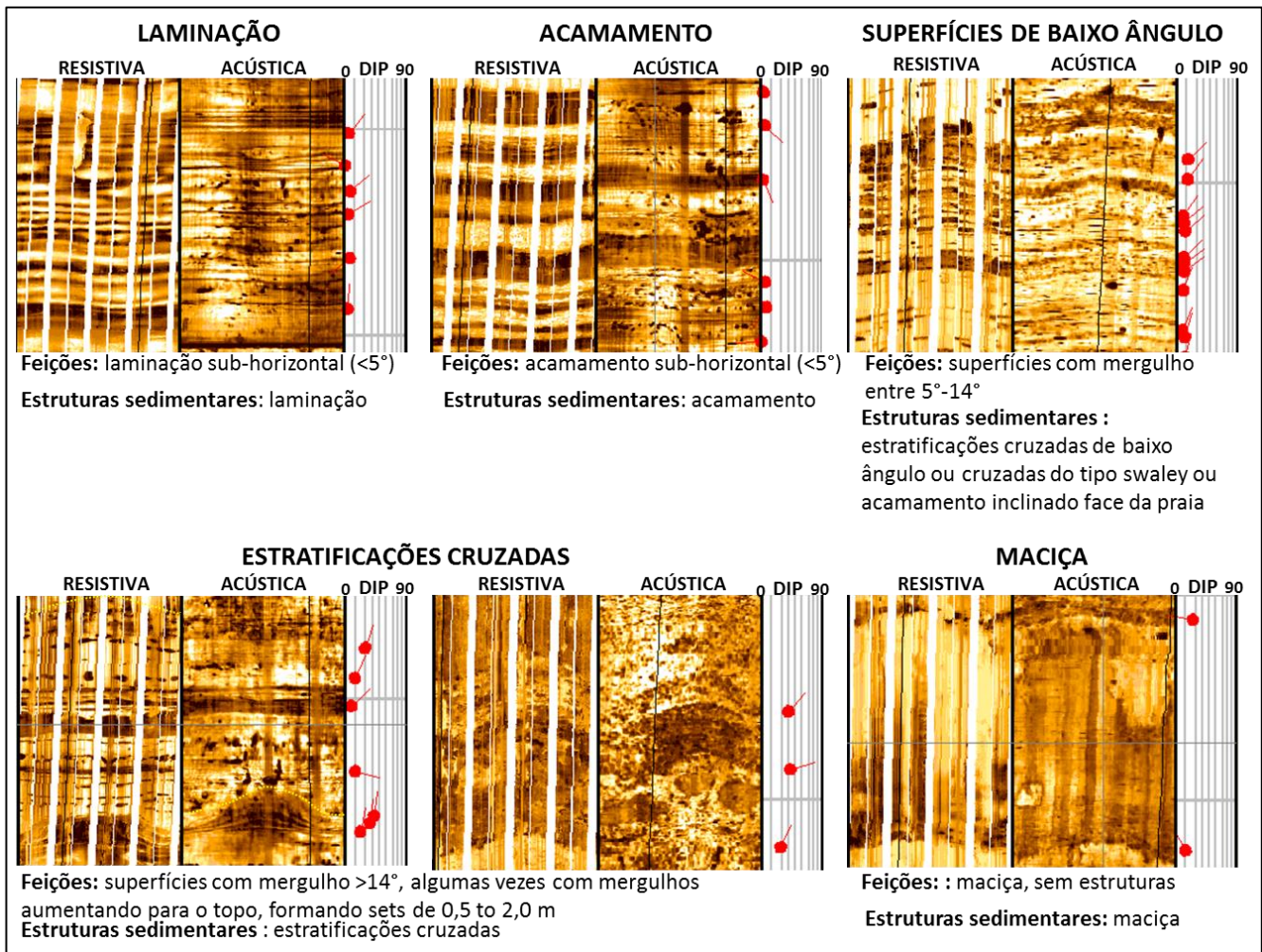


Figura 5.5 – Principais características das estruturas sedimentares reconhecidas em perfis de imagens resistiva e acústica.

Para interpretação dos processos que geraram tais estruturas considerou-se os seguintes aspectos (síntese na Tabela 5.2):

- O ângulo de mergulho: variando de mergulhos sub-horizontais, como no caso das laminações plano-paralelas comumente observadas em lamitos, até mergulhos de 35° em estratificações cruzadas;
- Direção do mergulho (paleocorrente) e sua relação com a direção da borda do paleo-lago: as estruturas com paleocorrentes na mesma direção do alto estrutural (NE-SW) e com mergulhos superiores a 14° são interpretadas como migração de dunas por correntes de longshore. Estratificações cruzadas com mergulhos $> 14^\circ$ e paleocorrentes no sentido do depocentro do paleo-lago (NW) são interpretadas como produtos de correntes de retorno de longa duração ou de curta duração (tempestitos proximais e distais). Estruturas com mergulhos entre 5° e 14° podem representar estratificações cruzadas de baixo ângulo da zona

de espraiamento ou estratificações onduladas truncadas; já estruturas com paleocorrentes para SE, no sentido contrário ao depocentro, podem ser produtos tanto de leques de washover, como produto de migração de dunas por fluxos combinados, onde há dominância de correntes para SE. Variações locais da direção da borda do paleo-lago foram consideradas nesta análise, tomando-se como base o mapa estrutural de topo da COQ200.

- Variação da direção do mergulho: variações abruptas de até 180° e em geral com baixo ângulos de mergulho são interpretados como estratificações cruzadas onduladas do tipo Swaley, que em perfil de imagem muito se assemelham a estratificações cruzadas de baixo ângulo, sendo que esta última tem menor dispersão do rumo de mergulho.

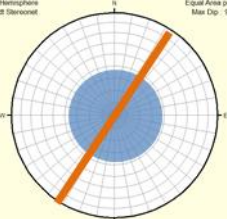
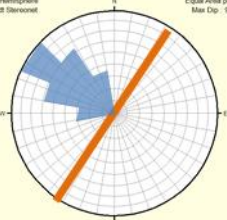
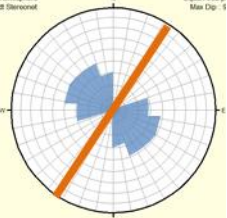
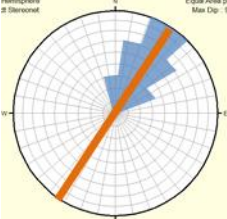
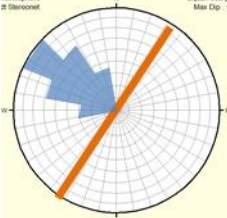
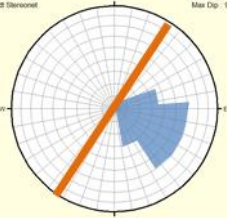
5.5. Correlação estratigráfica entre poços

Para correlação entre poços utilizou-se principalmente o perfil de gamma ray, observando-se as tendências de aumento e diminuição dos valores, correspondendo respectivamente a trends de afogamento e raseamento, e também o padrão de variação do gamma ray, se mais retilíneo e comportado ou mais serrilhado. Como apoio e também controle de qualidade, a correlação entre poços foi verificada na sísmica, afim de se evitar correlações que cruzassem refletores sísmicos, e para alguns poucos poços que contém dados de biozoneamento por ostracode, foi verificado a existência de incoerências cronoestratigráficas.

5.6. Interpretação sísmica

O topo da Fm. Coqueiros, um horizonte interno correspondente ao topo da unidade sismo-estratigráfica COQ300 e o topo do embasamento foram mapeados em dado sísmico 3D com objetivo de compreender a distribuição dos depocentros sedimentares e a relação destes com as falhas, de modo a dar suporte as interpretações paleo-ambientais.

Tabela 5.2 – Síntese dos critérios utilizados para interpretação dos possíveis processos geradores das estruturas sedimentares reconhecidas em perfis de imagem.

Estruturas	Mergulho*1	Padrão no diagrama de rosácea do rumo de mergulho*2	Interpretação/ Processo	Subambiente de ocorrência
Acamadamentos com alta dispersão do rumo de mergulho	< 5° (tendendo a 0°, com alguma dispersão inerente a interpretação)		Depósitos formados por decantação, característico dos lamitos laminados	<i>Offshore</i>
Estratificações cruzadas de baixo ângulo com mergulho predominante para o depocentro do lago	5° a 14°		Depósitos gerados na zona de espraiamento por ondas do dia a dia, ou por ondas de tempestades	<i>Foreshore</i> <i>Berma</i>
Estratificações cruzadas de baixo ângulo com rumo do mergulho variando abruptamente até 180°	5° a 14°		Depósitos gerados por fluxos combinados (direcional + ondulatório) - estratificações cruzadas do tipo <i>Swaley</i>	<i>Shoreface</i>
Estratificações cruzadas mergulhando na direção do alto estrutural	>14° (até 35°)		Migração de dunas por correntes de longa duração ao longo da costa	<i>Shoreface</i>
Estratificações cruzadas mergulhando na direção do depocentro do lago	>14° (até 35°)		Migração de dunas por correntes de retorno e seu espraiamento na forma de lobos	<i>Shoreface</i> ; Transição <i>Shoreface-offshore</i> .
Estratificações cruzadas mergulhando na direção oposta ao depocentro do lago	>14° (até 35°)		Migração de dunas por fluxos combinados; Leques de washover.	<i>Shoreface</i> ; <i>Backshore</i>

*1 Os mergulhos referidos já estão corrigidos de efeitos de basculamentos pós-deposicionais.

*2 A linha laranja no diagrama de rosácea representa a direção de borda do paleo-lago.

6 – SÍNTESE DOS RESULTADOS

Os principais resultados obtidos nesta pesquisa e que deram suporte para a definição do modelo conceitual e evolutivo para as rochas da Fm. Coqueiros no norte da Bacia de Campos são elencados abaixo:

1) As rochas da Fm. Coqueiros são formadas quase que exclusivamente por sedimentos autóctones, tais como bioclastos de bivalve, gastrópodes e ostracodes, além de pelóides e oóides de argila magnesianas, gerados no próprio alto externo em que se acumularam. Os raros sedimentos alóctones referem-se a quartzo, feldspatos e micas na fração silte, que são transportados por plumas hipopícnais até o alto externo. Não foi encontrada micrita, em concordância com trabalhos recentes que também estudaram os sedimentos lacustres do Andar Jiquiá na bacia de Campos. A depender da proporção entre os componentes, as rochas foram classificadas em quatro grupos: carbonáticas, magnesianas, clásticas e híbridas.

2) A presença comum de 2 a 10% de intraclastos de arenito peloidal fino a muito fino em meio aos *rudstones* e *grainstones* bioclásticos indica que os depósitos do paleo-lago Jiquiá eram frequentemente retrabalhados, seja por rebaixamento do nível do lago e exposição parcial de seus sedimentos precocemente cimentados, e/ou pela ação de ondas de tempestades.

3) As espessas acumulações de depósitos bioclásticos encontrados no alto externo do Norte da Bacia de campos podem ser explicadas por processos enquadrados como sendo do tipo gênese sedimentológica, conforme classificação de Kidwell et al. (1986), que incluem processos hidráulicos de concentração: (i) seleção hidráulica das conchas por remoção preferencial de sedimentos finos, possivelmente favorecidos pela oscilação frequente do nível do lago; (ii) e transporte hidráulico e redeposição seletiva de elementos alóctones, haja visto que a maioria das fácies mostra um nível moderado a alto de retrabalhamento das conchas; (iii) concentração relativa devido à combinação entre alta produtividade de conchas no alto externo e rara chegada de sedimentos siliciclásticos neste sítio.

4) A análise de fácies baseada na combinação de informações provenientes da descrição petrográfica de amostras laterais e da análise de estruturas sedimentares em perfis de imagem se mostrou um bom método alternativo, capaz de mitigar uma amostragem reduzida e as vezes enviesada de testemunho. Sete fácies carbonáticas, três fácies híbridas, duas magnesianas e uma clástica foram distinguidas com base

na composição, estruturas sedimentares e grau de retrabalhamento e organização dos bioclastos. As rochas carbonáticas são de longe as mais abundantes (75%), e, dentre elas, as três fácies mais comuns são: (i) rudstones e (ii) grainstones com bioclastos organizados e moderadamente retrabalhados e com estratificações cruzadas, e (iii) rudstones maciços com bioclastos desorganizados.

5) Diversas evidências apontam para um ambiente deposicional lacustre predominantemente raso, dominado por correntes de tempestades, sendo as principais: (i) presença de rudstones com estratificações cruzadas de alto ângulo ($>14^\circ$) e paleo-correntes de longshore; (ii) ocorrência pontual de sedimentos lamosos intercalados a espessos pacotes de rudstones bioclásticos amalgamados, indicando ambiente sujeito a correntes de maior energia, acima da zona de ação de ondas de tempo bom; (iii) predomínio de depósitos de rudstones desprovidos de matriz sobre o alto estrutural, com grande continuidade lateral, coerentes com processos de tempestades atuantes sobre amplas áreas de lago raso; (iv) depósitos de rudstones maciços, com conchas desorganizadas, semelhantes aos depósitos bioclásticos costeiros modernos da Califórnia e de Shark Bay

6) Três conjuntos de associação de fácies são propostos : (i) conjunto de alta energia, representado por rudstones e grainstones bioclásticos desprovidos de matriz, depositados, acima do nível de ação de onda de tempo bom (FWB), e englobando três associações de fácies - *Shoreface*, *Foreshore* e *Berm*; (ii) conjunto de baixa energia, formado pelas fácies híbridas com matriz lamosa ou peloidal e demais fácies de granulometria inferior à areia média (grainstones a ostracode, arenitos peloidais, lamitos siliciclásticos), depositadas entre a FWB e o nível de ação de ondas de tempestades (SWB), como é o caso da Associação *Offshore-transition*, ou abaixo da SWB, como é o caso da Associação *Offshore*, ou ainda em ambientes rasos protegidos (Associação *Backshore*); (iii) conjunto formado principalmente por facies de oóides argilo-magnesianos, cujo controle é dado pela composição mais alcalina da água do lago, representada pela associação de facies *Alkaline Shallow Lake*.

7) As associações de *Shoreface* e *Berm* são as mais comuns dentre as sete associações de fácies propostas neste trabalho, representando respectivamente 34,7% e 23,4% das amostras descritas. A associação *Shoreface*, representada por rudstones e grainstones com estratificações cruzadas e moderado retrabalhamento das conchas (Rx-mr, 87%; Gx-mr, 13%), indicam que a migração de dunas subaquosas foi um importante processo envolvido na acumulação destes depósitos

bioclásticos. Paleo-correntes medidas sugerem que as principais correntes atuantes neste processo foram: (i) correntes de longshore (paralelas ao paleo-alto), (ii) correntes de retorno ou gradiente (no sentido do depocentro), e (iii) correntes de *wind drift* (no sentido de montante) de forma subordinada. A associação de *Berm*, composta principalmente por rudstones bioclásticos maciços com conchas moderadamente retrabalhados e caoticamente dispostas, é formada por fluxo hiper-concentrados, cujos sedimentos se depositam rapidamente quando a corrente desacelera entre as fases de avanço e retorno do fluxo à área emersa do lago, indicando ambientes lacustres bem rasos.

8) A associação de fácies *Alkaline Shallow Lake*, diferentemente das demais que se intercalam ao longo de quase todo intervalo estratigráfico da seção Jiquiá, ocorre apenas no topo da Fm. Coqueiros (unidade sismoestratigráfica COQ100), antecedendo a discordância pré-Neo-Alagoas. Esta associação de fácies registra um período em que o lago ficou mais salino/alcalino ($\text{pH} > 10$), extinguindo a fauna de bivalves que anteriormente dominava o ambiente, e permitindo o desenvolvimento localizado de vida microbial, além de ampla precipitação de argilas magnesianas na forma de oóides.

9) A mistura entre bioclastos e pelóides de argila magnesianas, formados originalmente em condições lacustres mutuamente excludentes (bivalves vivem em águas menos alcalinas, $\text{pH} < 9$, enquanto oóides e pelóides de argila magnesianas são gerados em $\text{pH} > 9-10$), é explicada neste modelo pela ação de correntes de tempestades atuando próximas a borda do lago, erodindo e redepositando sedimentos formados em diferentes épocas e/ou locais. Pelóides e oóides de argila magnesianas seriam formados em condições lacustres localmente alcalinas, geradas em períodos mais áridos com queda relativa do nível do lago. Os locais mais favoráveis seriam corpos lacustres menores, com comunicação restrita com o lago mais amplo, tais como a região de *backshore*, embaiamentos, baixos relativos sobre o alto estrutural. Mudanças abruptas na linha de costa provocadas por oscilação do nível do lago favoreceriam o retrabalhamento dos bioclastos e mistura com demais sedimentos em amplas áreas.

10) A caracterização das associações de fácies em cinco unidades sismoestratigráficas permite interpretar a história evolutiva da Fm. Coqueiros. Observa-se uma tendência do lago se tornar cada vez mais raso da base para o topo da Fm. Coqueiros, tendo em vista o predomínio de associações de fácies de *Offshore*

Transition na base (unidade COQ250), passando para um domínio de *Shoreface* e *Berm* na unidade COQ200, seguido do predomínio da associação *Alkaline Shallow Lake* no topo (unidade COQ100), e culminando com a discordância DPA. A unidade sismoestratigráfica Folhelho Jiquiá representa um afogamento numa frequência mais alta, ocorrido entre as unidades COQ200 e COQ250, e materializado pelo predomínio da associação de fácies de *Offshore* e *Offshore Transition* sobre o alto estrutural.

11) Blocos diagramas para cada unidade sismo-estratigráfica destacam o papel do relevo herdado da fase rifte franca, com as associações formadas acima do nível de ação de onda de tempo bom (*Shoreface*, *Foreshore*, *Berm* e *Backshore*) ocorrendo preferencialmente sobre horstes e na parte superior das rampas, enquanto associações formadas abaixo do nível de ação de onda de tempo bom (*Offshore Transition* e *Offshore*) predominando nos depocentros de hemi-grabens e parte inferior das rampas.

12) O padrão de paleo-correntes observado em relação ao flanco do alto estrutural sugere a atuação de duas direções principais de ventos na área de estudo, que é corroborado pelo modelo global de circulação de ventos proposto por Moore (1992). Ventos mais fortes vindos de noroeste, agiam principalmente no flanco ocidental, cujas paleo-correntes de longshore mergulham para sudoeste, enquanto que ventos mais brandos vindos de sudeste, atuavam preferencialmente no flanco oriental, registrando paleo-correntes de longshore para nordeste. A consequência desta distribuição bidirecional dos ventos é que ambos os lados do paleo-alto estrutural eram expostos a correntes mais enérgicas em períodos distintos (inverno-verão), resultando em fácies bioclásticas limpas de matriz e com bom potencial como fácies reservatório. Estas direções de ventos propostos para o Eobarremiano e Neoaptiano na área de estudo preenchem uma lacuna, que em conjunto com novos estudos, será de extrema importância para prever a localização das melhores fácies deposicionais retrabalhas da seção Jiquiá (coquinas) e eventualmente da seção Alagoas em outras áreas alvo de exploração de hidrocarboneto nas bacias de Campos e Santos.

7 – REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

AIGNER, T. 1985. Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences, VIII, 174p.

- ALTENHOFEN, S. D. 2013. Caracterização petrográfica de depósitos carbonáticos lacustres do Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos, Brasil. Trabalho de conclusão de curso de geologia pela UFRGS. 70p.
- ANP-BDEP, 2017. Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural. Março 2017. 32 p.
- ARMELENTI, G.; GOLDBERG, K.; KUCHLE, J.; DE ROS, L.F. 2016. Deposition, diagenesis and reservoir potencial of non-carbonate sedimentar rocks from the rift section of Campos Basin, Brazil. *Petroleum Geociense*. p.17.
- BAUMGARTEN, C. S. 1985. Evolução estrutural de Pampo, Badejo, e Linguado durante a deposição da Formação Lagoa Feia. In: *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 28, n. 2, p. 91-101.
- BERTANI, R.T. & CAROZZI, A.V. 1985. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs – I. *Journal of Petroleum Geology*, v. 8, 1, p. 37-58.
- BIZOTTO, A. C. 2014. Coquinas Eoaptianas do sudoeste da Bacia de Campos: fácies deposicionais, eventos diagenéticos e fatores controladores da qualidade do reservatório. Dissertação de Mestrado pela Universidade Estadual Paulista (UNESP) “Júlio de Mesquita Filho”. Rio Claro –SP. 155 p.
- BOYAJIAN, G.E. & THAYER, C.W. 1995. Clam Calamity - a Recent Supratidal Storm-Deposit as an Analog for Fossil Shell Beds. *Palaios*, 10(5), p. 484-489.
- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W. U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, 22, 206–216.
- CARVALHO, M. D., PRAÇA, U. M., SILVA-TELLES, A. C., JAHNERT, R. J., & DIAS, J. L. 2000. Bioclastic Carbonate Lacustrine Facies Models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. In E. H. Gierlowski-Kordesch & K. R. Kelts (Eds.). *Lake basins through space and time. AAPG Studies in Geology 46*. Tulsa, Oklahoma: 2000. p. 245–255.
- CLIFTON, H. E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. Chap. 6. *Facies Models Revisited*. 46p.
- COHEN, A. S. 1989. The Taphonomy of Gastropod Shell Accumulations in Large Lakes: An Example from Lake Tanganyika, Africa. *Paleobiology*, Vol. 15, No. 1, pp. 26-45.
- DIAS, J.; OLIVEIRA, J.; VIEIRA, J. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos basin, offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, n. 3, p. 252–260, 1988.
- 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. *Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (Eds.), Origem e evolução bacias sedimentares 333–360*.
- DICKSON, J. A. D. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, v. 205, n. 4971, p. 587, 1965
- 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.
- EMBRY, A.F., and KLOVAN, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. 19, p. 730-781.

- FÜRSICH, F.T. & OSCHMANN, W. 1993. Storm shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, Western India. *J. Geol. Soc. London*, 150:169-185.
- FÜRSICH, F. T. & PANDEY, D. K. 1999. Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery Basin, southern India. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 145(1-3), 119-139. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00099-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00099-6).
- GALÁN, E. e POZO, M. 2011. Palygorskite and Sepiolite Deposits in Continental Environments. Description, Genetic Patterns and Sedimentary Settings. In: *Developments in Palygorskite-Sepiolite Research – a new outlook on these nanomaterials. Developments in Clay Science, Vol 3*, Elsevier. Edited by GALAN, E. e SINGER, A. Chapter 6. p. 125-173
- GOLDBERG, K.; KUCHLE, J.; SCHERER, C.; ALVARENGA, R.; ENE, P.L.; ARMELENTI, G.; DE ROS, L. F. 2017. Re-sedimented deposits in the rift section of the Campos Basin. *Marine and Petroleum Geology* 80 (2017), p 412-431.
- GRACIOSO, D. E. 2014. Análise de fácies e qualidade de reservatórios das coquinas da Formação Coqueiros (Barremiano/Aptiano) da Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Rio de Janeiro – RJ. 127 p.
- GRAHAM, D.; MOSLOW, T. F.; SHERWIN, M. 1997. The Lower Triassic Montney Formation, west-central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Vol. 45, N°4, p. 474-505.
- GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. 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, 1989.
- GUARDADO, L.R.; SPADINI, A R.; BRANDAO, J.S.L.; MELLO, M.R. 2000. Petroleum system of the Campos Basin, Brazil. *Pet. Syst. South Atl. margins* 73, p 317–324.
- HARRIS, Nicholas B. 2000. Toca Carbonate, Congo Basin: response to an evolving rift lake. In: MELLO, M.R.; KATZ, B.J. (eds.). *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. Tulsa, AAPG Memoir, v.73, p. 341–360.
- HAYMAN, A. J., PARENT, P., CHEUNG, P., & VERGES, P. (1998). Borehole imaging by ultrasonics. *Society of Petroleum Engineers*. SPE28440.
- REHIM, H., MIZUSAKI, A.M.P., CARVALHO, M.D., MONTEIRO, M., 1986. Talco e Estevensita na Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos–Possíveis implicações no ambiente deposicional. XXXIV Congr. Bras. Geol. 416–424.
- HERLINGER JR, R., ZAMBONATO, E.E., DE ROS, L.F. 2016. Depositional and diagenetic controls on the quality of lacustrine pre-salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. Submitted for publication on *Marine and Petroleum Geology*. 65 p.
- JAHNERT, R.; PAULA, O.; COLLINS, L., STROBACH E. & PEVZNER, R. 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. *Sedimentary Geology* 281, p. 59-74.
- JOHNSON, T. C. 1980. Sedimentation in large lakes. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 12, 179-204.
- KARNER, G.D., 2000. Rifts of the Campos and Santos basins, southeastern Brazil: distribution and timing. Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds.), *Pet. Syst. South Atl. Margins AAPG Mem. 73*. AAPG; Tulsa; Oklahoma; USA 301–316.
- KIDWELL, S. M., FÜRSICH, F. T., AIGNER, T., 1986. Conceptual Framework for the Analysis and Classification of Fossil Concentrations. *Palaios*, v. 1, p. 228-238.

- KIDWELL, S. M. 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In *Taphonomy, Releasing the Data Locked in the Fossil Record* (P.A. Allison & D.E.G. Briggs, eds.). New York: Plenum Press, p. 211-290.
- KINOSHITA, E. M. 2010. Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro*, v. 18, n. 2, p. 249-269, maio/nov.
- LIU, Z., ZHUANG, Z., HAN, D., & QI, X. 2005. The sedimentary characteristics and formation mechanism of shell ridges along the southwest coast of Bohai Bay. *Journal of Ocean University of China*, 4(2), 124-130.
- MARTIN, R. E. 1999. *Taphonomy, a Process Approach*. Cambridge Paleobiology Series 4. p. 508.
- MASSARI, F., D'ALESSANDRO, A., & DAVAUD, E. 2009. A coquinoïd tsunamite from the Pliocene of Salento (SE Italy). *Sedimentary Geology*, 221(1-4), 7-18.
- MCGLUE, M.M.; SOREGHAN, M.J.; MICHEL, E.; TODD A.T; COHEN; A.S., MISCHLER, J.; O'CONNELL C.S.; CASTANEDA, O.S.; HARTWELL, R.J.; LEZZAR, K.E. & NKOTAGU, H.H. 2010. Environmental controls on shell-rich facies in tropical lacustrine rifts: a view from lake Tanganyika's Litoral. *Palaios*.
- MELDAHL, K. H. 1993. Geographic gradients in the formation of shell concentrations: Pliopleistocene marine deposits, Gulf of California. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 101(1-2), 1-25. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90149-D](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(93)90149-D)
- MIALL, A. 1999. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer, 3ed.
- MILLER, C.R. e JAMES, N.P. 2012. Autogenic microbial genesis of middle Miocene palustrine ooids; Nullarbor Plain, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 2012, v. 82, 633–647.
- MIZUSAKI, A.M.P., THOMAZ-FILHO, A., CESERO, P., 1998. Ages of the magmatism and the opening of the south Atlantic Ocean. *Pesquisas em Geociências*. 25 (2), 47-57.
- MOHRIAK, W., NEMČOK, M., ENCISO, G., 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 294, 365–398. doi:10.1144/SP294.19.
- MOORE, G.T., HAYASHIDA, D.N., ROSS, C.A., JACOBSON, S.R., 1992. Palaeoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world, I. Results using a general circulation model. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 93, 113–150.
- MORTON, R. A.; GELFENBAUM, G.; JAFFE, B. E. 2007. Physical criteria for distinguishing Sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200, p. 184-207.
- MUNIZ, M.C. 2013. Tectonic-stratigraphic evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin Brazil. Tese de doutorado. Royal Holloway University of London. 343 p.
- PICARD, M.D. 1971. Classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, v.41(1), p. 179-195.
- POZO, M.; CASAS, J. 1999. Origin of kerolite and associated Mg clays in palustrine-lacustrine environments. The Esquivias deposit (Neogene Madrid Basin, Spain). *Clay Minerals*, v. 34, n. 3, p. 395–418.
- RANGEL, H.D., CARMINATTI, M., 2000. Rift lake stratigraphy of the Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil. *AAPG Stud. Geol.* 46, 225–244.

- RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.; ESTEVES, F.R.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 203-217, jan./mar. 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.
- READING, H.G. 1996. Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy, 3ed., p.704.
- REHIM, H.A.A.A.; MIZUSAKI, A.M.P.; CARVALHO, M.D; MONTEIRO, M. 1986. Talco e estevensita na Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos – Possíveis implicações no ambiente deposicional. In: Proceedings of the XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. p. 416-424.
- REOLID, M., GARCIA-GARCIA, F., TOMASOVYCH, A., & SORIA, J. M. 2012. Thick brachiopod shell concentrations from prodelta and siliciclastic ramp in a Tortonian Atlantic-Mediterranean strait (Miocene, Guadix Basin, southern Spain). *Facies*, 58(4), 549-571. <http://dx.doi.org/10.1007/s10347-012-0296-2>
- SCHLUMBERGER, 2002. FMI - Borehole geology, geomechanics and 3D reservoir modeling. http://www.slb.com/~media/Files/evaluation/brochures/wireline_open_hole/geology/fmi_br.pdf.
- SCHLUMBERGER, 2013. FMI-HD – High-definition formation microimager.. http://www.slb.com/~media/Files/evaluation/brochures/wireline_open_hole/geology/fmi-hd_br.pdf. 2013.
- SILVA, R.C.B. 2014. Coquina and related hypersaline facies evolution in Shark Bay: morphology, chronology, processes and relationships. Master thesis. Curtin University.134p.
- TALBOT, M.R. & ALLEN, P.A., 1996. Lakes, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. pp. 83–124.
- TAVARES, A. C.; BORGHI, L.; CORBETT, P.; NOBRE-LOPES, J.; CÂMARA, R. 2015. Facies and deposicional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3): 415-429.
- TERRA G.J.S et al. 2010 Classificação de rochas carbonáticas aplicáveis às bacias sedimentares brasileiras. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.18, n.1, p.9-29.
- THOMPSON, D. L.; STILWELL, J. D.; HALL, M. 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research*. p. 26-51.
- TOSCA, N.J., MASTERSON, A.L., 2014. Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25°C: implications for early and late diagenesis. *Clay Miner.* 49, 165 e194.
- TOSCA, N. J.; WRIGHT, V. P. The formation and diagenesis of Mg-clay minerals in lacustrine carbonate reservoirs. AAPG Annual Convention and Exhibition. Proceedings... Houston: 2014
- WALKER, R. G., PLINT, A. G. 1992. Wave and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. Chap. 12. In: *Facies Models. Response to sea level change*. 219-238p.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, Chicago, v.30, n.5, p.377-392.

- WINTER, W. R., JAHNERT, R. J., FRANÇA, A., B. maio/novembro 2007. Bacia de Campos.
In: MILANI, E. J. (Editor coordenador) Boletim de Geociências da Petrobras – v. 15, n.
2 – maio/novembro 2007, Rio de Janeiro, p. 511-529.
- ZUFFA, G.G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.50, p. 21-29.

ARTIGO CIÊNTÍFICO



Submission Confirmation
Marine and Petroleum Geology
12/27/2017 04:36 PM

Para:
joaoolivito, joaaroncolatto
Enviado por:
eesserver@eesmail.elsevier.com
Ocultar detalhes
De: "Marine and Petroleum Geology" <eesserver@eesmail.elsevier.com>
Para: joaoolivito@gmail.com.br, joaaroncolatto@petrobras.com.br
Enviado por: eesserver@eesmail.elsevier.com
Responda a "Marine and Petroleum Geology" <jmpg@elsevier.com>

Article Type: Full Length Article.

Dear Olivito,

We have received your article "DEPOSITIONAL MODEL OF EARLY CRETACEOUS LACUSTRINE CARBONATE RESERVOIRS OF COQUEIROS FORMATION - NORTHERN OF CAMPOS BASIN, SOUTHEASTERN BRAZIL" for consideration for publication in Marine and Petroleum Geology.

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

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <https://ees.elsevier.com/jmpg/>
2. Enter these login details:
Your username is: joaoolivito@gmail.com.br
Your password is: *****
3. Click [Author Login]
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Marine and Petroleum Geology

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here:

http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample_editorial_process.pdf

For further assistance, please visit our customer support site at <http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

DEPOSITIONAL MODEL OF EARLY CRETACEOUS LACUSTRINE CARBONATE RESERVOIRS OF COQUEIROS FORMATION - NORTHERN OF CAMPOS BASIN, SOUTHEASTERN BRAZIL

João Paulo Roncolato Olivito*

Fernando Jardim de Souza

Petrobras, Av. Nossa Senhora da Penha, 1688, Barro vermelho, Vitória, ES, Brazil

*Email address: joaaroncolato@petrobras.com.br

Abstract

Recent discoveries of giant hydrocarbon accumulations in coquinas and other lacustrine carbonate rocks of Rift and Post-Rift (pre-salt) supersequences of Campos and Santos Basins have stimulated a series of studies focused on understanding the genesis of these unique reservoirs. An integrated petrologic-sedimentologic-stratigraphic-seismic study of Coqueiros Formation allowed characterizing the depositional model and evolution of reworked bioclastic rocks and other associated rocks deposited on the external high in the north of Campos Basin during the transition between late rift and sag stages.

Seven carbonatic facies were identified from an analysis combining information from sidewall cores and sedimentary structures from image logs. Bioclastic rudstones and grainstones with moderate to high reworking of the shells represent 65% of the samples described. Several pieces of evidence point to a predominantly shallow lacustrine depositional environment, dominated by storm currents: (i) presence of high-angle longshore-cross-bedding rudstones ($>14^\circ$); (ii) limited occurrence of muddy sediments interbedded with thick packages of amalgamated bioclastic rudstones; (iii) great lateral continuity of deposits of rudstones devoid of matrix on the structural high, consistent with processes of storms acting on large areas of shallow lakes; (iv) deposits of massive rudstones, with disorganized shells, similar to the modern coastal bioclastic deposits of California and Shark Bay.

Three sets of facies association are proposed: (i) high-energy facies, represented by bioclastic rudstones and grainstones devoid of matrix, deposited between the shoreface and berm regions, above the FWB; (ii) low energy, formed by hybrid facies with muddy or peloidal matrix and other facies of predominantly fine grain-size, deposited below the FWB or in protected shallow environments (backshore); (iii) an alkaline set, formed mainly by magnesian clay ooids, controlled by the more alkaline composition of lake water. The evolution of the facies associations over time demonstrate the general falling of relative lake level culminating in the pre-Neo-Alagoas unconformity (DPA). Paleocurrents suggest the activity of more than one wind direction over the external high, the stronger coming from the northwest and a milder one coming from the southeast, resulting in clean matrix bioclastic facies with good reservoir potential on both flanks of the structural high. The knowledge of wind directions present

during Eobarremian and Neoaptian in the north of Campos Basin is extremely important to predict the location of the best depositional facies of Coqueiros Formation to aim other targets for hydrocarbon exploration.

Key words: Coqueiros Formation; lacustrine carbonates; coquinas; bioclastic rocks; depositional model; pre-salt; immediate post-rift.

1. Introduction

Oil reservoirs consisting of bioclastic rudstones and grainstones, informally referred to as "coquinas", have been exploited since the 1980s in Campos Basin, southeastern Brazil, in Pampo, Badejo, Trilha and Linguado oilfields, however, recent discoveries of giant hydrocarbon accumulations in coquinas and other lacustrine carbonate rocks of the Rift and Post-Rift (pre-salt) supersequences of Campos and Santos Basins, motivated a series of researches focused on understanding the genesis of this unique reservoir. The importance of pre-salt carbonate reservoirs can be measured by its current production, about 1.500 Mboe/d from 69 wells, corresponding to 47% of Brazilian total production (ANP-BDEP, 2017).

With a growing number of projects and exploratory opportunities targeting pre-salt bioclastic reservoirs, it has become essential to understand the depositional model of these rocks at an oil field scale in order to reduce risks associated with the implementation of such projects.

Bioclastic deposits, from Triassic to Quaternary period have been described and associated with different sedimentary environments and processes, such as (i) shallow marine deposits generated by storms (Aigner, 1985; Fürsich and Oschmann, 1993; Meldahl, 1993; Boyajin & Thayer, 1995; Graham et al., 1997; Jahnert, et al., 2012; Silva, 2014; Zhijie et al., 2005); (ii) coastal marine deposits generated by tsunamis (Massari et al., 2009); (iii) dominantly shallow lacustrine deposits (Bertani & Carozzi, 1985;; Carvalho et al., 2000; Kinoshita, 2010; Muniz, 2013; Bizotto, 2014; Gracioso, 2014; Tavares et al., 2015); and (iv) deep lake deposits generated by debris flow (Harris, 2000; Altenhofen, 2013; Goldberg et al., 2017).

Coqueiros Formation, object of this study, besides being an important hydrocarbon bearing reservoir, is also distinguished by the huge thickness of coquinas (300-400 m), found only in some basins of the Brazilian and West African continental margin.

The main objective of this work is to characterize sedimentary facies and facies associations of Coqueiros Formation of the External High of the northern part of Campos Basin, in order to propose an evolutionary depositional model for the bioclastic rocks based on an integrated petrologic-sedimentologic-stratigraphic-seismic study.

2. Geological context

Campos Basin is one of about a dozen discrete basins of South Atlantic passive margin, formed as result of a rifting process that led to the Gondwana Continent breakup during Late Jurassic/Early Cretaceous (Guardado, et al., 2000). It is located on the southeast coast of Brazil, between the north of the Rio de Janeiro State and the south of the Espírito Santo State. The basin is bounded by the Cabo Frio volcanic high to the south and by the Vitória High to the north.

Three stratigraphic megasequences are present in Campos Basin: Nonmarine Rift, Transitional Post-rift, and Marine Drift (Dias, et al., 1990; Winter, et al., 2007). The nonmarine rift megasequence comprises the basal to the intermediate interval of the Lagoa Feia Group and is composed of lacustrine Barremian and early Aptian sedimentary rocks overlying Neocomian basalts of the Cabiúnas Formation (Fig. 1). The strata were deposited in a variety of paleoenvironments that included: (i) basal alluvial fans, fan deltas near fault borders (Fm. Itabapoana) and mainly stevensite peloidal sandstones formed by chemical precipitation in a magnesium-rich siliceous alkaline lake phase (Fm. Atafona) strongly influenced by rift tectonics (Guardado et al., 2000; Rangel and Carminatti, 2000) and (ii) lacustrine shales and carbonate banks mainly composed by bivalves, previously called “coquinas” (Coqueiros Formation). The coquinas were deposited mainly in the upper portion of Coqueiros Formation, after the rift climax, exhibiting a more widespread continuity than the basal unit (Rangel and Carminatti, 2000).

Northeast and northwest-trending horsts and grabens mapped at the Neocomian basalt reflector (Guardado et al., 2000) were the main structural elements that controlled the rift megasequence deposition (Fig 2A). Thick accumulations of non-marine carbonates were deposited on shallow paleo-topographic highs, while high-total-organic-carbon-content source rocks were developed in adjacent depocentres (Guardado et al., 1989).

The Transitional Post-Rift sequence, initiated in the early Aptian, was characterized by broad regional subsidence associated with the cooling of the lithosphere. At that time, uplifted fault blocks were eroded in response to regional regression, forming a break-up unconformity (Karner, 2000) known as “pré-Neo-Alagoas” (DPA). This sequence comprises the upper Lagoa Feia Group, comprised of clastic sediments nearshore and microbial carbonates basinward (Macabu Formation) superimposed by evaporites of Retiro Formation (Dias, et al., 1987). Recent interpretation suggests that most deposits from the Macabu Formation are chemical precipitates, controlled by the geochemistry of alkaline lacustrine waters (Herlinger JR, et al., 2016; Tosca and Wright, 2014).

Halite and Anhydrite of Retiro Formation were deposited during the late Aptian by repeated cycles of desiccation followed by marine incursion (Mohriak et al., 2008). Salt is an effective seal for hydrocarbons sequestered in bioclastic deposits of Coqueiros Formation and calcite crusts of Macabu Formation, the main Pre-Salt reservoirs, and separates non-marine strata from overlying open Marine Drift megasequence (Mohriak et al., 2008).

STAGE	LOCAL STAGE	OSTRACOD BIOZONES	STRATIGRAPHY				MEGA SEQUENCES	LOCAL TECTONIC STAGES	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	
			GROUP	FORMATIONS	SEQUENCES	SEISMIC STRATIGR. UNITS				
113Ma APTIAN	ALAGOAS	NRT011	LAGOA FEIA	RETIRO		K50	TRANSITIONAL POS-RIFT	POS-RIFT	RESTRICTED LAGOON	
				ITABA-POANA	GARGAU	MACABU				K48
pre-Neo-Alagoas Unconformity (DPA)										
125Ma BARREMIAN	JIQUEIÁ	NRT010		ITABAPOANA	COQUEIROS		K38	NONMARINE RIFT	TRANSITION	LACUSTRINE
		1100								
		1020								
		1010								
		009.3								
		009.2								
		009.1								
		008								
BURACICA	007									
	006									
ARATU	005.5									
	007	K36	CLIMAX RIFT	LACUSTRINE						
006										
130Ma										

Fig. 1 – Stratigraphic chart of the Nonmarine Rift megasequence and Transitional Pos-rift in the Campos Basin, with particular emphasis on coquina-dominated strata (blue) from Coqueiros Formation. In “Local tectonic stage” column, it is proposed that the upper portion of Coqueiros Formation belongs to transition stage between the climax rift and post-rift stage. Modified from (Thompson et al., 2015). Ostracod biozones source: Silva-Telles Jr., 1992.

The fact that the coquinas occur at the top of the rift stage, according to Rangel and Carminatti (2000) and Winter et al. (2007), indicates a basin filling pattern distinct from the rift climax stage. In the study area it is observed that the intermediate to superior seismic-stratigraphic units of Coqueiros Formation exhibit great lateral continuity, exceeding the limits of the hemi-grabens, resembling the pattern of reflectors of the post-rift stage, thus configuring a transition stage between late and post-rift stages (Fig. 1, Fig. 21).

3. Methodology

This study was based on 30.9 m of one core, 58 plugs and 501 sidewall cores collected from fourteen wells, on 3D seismic survey and on well logs (Fig. 2B). The applied methodology included: semiquantitative petrographic description of 507 samples; macroscopic description of 52 samples; scanning electron microscopy (SEM) of 2 samples; interpretation of sedimentary structures from acoustic and resistive image logs; stratigraphic correlation between wells; seismic interpretation of the top of

Coqueiros Formation, of the internal seismic-stratigraphic unit of Coqueiros Formation (COQ A) and of the top of basement; and construction of isopach maps to understand the paleo-relief infilling.

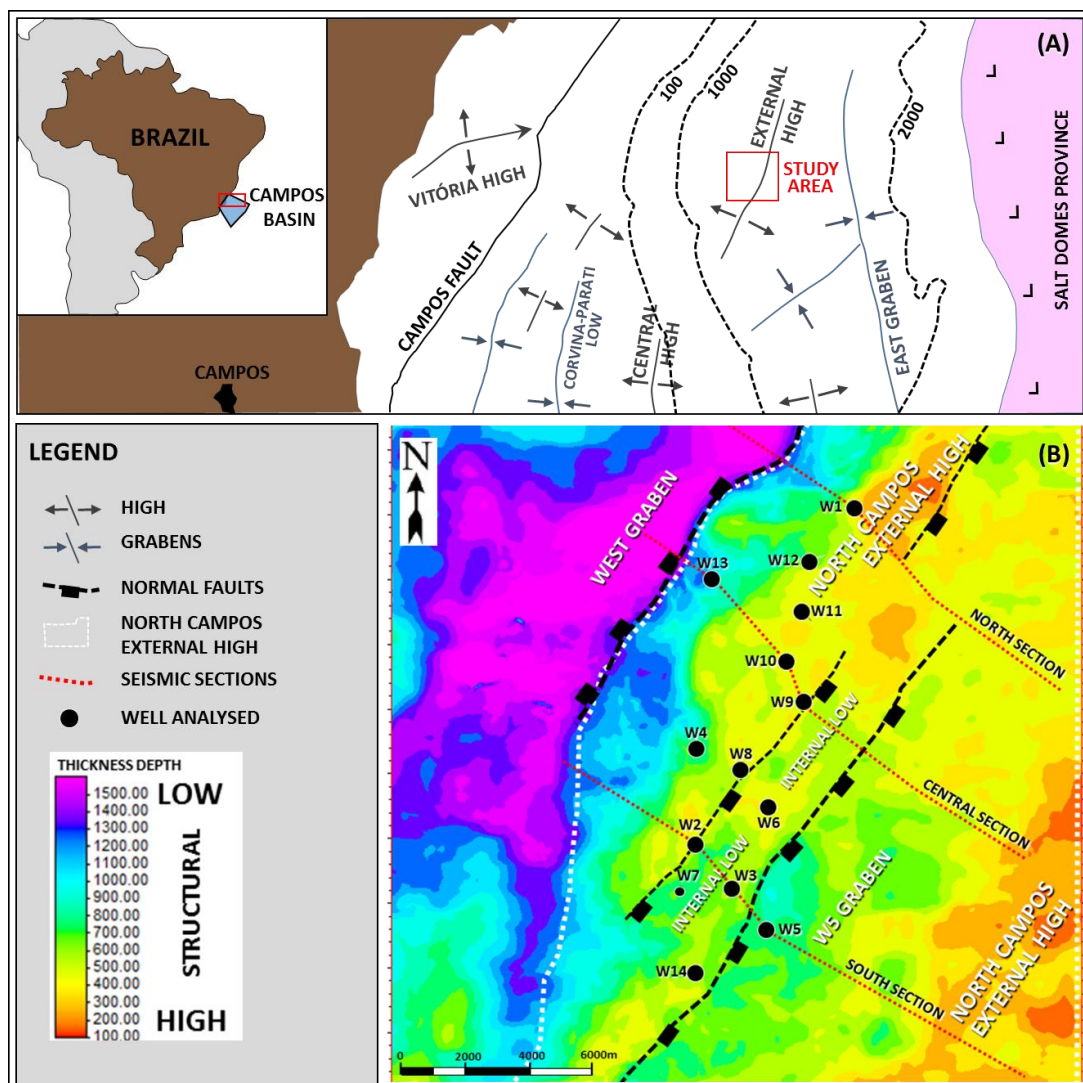


Fig. 2 – Overview map of Campos Basin showing the main structural features of north portion basin (adapted from Rangel and Martins, 1998) and the schematic location of study area (A). Detail of the study area with the analyzed wells and seismic sections location. Isopach map from Coqueiros Formation top to basement (B).

In addition to using conventional descriptive features, such as grain size, grain composition, sorting, fossil content and sedimentary structures, the sedimentologic analysis have also included qualitative taphonomic descriptive features based on Kidwell (1991) and Muniz (2013) studies, such as shell orientation, abrasion, fragmentation and articulation. Three classes were defined for each parameter: code I to reflect environment of higher energy and greater level of reworking (> 70% of fragmented bioclasts, well-rounded shells, <1% of articulated shells), code II to symbolize an intermediate condition, and code III related to lower energy environment and small level of reworking of the bioclasts (<35% of fragmented bioclasts, slightly rounded shells, > 20% of articulated shells).

Carbonatic rocks were classified according to Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971). To describe the rocks a system of codes was created taking into account the rock type and its identified characteristics, as following: for carbonate rocks, capital letter was used to refer to rock type (G =

grainstone; R = rudstone; F = Floatstone) and lowercase letter to represent the structure (m = massive; x = cross-bedding; lx = low-angle cross-bedding). It was also created a code to describe the intensity of reworking of shells (sr – slightly reworked; mr - moderately reworked; vr - very reworked) and another one to be used on compositional elements devoid of shells (pe – peloids; os – ostracods); for magnesian rocks, capital letters refer to the grain-size (AR – arenite) and lowercase letters to the composition (pe – peloids; oo – ooids); for hybrid rocks, letter “H” was added followed by the carbonatic facies codes (HW – hybrid wackestone; HF – hybrid floatstone; HR – hybrid rudstone).

Base on resistive and acoustic well logs, sedimentary structures have been interpreted in order to better characterize the depositional processes of the facies which were described petrographically using information from side cores (every 5 meters on average). Data were rotated 2 to 20 degrees (average 5 degrees) to correct tectonic tilt, based on mudstone horizontal bedding-plane data. Sedimentary structures were classified according to their dip and thickness: lamination or planar bedding (<5°), low-angle surfaces (5-14°), cross-stratification (>14°) and massive (Fig. 3)

The methodology for facies characterization combined descriptions of side core samples from Coqueiros Formation (average thickness around 200 m), and respective sedimentary structures identified on image logs. This alternative method aims to minimize the problem of low core sampling (30 m) and low representativity of the samples (sampled only in a well and investigating only the top of the sequence). A log of continuous facies associations was generated based on integration of images log interpretation, gamma ray log and depositional facies from core and side cores.

In order to understand its stratigraphic evolution, the Coqueiros Formation was subdivided into five seismic-stratigraphic units, based on log correlation (gamma ray), biozones and seismic reflectors. The five units, from the base to the top, are (Fig. 1): COQ A, COQ B, COQ C, COQ D and COQ E.

4. Results

4.1. Main components of the Coqueiros Formation's rocks

Bioclasts of bivalves are the main components of the rocks of Coqueiros Formation, however other components are quite frequent in some stratigraphic intervals and can be important in defining facies. Here they are mentioned in descending order of abundance: ooids and peloids possibly of magnesian clay, bioclasts of gastropods, intraclasts of very fine peloidal sandstone, ostracod bioclasts; and rare siliciclastic muddy sediments. Bioclasts of bivalves occur in different grainsizes, from coarse sand to pebble grain-size. The grain-size variation reflects, in part, species of different sizes, being 3 to 15 mm the most common range. The finer grain-size is generated by the fragmentation of shells during the reworking processes until the final deposition of these particles, with a significant portion of the smaller and finer ones, because they are more fragile.

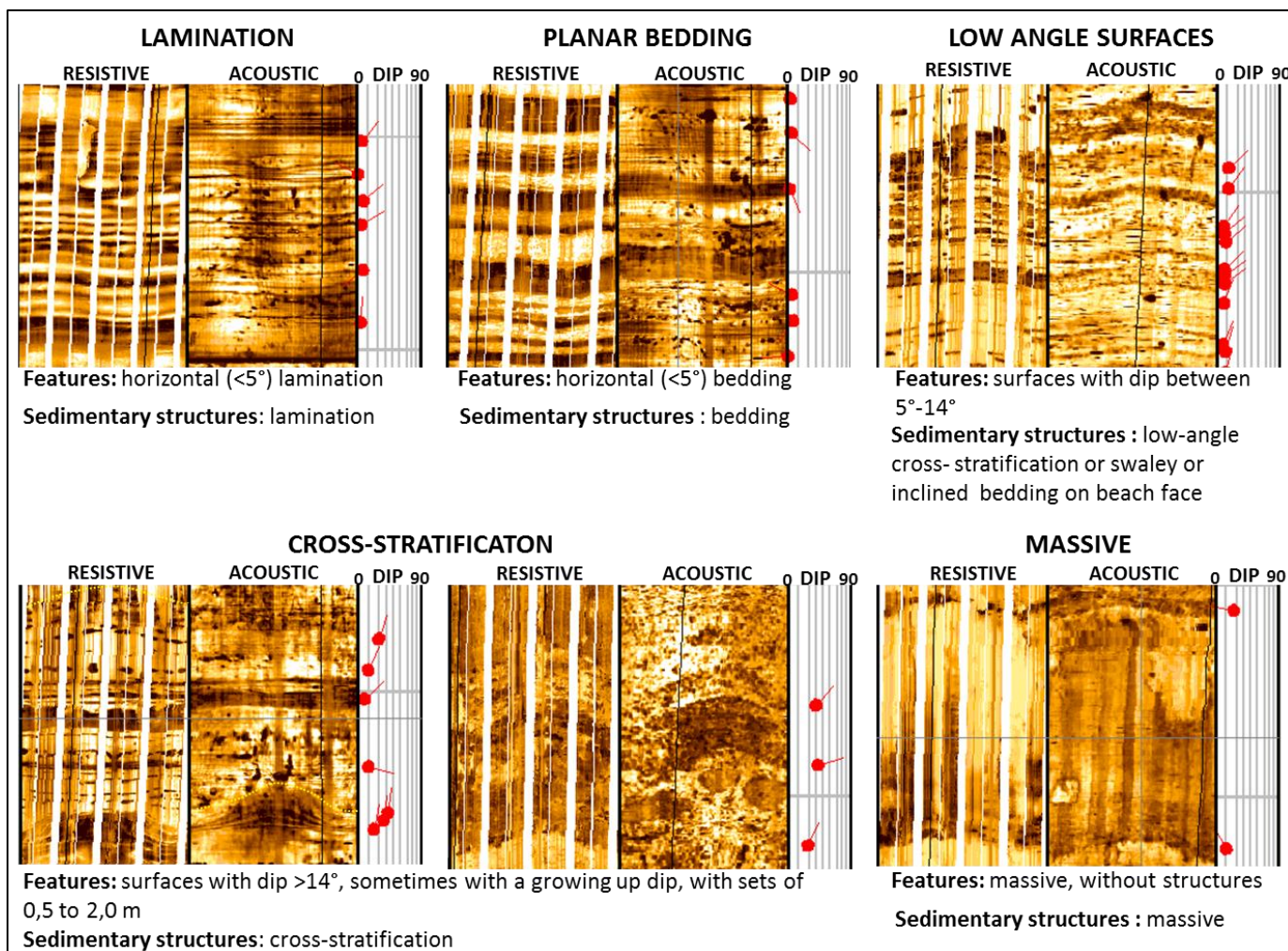


Fig. 3 – Main characteristics of sedimentary structures recognized and interpreted on resistive and acoustic image logs.

Gastropod bioclasts commonly occur fragmented in coarse sand and granule grain-size forming rudstones and grainstones together with the bivalves. They occur at several stratigraphic levels, differently from what is observed in Pampo, Badejo, Linguado and Trilha oil fields, where their occurrence is restricted to the top of the Coqueiros Formation (Bizotto, 2014). They are preferably distributed in the north-central region of the study area (wells W13, W12, W11, W10 and W9, Fig.1) and the south end (W7 and W14 wells).

The ostracods bioclasts are of fine sand (<math><0.5\text{mm}</math>) size and are found both in articulated and disarticulated form. They are accessories in siliciclastic mudstones and in rudstones and grainstones of bivalves, and main components in some grainstones (Fig. 6H) and hybrid “wackestones” associated with magnesium clay peloids (Fig. 9H).

Ooids with sizes ranging from coarse to very coarse sand are replaced by dolomite, calcite or microcrystalline quartz. It is possible in some cases to recognize the inner concentric coatings (Fig. 8A-C). They occur in a very specific stratigraphic unit (shown in topic 4.2). Although no magnesium-containing ooids have been found, it is inferred that this was their original composition, since they are common in Coqueiros Formation in oil fields located to the south of the same basin (Altenhofen, 2013;

Goldberg et al., 2017). Other indirect evidence is: (i) deformation and flattening of ooids compatible with more plastic composition, and (ii) possible source of Si and Mg, major elements of magnesium clays, to replace the ooids by microcrystalline quartz and dolomite.

Peloids replaced by dolomite, silica and / or microcrystalline calcite are circular in shape, fine to very fine sand in size (Fig. 4). They occur as main components forming sandstones or together to bioclasts generating hybrid "rudstones" (Fig. 4B). A rarely observed radial structure suggests that the peloids were originally ooids (Fig. 4A). Their original composition was inferred as being of magnesian clay, based on reports of peloids exhibiting this composition in same stratigraphic interval of other oil fields located at the south of Campos basin (Dias et al., 1988; Rehim et al., 1986).

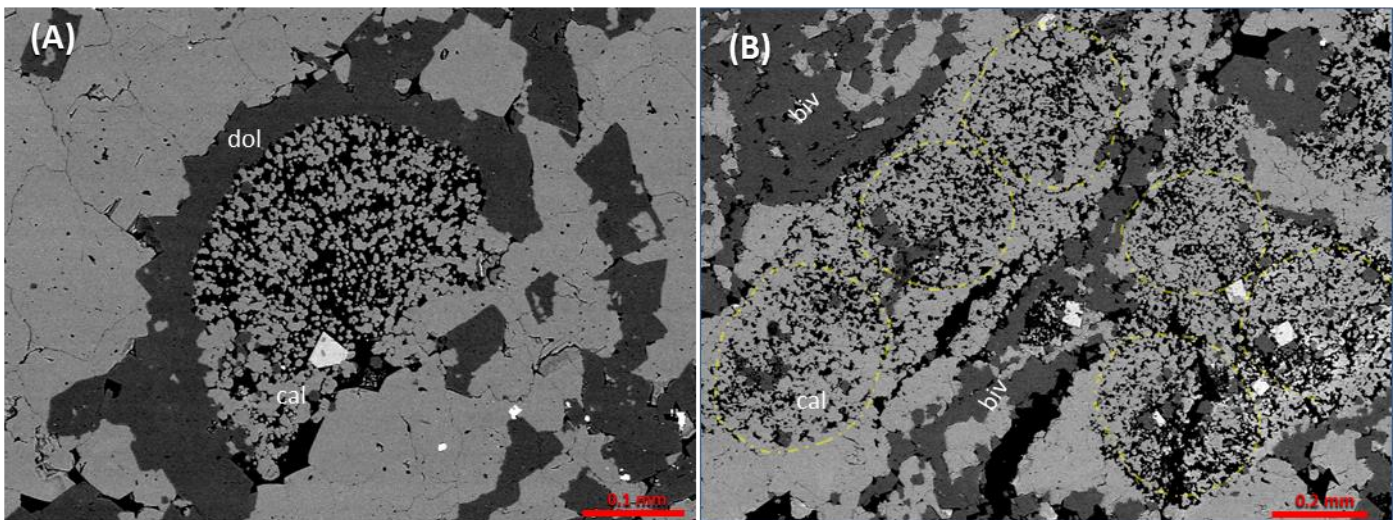


Fig. 4 – Backscattered electrons microscopy (BSE) of peloids. (A) Peloid with a preserved radial structure replaced by microcrystalline calcite. (B) Distribution of microporous peloids highlighted between bivalve bioclasts.

Intraclasts of peloidal sandstones from coarse sand to granule are accessory components (2-10%), common in bioclastic grainstones and rudstones. They are usually replaced by microcrystalline calcite, dolomitized and / or dissolved. Locally they are deformed by compaction, forming a pseudomatrix.

Siliciclastic sediments are composed of quartz, feldspar and micas displaying silt and clay grain-size (Fig. 7). They occur very locally either as siliciclastic mudstones or as a matrix of hybrid "rudstones" and "floatstones".

4.2. Facies analysis

The facies described in this topic are essentially microfacies based on sidewall core samples, with only part of them occurring in the core. The sedimentary structures most common to these microfacies, identified and interpreted from image logs (Fig. 3), complement their description.

The microfacies were organized into four groups according to their composition: (i) carbonate rocks, with more than 2/3 of carbonate grains, (ii) siliciclastic rocks, with more than 2/3 of siliciclastic grains, (iii) magnesian rocks, formed by more than 2/3 of magnesian clay-minerals; and (iv) hybrid rocks composed of 1/3 to 2/3 of carbonate grains and the remainder by magnesian clay-minerals grains or siliciclastic mudstones (Fig. 5).

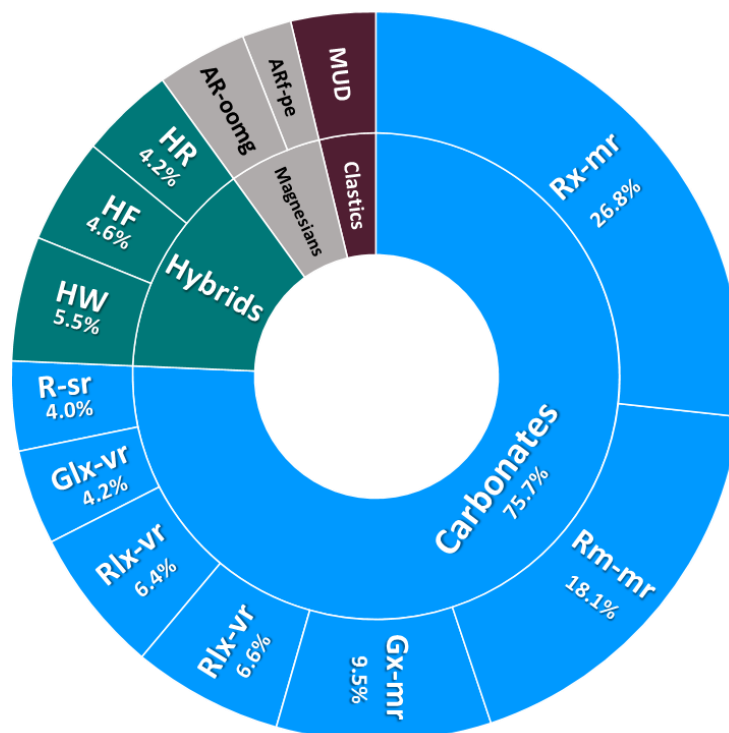


Fig. 5 – Percentage of occurrence of main rock groups and their respective microfacies.

(i) Carbonate facies

Carbonate facies correspond to more than 75% of the studied samples and are characterized essentially by bivalve rudstones and grainstones, and subordinately gastropods and ostracods. Seven facies were identified within this group (Table 1), being cross-stratified (Rx-mr) and massive (Rm-mr) rudstones, both moderately reworked the most abundant (Fig. 5).

Rx-mr: Rudstones with cross-bedding and moderated reworked shells. This is the most common facies among those studied (27%). Its main characteristics are the presence of cross-bedding, with dips commonly between 15° and 25°, and the organization of bivalve bioclasts concordant to stratification (Fig. 6A e B, Fig. 10). In taphonomic terms, the shells present moderate to high level of fragmentation and abrasion. They are bimodal or polymodal, containing from 20 to 40% more fragmented shells (coarse to very coarse sand), that forms a kind of granular "matrix" for the larger shells with median of 4 to 6mm. Maturity degree ranges from moderately to well sorted.

Rm-mr: Massive rudstones with moderated reworked shells. Second most abundant facies (18%), exhibits, as a typical signature, the chaotic arrangement of the bioclasts and the absence of sedimentary structures. It presents moderately sorting and reworking, with shells of large bivalves (4 to 15mm) little fragmented, mixed with more fragmented and more rounded shells, which form a kind of "matrix" of coarse sand to granule grains-size (Fig. 6C). They form decimetric up to 6m thick packages, with diffuse internal limits and subdivisions, and partly unrecognizable due to the intense cementation and recrystallization of the bioclasts (Fig. 14).

Rlx-vr: Rudstones with low-angle cross-bedding and very reworked shells. This facies differs from the others because it is well sorted, with well-rounded and fragmented bivalves, arranged in a predominantly organized fabric (Fig. 6D). In the image logs this facies can be associated with low angle surfaces (5 to 14°, Fig. 3), interpreted as low angle cross-bedding. It is not very frequent and corresponds to 6.6% of the total samples. Facies similar to this, with low-angle cross-bedding (sets 30-70 cm thick), was described by Carvalho et al. (2000) in bioclastic rudstones of Coqueiros Formation in oil fields located at the south of the study area, also in Campos basin.

R-sr: Rudstones with slightly reworked shells. The main characteristic of this facies is that bivalve bioclasts are slightly to moderately reworked (Fig. 6E), some may even be articulated. It may contain peloids and intraclasts from very fine to fine peloidal sandstone as accessories or secondary components (<30%). It has low representativity (4.0% of the total samples) and, perhaps because of this, a typical sedimentary structure was not identified.

Gx-mr: Grainstones with cross-bedding and moderated reworked shells. Representing almost 10% of the described samples, this facies shows as main characteristics: moderately to well sorted, moderate to high fragmentation of bivalves in the coarse to very coarse sand grain-size, and mix shells well-rounded and sub-angular (Fig. 6F). The main structures observed in the image logs are low angle surfaces (5 to 14 °), interpreted as low angle cross-bedding. Cross-bedding are subordinate.

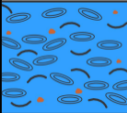



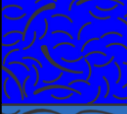


Glx-vr: Grainstones with low-angle cross-bedding and very reworked shells. This facies is not very common, corresponding to only 4.2% of the samples described. It consists essentially of fragments of bivalves with coarse to very coarse sand grain-size, being well to moderately sorted and well rounded, with no oriented to slightly oriented shells (Fig. 6G). Low angle cross-bedding is its main structure identified in the image logs. Bioclasts commonly have a microcrystalline calcitic border.

G-ospe: Grainstones composed of ostracods with peloids. Representing 6.4% of the rocks described, this microfacies differs from the other carbonates because it is finer (medium to coarse sand grain-size) and exhibits ostracods bioclasts as the main components (Fig. 6H). Ostracods are submillimetric and are both articulated and disarticulated. Peloids and little reworked bivalves are common accessories. This facies does not show a typical sedimentary structure. Cross-stratification of low and high angle or even massive bodies can be present.

(ii) Siliciclastic facies

Facies represented only by silty mudstones composed of quartz, feldspar and micas (Fig. 7) and corresponding to less than 4% of the total samples. They may be rich in organic matter and contain small amounts of ostracods and fish fragments. Bioturbation occurs with some frequency. It is common part of the clays being replaced by microcrystalline calcite. Image logs display a distinguished lamination or bedding. Siliciclastic mudstones occur almost exclusively in the seismic-stratigraphic unit COQ C (about 30 m thick).

Table 1 – Description and interpretation of carbonate facies.

Symbol	Facies Code	Description	Shells Characteristics					Interpretation
			Orientation	Sorting	Abrasion	Fragm.	Articul.	
	G-ospe	Grainstones composed of ostracods with peloids. Some times with cross-bedding, low-angle cross bedding or massive.	no-oriented to slightly oriented	I/II	II/III	II/III	I/II	Tractive flows during evaporitic phases and more alkaline water lake conditions (Bertani & Carozzi, 1985)
	Gx-mr	Grainstones with cross-bedding and moderated reworked shells	no-oriented to oriented	II	II	I/II	I	2D- or 3D-dune migration by longshore and gradient currents (Aigner, 1986, Clifton, 2006)
	Glx-vr	Grainstones with low-angle cross-bedding and very reworked shells	no-oriented to slightly oriented	I/II	I	I	I	Planar-bedded deposits originated by upper flow regime on swash zone
	R-sr	Rudstones with slightly reworked shells	slightly oriented to oriented	II	II/III	II/III	I/II	Combined flow (tractive + wave) generated by short events (Aigner, 1986, Fürsich e Oschmann, 1993)
	Rm-mr	Massive rudstones with moderated reworked shells	no-oriented	II	II/I	II/I	I	Rapid deposition of hyperconcentrated storm flows on swash zone (Jahnert, 2012; Silva, 2014)
	Rx-mr	Rudstones with cross-bedding and moderated reworked shells	slightly oriented to oriented	II/I	I/II	I/II	I	2D- or 3D-dune migration by longshore and gradient currents (Aigner, 1986, Clifton, 2006)
	Rlx-vr	Rudstones with low-angle cross-bedding and very reworked shells	oriented	I/II	I	I	I	Planar-bedded deposits originated by upper flow regime on swash zone

Legend: Sorting: I – well sorted; II – moderately sorted; III – poorly sorted. Abrasion: I – shells dominantly well-rounded; II – mix shells well-rounded and sub-angular; III – shells dominantly sub-angular. Fragmentation: I - >70% of fragmented shells; II – 35 to 70% of fragmented shells; III - <35% of fragmented shells. Articulation: I - <1% of articulate shells; II – 1 to 20% of articulated shells; III - >20% of articulated shells.

(iii) Magnesian facies

The magnesian facies are formed by ooids and/or peloids. Their original composition was probably magnesian clay-minerals, generally called “stevensitic”, that was completely replaced by calcite and microcrystalline calcite, dolomite and/or silica.

AR-oo: “Stevensitic” ooidal arenites. It consists essentially of circular to ellipsoidal ooids with grain-size varying from coarse to very coarse sand. The ooids are usually replaced by microcrystalline dolomite or quartz or even totally dissolved, and it is possible to observe the concentric coatings only in cases in which the diagenesis was not so intense (Fig. 8A to C). Ooids’ nucleus are rarely identifiable, and may be bivalves, ostracods or clastic particles in the silt fraction. They can be identified on image logs forming centimetric to decimetric layers with sub-horizontal, also low-angle cross-bedding, and more subordinately, cross-bedding. In terms of occurrence, the ooidal arenites appear almost exclusively at the top of the Coqueiros Formation (unit COQ E), biozone NRT 010, and only in the wells located in relative topographic paleo-lows, where such unit was preserved from the Pre-Neo-Alagoas unconformity (Fig. 1).

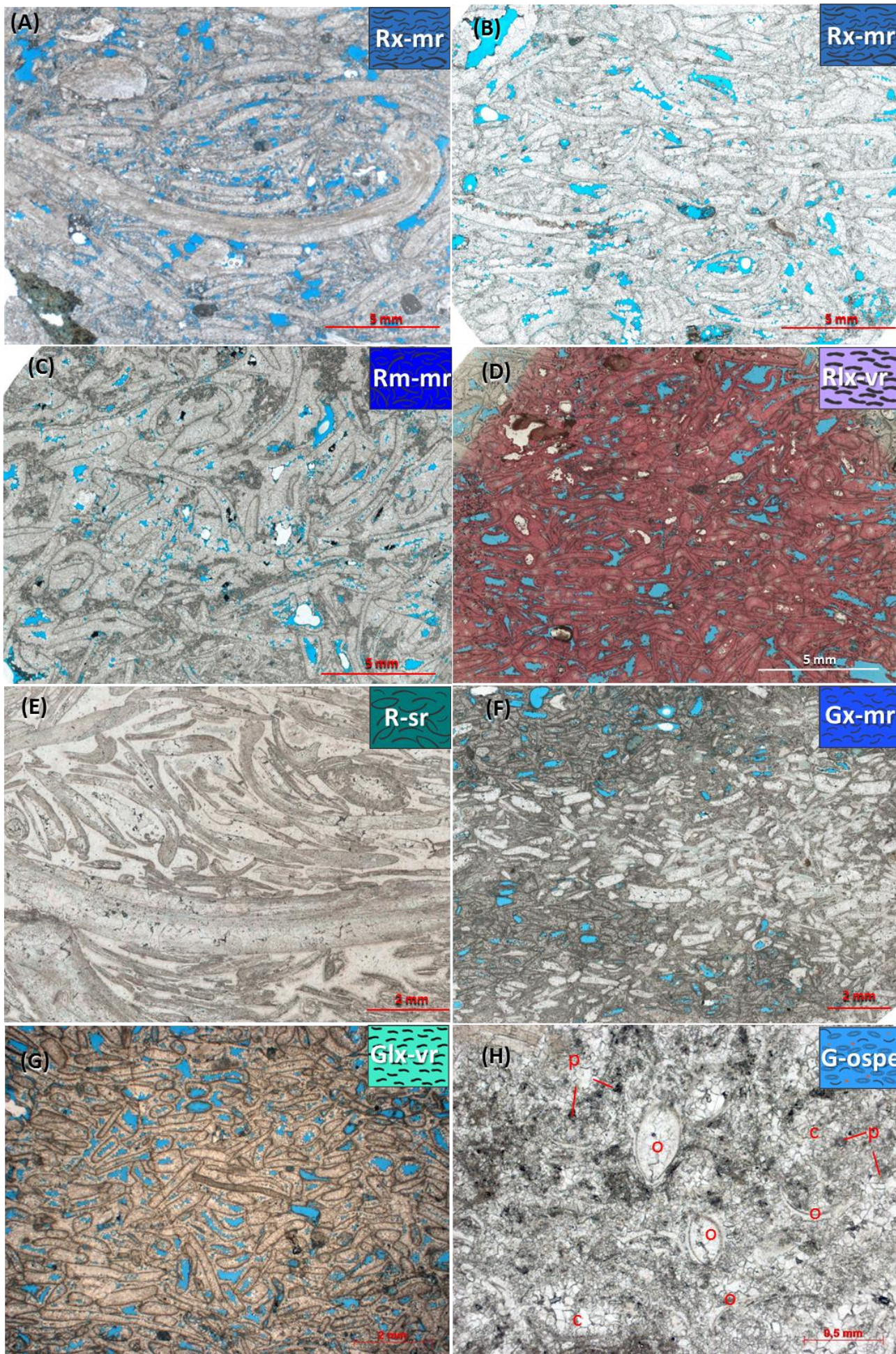


Fig. 6 - Representative photomicrographs of carbonate facies. (A) and (B) Rudstones with cross-bedding and moderated reworked shells (Rx-mr); (C) Massive rudstones with moderated reworked shells (Rm-mr); (D) Rudstones with low-angle cross-bedding and very reworked shells (stained pink) (Rlx-vr); (E) Rudstones with slightly reworked shells (R-sr); (F) Grainstones with cross-bedding and moderated reworked shells (Gx-mr); (G) Grainstones with low-angle cross-bedding and very reworked shells (Glx-vr); (H) Grainstones composed of ostracods with peloids (G-ospe). Legend: ostracods (o), peloids (p), cement (c).

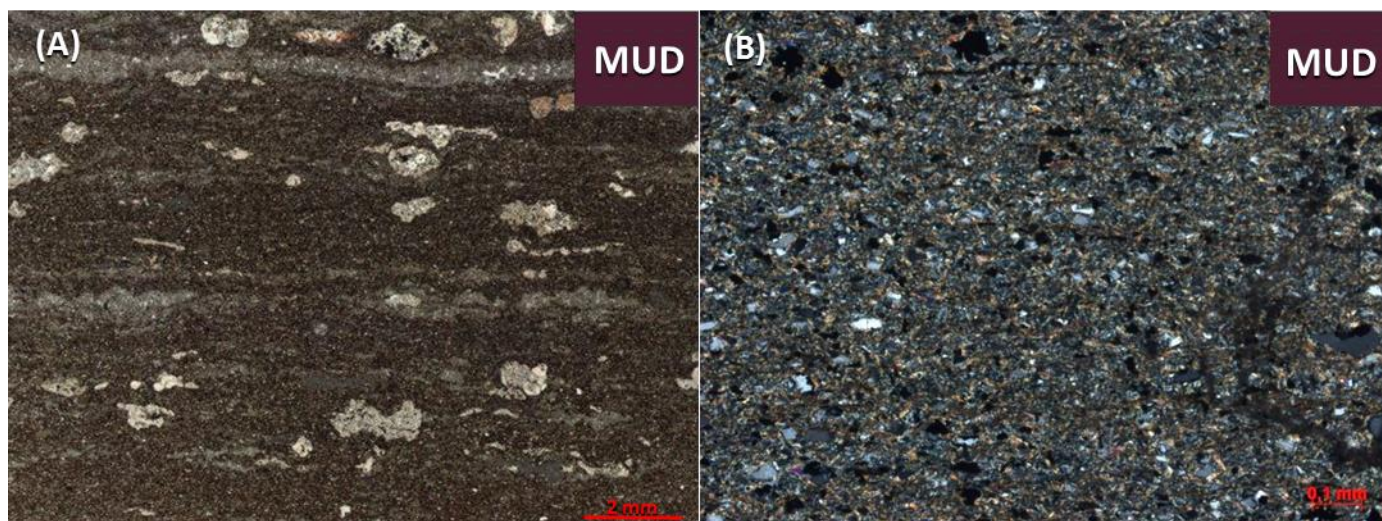





Fig. 7 – Representative photomicrographs of siliciclastic facies. (A) Horizontally laminated mudstone constituted by sub-angular quartz and mica in the silt grain-size, also organic clay and partially silicified carbonate nodules; (B) Mudstone constituted by sub-angular quartz and mica in the silt grain-size, clay and subordinate pyrite (crossed polarizers).

Table 2 – Description and interpretation of siliciclastic e magnesian facies

Symbol	Facies Code	Description	Interpretation
	MUD	Mudstones, horizontally laminated, locally with organic matter	Suspension settling from hipopical flows of distal deltas (>50km)
	AR-pe	Very fine to fine "stevensitic" peloidal/ooidal arenites thinly bedded	Planar-bedded deposits originated via tractive flow
	AR-oo	Corse to very corse "stevensitic" ooidal arenites, locally with low-angle cross-stratification and cross-stratification	Tractive flow redepositing "stevensit" ooids formed by chemical precipitation of colloidal gel rich in SiO ₂ and Mg, high pH (>9), high SiO ₂ and Mg activities in alkaline lakes (Tosca e Wright, 2014; Miller e James, 2012)

(i) Hybrid facies

Hybrid facies exhibit, as their main characteristic, the presence of more than 1/3 of siliciclastic muddy matrix or "stevensitic" peloids, among more than 1/3 of carbonate bioclasts. They correspond to almost 15% of the samples studied and were grouped into three facies described below.

HW: Hybrid "Wackestone". It is characterized by the presence of ostracods and bivalve bioclasts in the sand grain-size, supported by a siliciclastic muddy matrix or a very fine to fine peloidal matrix, which is usually dolomitized and / or replaced by microcrystalline calcite (Fig. 9A e B). These facies are not very common (5.5% of the studied samples), occurring preferably along with the mudstones of the seismic-stratigraphic unit COQ C, marking intervals with higher gamma ray values.

HF: Hybrid "Floatstone". Representing 4.6% of the studied samples, this facies presents bivalve bioclasts granular and pebble grain-sized, disarticulated, slightly fragmented, sub-angular to well-

rounded and slightly organized, supported by a matrix composed of very fine peloids or siliciclastic mud (Fig. 9C e D). It occurs in distinct energy contexts, mainly associated with more reworked rudstones (Rx-mr, Rxb-ar), but also with the other hybrid matrix facies (WH, RH). Their sedimentary structures include low and high angle cross-bedding, and apparently massive packages.

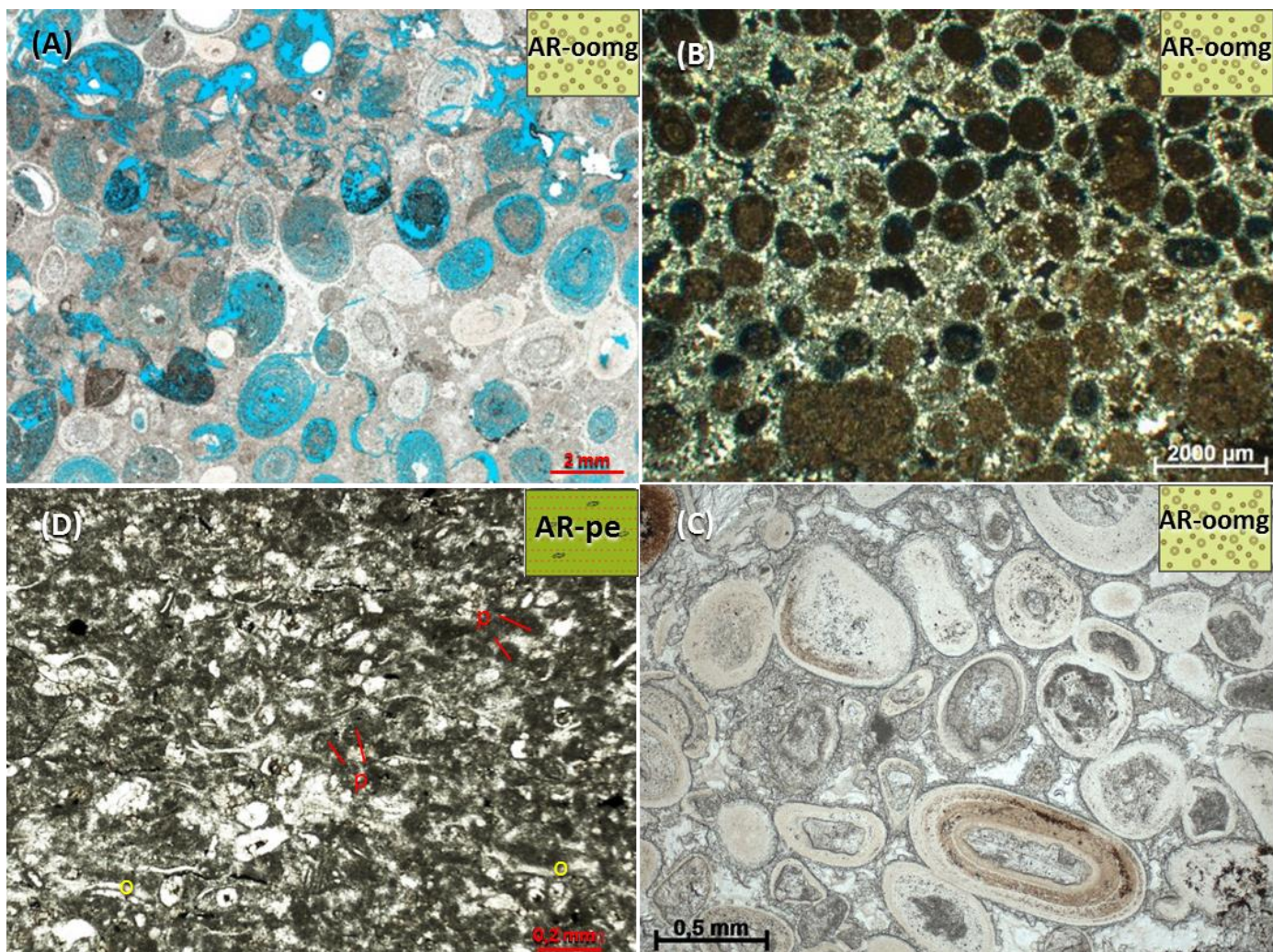


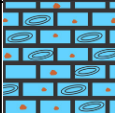

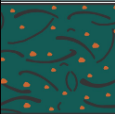
Fig. 8 – Representative photomicrographs of magnesian facies. (A) Very coarse ooidal arenite partially replaced and cemented by silica and dissolved. Concentric coatings can be observed. (B) Arenite composed of dolomitized ooids and covered by quartz rim. Note some coalesced ooids. (C) Arenite composed of silica-replaced ooids with remnants concentric coatings. (D) Arenite consisting mainly of very fine peloids (p) with a calcitic rim, and subordinates ostracods (o).

AR-pe: “Stevensitc” peloidal / ooidal arenites. It is dominantly composed of peloids, probably of clay minerals originally, fine to very fine sand, which are replaced by calcite, dolomite or silica (Fig. 8D). Bioclasts of bivalves in the medium sand grain-size or ostracods are common subordinate components. From image logs, it is possible to recognize centimetric sub-horizontal beddings. In terms of occurrence, it is a poorly sampled facies (2.2%) and it is mainly found in the seismic-stratigraphic unit COQ C.

HR: Hybrid Rudstone. This facies, although presenting more than 1/3 of a non-carbonatic matrix, is supported by bivalve bioclasts. Their most common taphonomic features are: low fragmentation and moderate abrasion and disarticulation of the shells, which tend to occur in an organized manner (Fig. 9F). A higher percentage of preserved articulated shells (> 20%) marks a rarer variety of this less

reworked facies (Fig. 9E), which as a whole is uncommon (4.2% of the samples studied). Intervals showing high-angle cross-bedding or massive structures are seen in image logs.. These hybrid "rudstones" occur predominantly in depositional lows, as in the case of the hangingwall block of W5 half graben (well W5), and also in the lower unit of the Coqueiros Formation (unit COQ B).

Table 3 – Description and interpretation of hybrid facies

Symbol	Facies Code	Description	Shells Characteristics					Interpretation
			Orientat.	Sorting	Abrasion	Fragm.	Articul.	
	HW	Hybrid Wackestone composed mainly of ostracods, with "stevensitic" peloids or siliciclastic muddy matrix	commonly oriented	II	II/III	II/III	I/II	Tractive flow associated with distal tempestites (Fürsich & Oschmann (1993) or parautoctone deposits in "lagoons" regions (backshore)
	HF	Hybrid Floatstone composed of bivalves, with "stevensitic" peloids or siliciclastic muddy matrix. Cross-stratification or massive structures.	non-oriented or oriented	III	II/III	III/II	I	Tractive flows associated with washover deposits in "lagoons" regions (backshore) or distal tempestites, or gravitational flows near border-fault half-graben (Goldberg et al., 2017)
	HR	Hybrid Rudstones composed of bivalves commonly unbroken, with "stevensitic" peloids or siliciclastic muddy matrix. Cross-stratification or massive structure.	commonly oriented	II/III	II	II/III	II	Washover deposits in "lagoons" regions (backshore), or distal tempestites and gravitational flows near border-fault half-graben (Goldberg et al., 2017)

Legend: same of Table 4.

4.3 Facies association

The microfacies can be organized into three large groups of facies associations: (i) a high-energy group, represented by moderately to well reworked, matrix-depleted bioclastic rudstones and grainstones; (ii) a low energy group, formed by matrix hybrid facies and other facies finer than medium sand grain-size, as ostracod-rich grainstones, peloidal arenites and siliciclastic mudstones; (iii) a third group with its genesis controlled by the chemical composition of the lake water, rather than by the capacity of transport of the sedimentary processes.

Within each of these large groups, it is possible to observe significant variations of their characteristics, such as: (i) reworking degree and bioclasts organization, (ii) types of sedimentary structures, and (iii) paleocurrent direction. This diversity of microfacies is partly due to different sedimentary processes that operate in a complex lake system with great energy variation, which justifies a detailed analysis of these groups of facies associations.

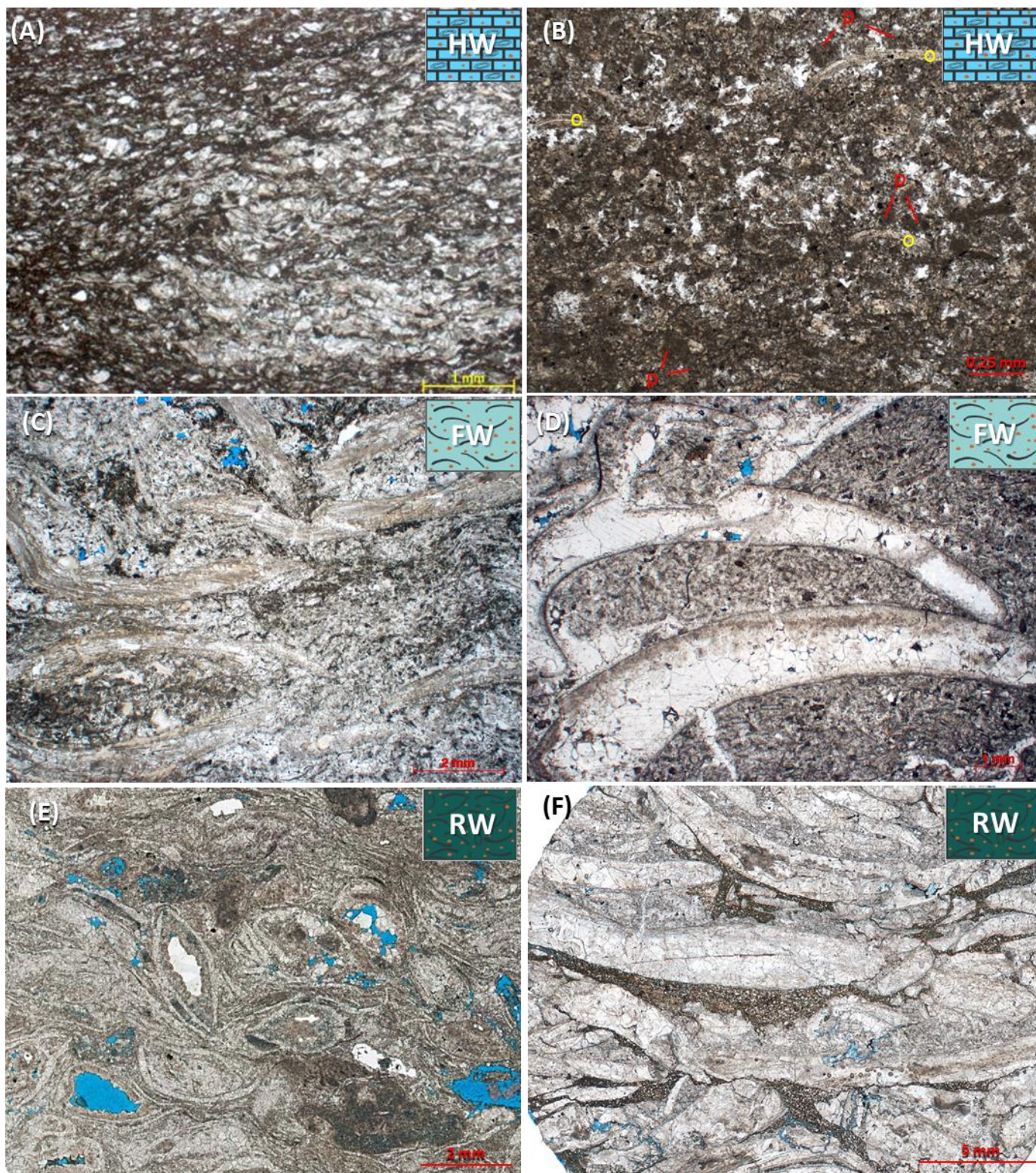


Fig. 9 – Representative photomicrographs of hybrid facies. (A) Skeletal hybrid “wackestone” with dolomitized argillaceous / organic matrix; (B) Peloidal (p) hybrid “wackestone” with ostracods (o); (C) Skeletal hybrid “floatstone”, with well-rounded and slightly fragmented bivalve bioclasts, surrounded by very fine peloidal matrix with fragmented bivalves and subordinate ostracods; (D) Hybrid “floatstone”, with 20% bivalve pebble grain-size (5-7mm), supported by a ostracod-rich and peloidal (ghosts) matrix; (E) Hybrid “rudstone” formed by pebble grain-size bioclasts of bivalve, well-rounded, with an apparently irregular siliciclastic muddy matrix, due to replacement by calcite; (F) Hybrid “rudstone” with little reworked, non-fragmented and even articulated shells and very fine peloidal matrix.

As the processes of higher energy are being interpreted in this work as a result of storms, given the similarity with recent deposits, both lacustrine (Mcglue et al., 2010) and marine (Aigner, 1985; Jahnert et al., 2012; Morton et al., 2007; Silva, 2014), six facies associations are proposed according to the action of currents and waves of fair and storm weather in different lake bathymetries (Fig. 12), adapting marine system terminology (Reading and Collinson, 1996). Three of these facies associations are of higher energy, positioned above the fairweather wave base (i - *Shoreface*; ii - *Berm* e iii – *Foreshore*) and three others are of low-energy, positioned below the fairweather wave base (iv - *Offshore Transition* e v – *Offshore*) or in a sheltered shallow environment (vi – *Backshore*). A seventh facies association (vii - *Alkaline Shallow Lake*) differs from the others due to its lack of bioclasts and it is not directly related to the energy level of action of waves and currents, but to the composition of lake water, as will be discussed below.

Some associations of facies interpreted in this work present more consistent evidence, such as Shoreface, in which paleocurrent cross-bedding were recognized, mainly parallel to the structural high, while others were interpreted based on examples of processes and deposits described in the literature

4.3.1 High energy facies associations

Shoreface facies association (SF)

It is the most common facies association, representing 35% of the rocks described. It consists essentially of rudstones and grainstones with cross-bedding and moderate reworking (Rx-mr, 87%, Gx-mr, 13%). High-angle ($>14^\circ$) cross-bedding is diagnostic of this association (Fig. 10) and its paleocurrents help in understanding the dynamics of currents acting on the lake.

The angular relationships between the direction of the paleocurrents and the direction of the structural paleo-high suggest the activity of different currents, taking as analogue a modern coastal clastic system on the southern of Oregon, U.S.A (Clifton, 2006), namely: (i) longshore currents (parallel to the paleo-high), responsible for migration of subaquatic dunes (Fig. 11); (ii) rip or gradient currents (basinward dip), forming dunes with offshore-directed cross-bedding, lobes and proximal tempestites (Aigner, 1985; Fürsich and Oschmann, 1993); (iii) wind drift currents (in the upstream direction), promoting the migration of subaquatic dunes, together with wave action (combined flows).

Wave-generated structures, such as swaley cross-stratification or symmetric ripple marks, although expected in this association (Aigner, 1985; Walker and Plint, 1992), are rarely identified ($<1\%$ of structures interpreted). This fact can be explained by: (i) the difficulty of observing such structures in the image logs and core, since they tend to be taking for low-angle cross-bedding, especially for waves with a length much larger than the diameter of the well or core; or (ii) simply because it is an environment dominated by currents, where the wave action is subordinate. In any case, the presence of these structures, even if rare, corroborate a deposition in shallow lacustrine conditions.

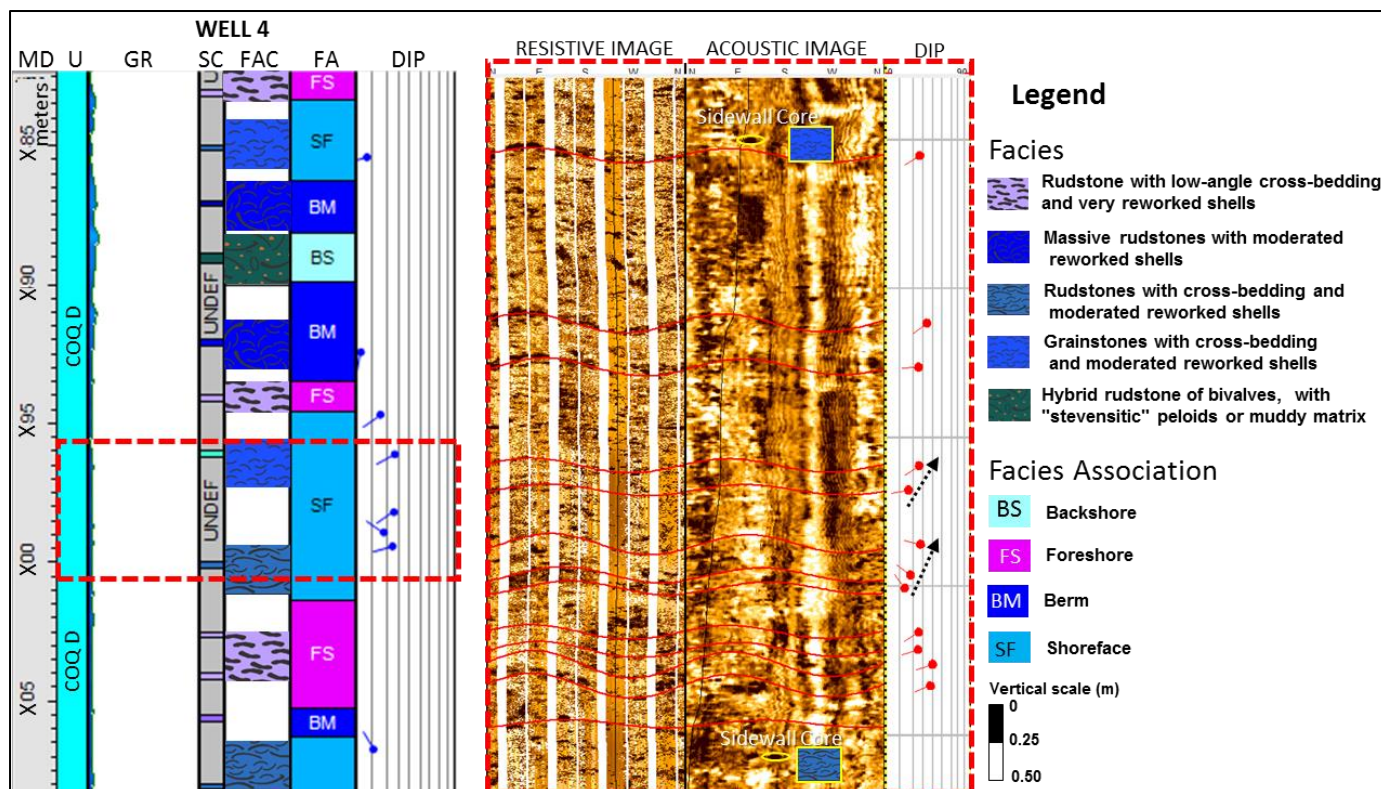


Fig. 10 – Representative Shoreface facies association interval in well 4. The zoom on 5 m interval emphasize sedimentary structures with more than 14°, and up-growing dip, interpreted as cross stratification (black arrow).

Berm facies association (BM)

Representing 23% of the described deposits, this facies association is formed dominantly by massive bioclastic rudstones (Rm-mr, 83%) with moderately reworked shells, massive bioclastic grainstone with moderately reworked shells (13%) and eventually well-rounded shells (4%). The chaotic arrangement of the bioclasts, the massive character and absence of sediments finer than medium grain-size indicate that the deposits were formed by hyper-concentrated flow, predominantly turbulent, with some sorting capacity, able of mixing more and less reworked shells and depositing them quickly, leaving them in a place preserved from day-to-day reworking. Deposits generated by storms and tsunamis may appear massive and without sedimentary structure due to extremely rapid deposition, which occur as the current decelerates between the flow's advance to and return from the continent (Morton et al., 2007).

Facies with these characteristics have already been interpreted as shallow deposits, generated by storms and accumulated just above the beach, forming beach ridges and berms (Aigner, 1985; Silva, 2014; Graham, et al., 1997; Jahnert et al., 2012; Meldahl, 1993), or as deeper lake deposits generated from high-density turbidity flows, both along flexural margin ramps and in half-graben depocenters (Goldberg et al., 2017; Harris, 2000). In this work this association of facies has been interpreted as shallow berm deposits, for the following reasons: (i) greater proportion of this facies association in paleo-high (Fig. 13 e Fig. 23); (ii) intercalation with shoreface associations with part of the paleocurrents parallel to the structural high, indicating migration of dunes by longshore currents, also in shallow environments;

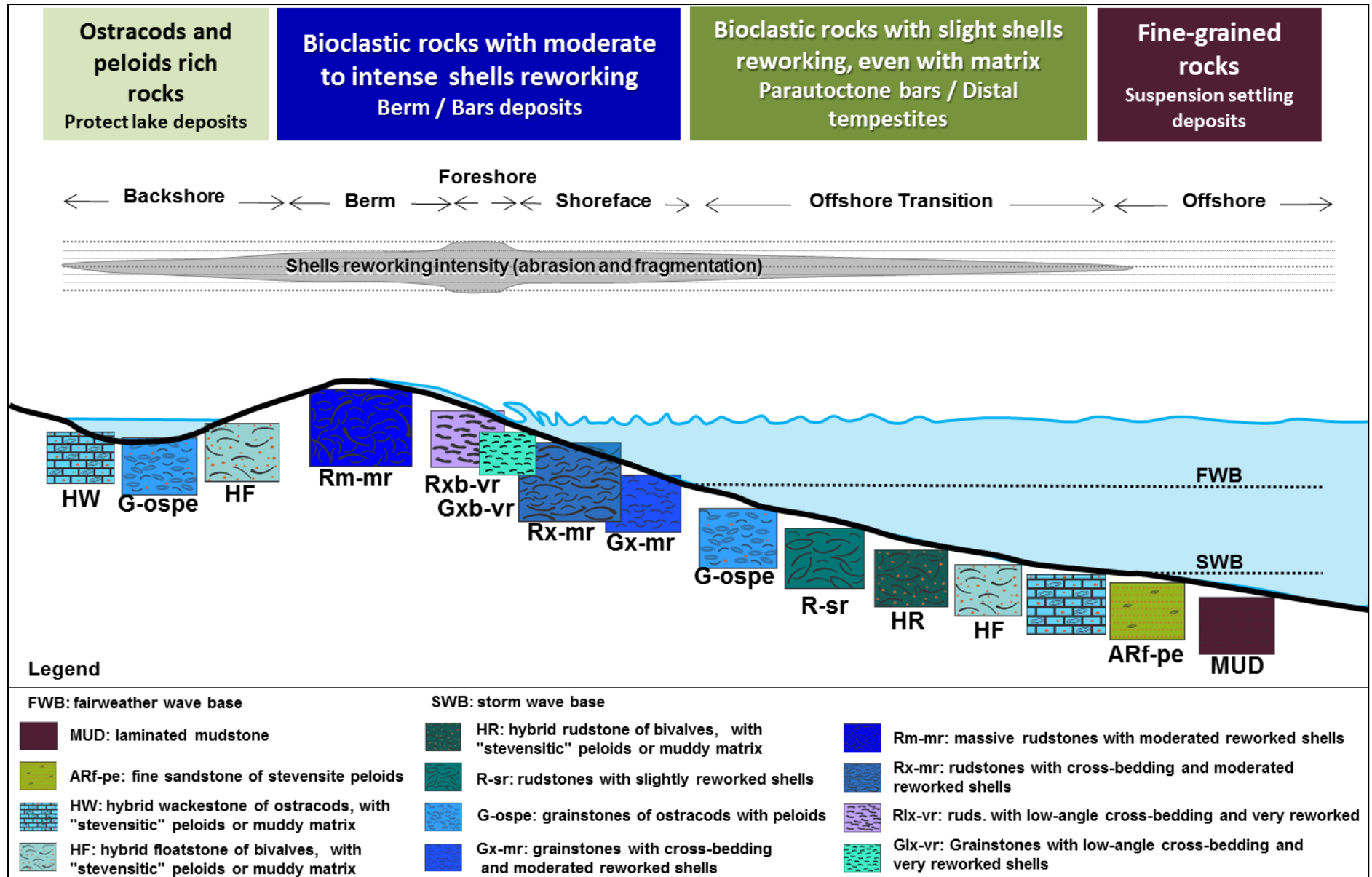


Fig. 12 – Facies model scheme showing facies and facies association distribution along an onshore-offshore transect in a lake ramp margin.

No meniscus or pendant cement were found that could corroborate the deposition in the backshore region. Vadose cement may not have been preserved due to the high frequency oscillations of the level of the lake and, mainly, due to the high subsidence, which causes the rocks to be rapidly placed in the phreatic zone and spent much more time in this favorable condition for the development and preservation of isopachous rims, as observed

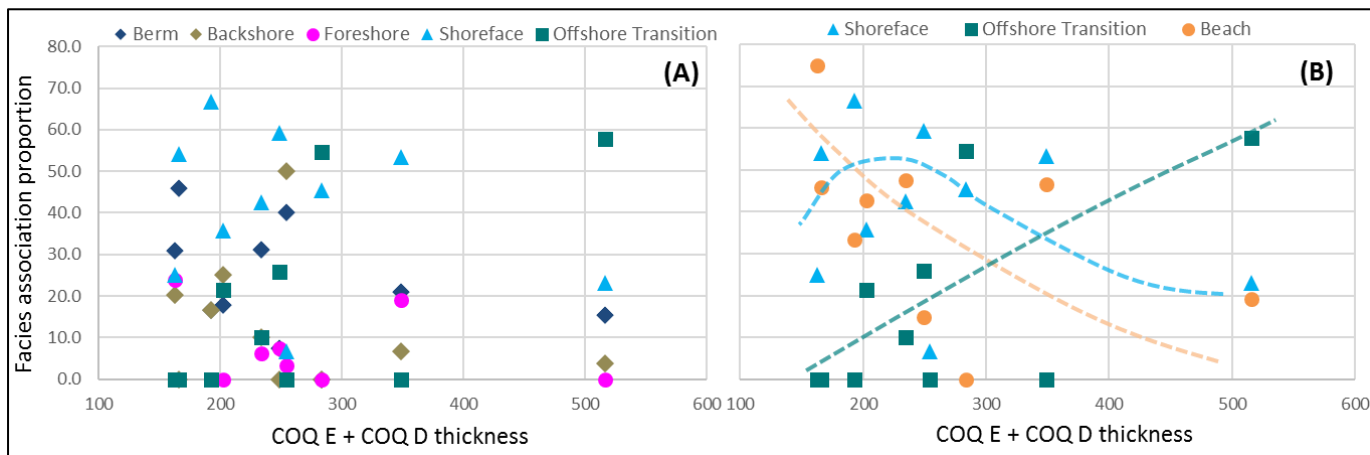


Fig. 13 – Relationship between facies association proportion for unit COQ D per wells (based on described samples) and COQ E + COQ D seismic thickness. (A) Backshore to Offshore Transitions facies association discretized; (B) Backshore, Berm and Foreshore are grouped on Beach Associations to clean the graphic. Beach association increase the proportion in the direction to thinner thickness, opposed to Offshore Transition association, that increase the proportion in the direction to thicker thickness. Shoreface association has larger proportions in intermediate thickness, between 190 and 250 meters.

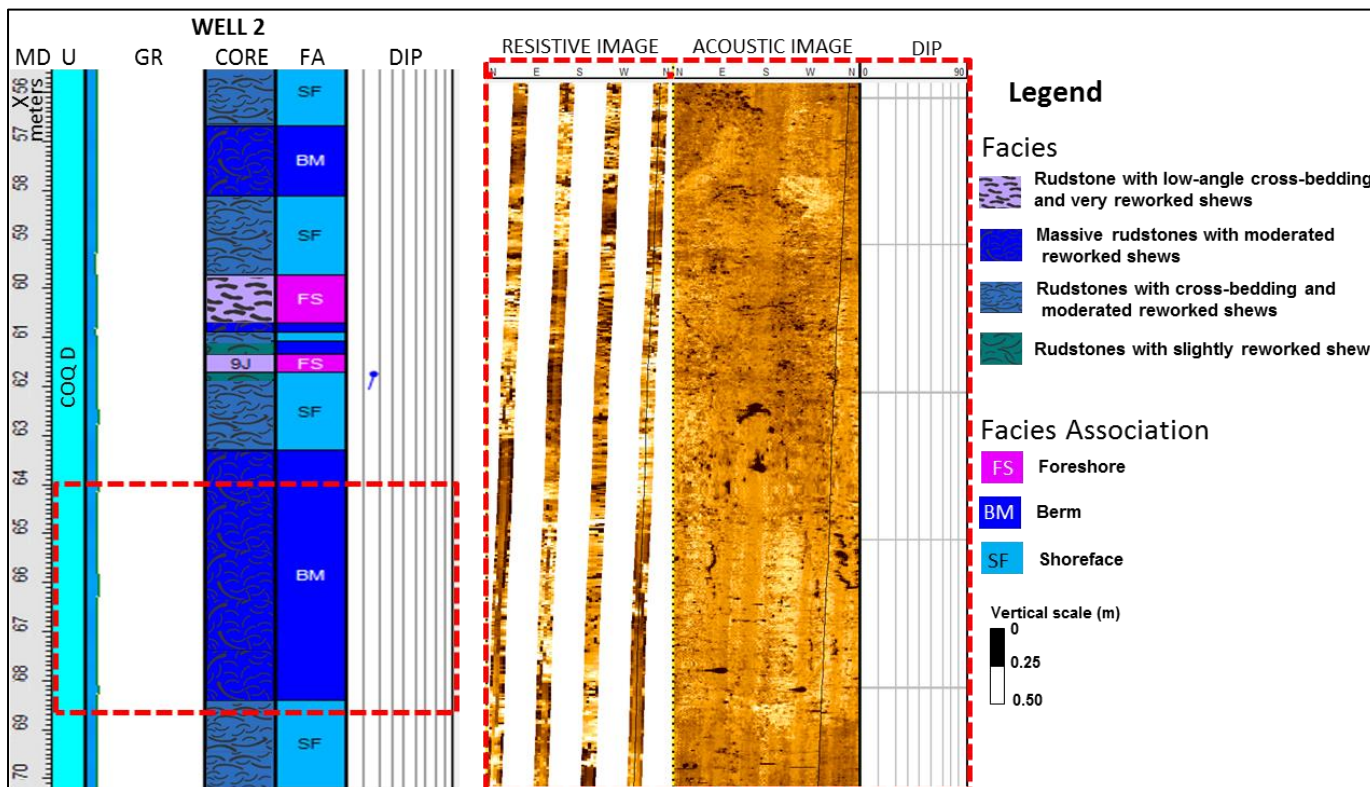


Fig. 14 – Representative Berm facies association interval in Well 2 core. The zoom on 4.5 m intervals emphasizes the typical massive pattern of resistive and acoustic images for this facies association, as observed in the core.

Foreshore facies association (FS)

Rudstones (Rxb-ar, 71%) and grainstones (Gxb-air, 29%) with low-angle cross-bedding, well-reworked and oriented shells, good to moderate sorting, corresponding to 9% of the described samples, were grouped in the foreshore facies association, and are interpreted as products of upper flow regime in the swash zone.

The criteria used to interpret the foreshore facies association are not exclusive, so that it is not always possible to distinguish it from berm and shoreface associations, since the low-angle sedimentary structures recognized in image logs are not necessarily low angle cross-bedding. In these cases, it was necessary to use taphonomic criteria for differentiation between facies associations. Both in the Foreshore and Shoreface the bioclasts tend to be oriented by tractive flows, but in the first, the bioclasts are more rounded, as verified by Mcglue et al. (2010) on Lake Tanganyika. In berm association the bioclasts tend to be more chaotic (Jahnert et al., 2012) and with moderate fragmentation and abrasion since they are not subject to day-to-day reworking.

In Well 1, where there is a dense sidewall core sampling (every 1 m), it is noted that foreshore association usually does not exceed 1 m in thickness, and is often interbedded with berm, backshore and shoreface facies associations (Fig. 15).

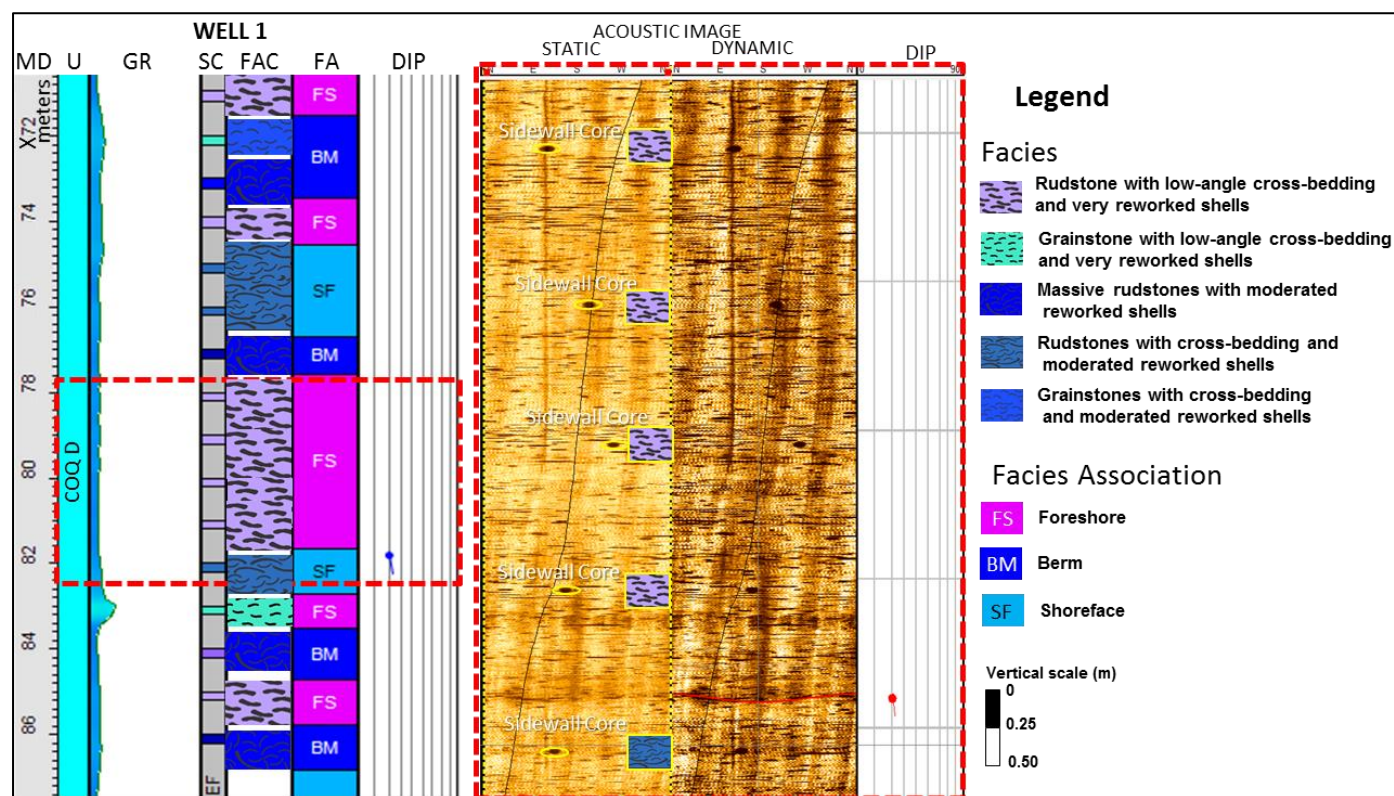


Fig. 15 – Representative Foreshore association facies interval in Well 1. The acoustic image log on the 4.5 m zoom shows the position of sidecore samples, most of Rlx-vr facies. Sedimentary structures are not clear due to the low quality of this image, but some low angle to horizontal surfaces appear subtly.

4.3.2 Low energy facies association

Offshore Transition facies association (OT)

In this association (representing 13% of the deposits described), the facies deposited between fairweather wave base and storm wave base were grouped, such as the hybrid rocks with a finer-grained matrix (RH, 16%, FH, 3%, WH, 24%), slightly reworked bioclastic rudstones (R-sr, 25%) and finer-grained rocks (G-ospe, 21%, AR-pe, 5%). There are evidences that these facies were deposited in a low energy environment, below the fairweather wave base: (i) presence of fine constituents, from siliciclastic mud to medium sand; (ii) little reworking of the bioclasts (Fürsich and Pandey, 1999; Mcglue et al., 2010); (iii) higher proportion of these facies association towards the structural paleo-lows (greater isopach, Fig. 13), as verified in the W5 well, located in the depocenter of hemi-graben (Fig. 23).

The processes involved in its formation are rip or gradient currents forming distal tempestites (Fürsich and Oschmann, 1993), and gravitational flows close to the faults in the hangingwall blocks (Goldberg et al., 2017).

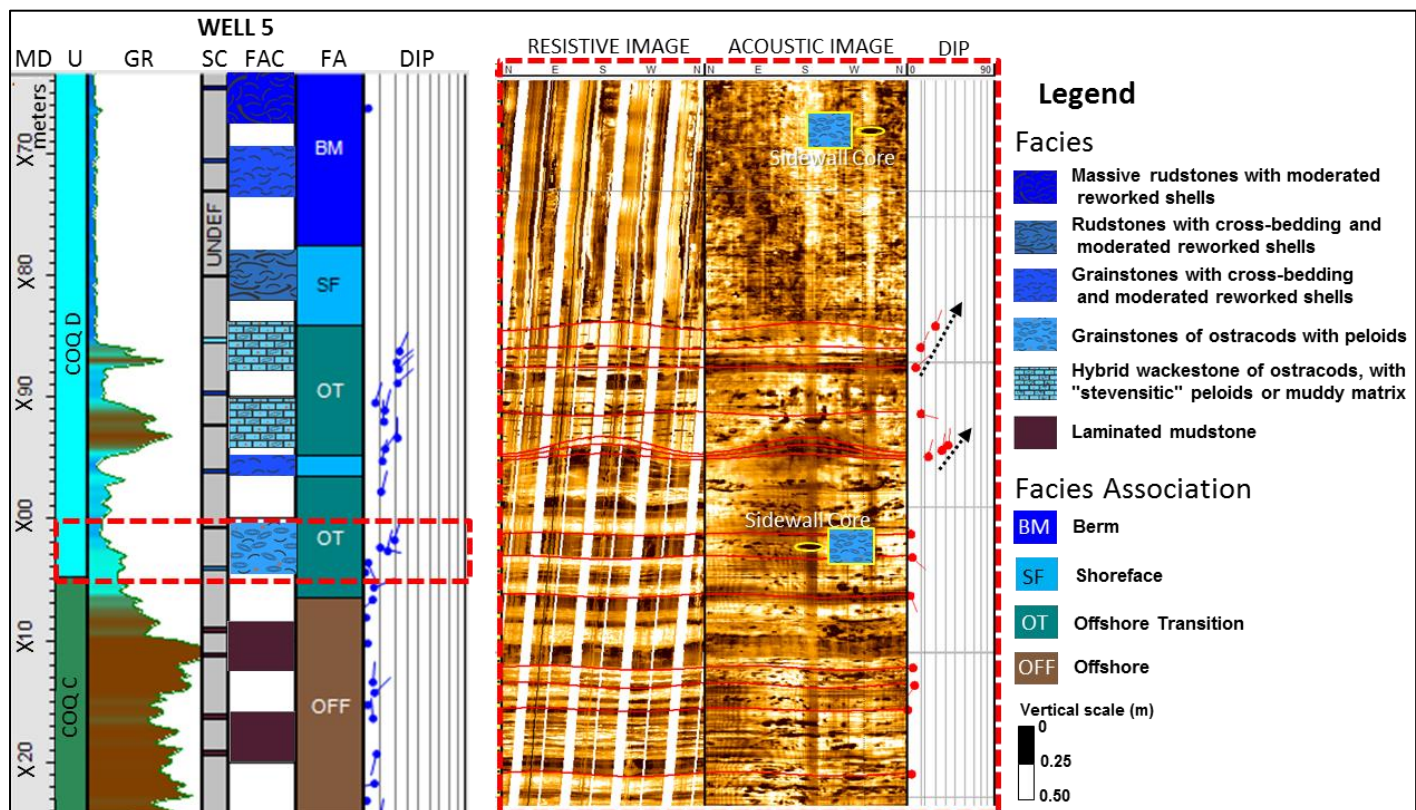


Fig. 16 –Representative Offshore and Offshore Transition facies association interval. The zoomed interval emphasizes the typical sedimentary structures on resistive and acoustic images: planar bedding (low angle packages) and cross-stratification (surfaces with more than 14°, and up-growing dip, pointed by black arrows).

Offshore facies association (OFF)

Corresponding to only 4% of the studied samples, OFF is composed of fine-grained particles from clay to fine sand deposited and preserved below storm wave base. It is mainly represented by silty mudstone (80%), as well as fine arenite (AR-pe, 10%), hybrid wackestone (WH, 5%) and massive grainstone (Gm-mr, 5%). The processes responsible for the formation of this facies include: (i) mudstones

– hypopycnal flow of distal delta fans to the external high of the study area (> 50km), favored during periods of higher rainfall; (ii) ARf-pe, WH e Gm-mr - distal tempestites and gravitational flows reworking autochthonous sediments at the external high.

This association occurs almost exclusively in the unit COQ C (Fig. 16), registering a period of elevation at lake level.

Backshore facies association (BS)

This facies association represents 12% of the described rocks, being formed mainly by hybrid rocks, including wackestone (WH, 16%), floatstones (FH, 35%) and rudstones (RH, 16%), as well as peloidal ostracods-rich grainstones (G-ospe, 28%) and fine arenite (AR-pe, 5%). These facies were deposited in low energy environment, evidenced by the presence of muddy matrix, or of constituents of grain-size smaller than coarse sand (ostracods and peloids).

The backshore region refers to a shallow, low-energy environment, equivalent to the region behind the berm or bioclastic beach ridges or lagoons shielded from the recurrent storm action. The facies present in this association are very similar to those of the Offshore-Transition association, so additional criteria were used to define this association of facies in a shallow and low energy environment, such as: (i) intercalation with high energy facies and moderate to high reworking, represented by the berm and foreshore associations (Fig. 17); (ii) tendency to occur in larger proportions in smaller isopachous regions, usually associated with lower accommodation, typical of shallower environments (Fig. 13A); (iii) presence of well-rounded bioclasts forming hybrid rudstones and floatstones (Fig. 9D e F); (iv) presence of shells with intensely micritized border.

The processes involved in the formation of this facies association are: (i) storms tractive flows that rupture or climb the berm, generating a washover fan. Such deposits tend to be poorly sorted, as observed by Jahnert et al. (2012), due to the mixture of more reworked bivalves coming from the edge of the lake (shoreface, foreshore and berm), and constituents previously deposited in calmer conditions in the backshore; (ii) lower energy flows that promote short transport of constituents generated in the backshore environment (parautochthonous deposits), such as ostracods and “stevensitic” peloids. Lacustrine bodies with restricted water circulation, such as backshore, are likely to become more alkaline by evaporation, creating favorable conditions for the formation of magnesian clay-minerals (Galán and Pozo, 2011; Miller and James, 2012; Tosca and Masterson, 2014; Tosca and Wright, 2014) and the relative concentration of ostracods.

4.3.3 Alkaline shallow lake (ASL) facies association

This association occurs exclusively at the top of Coqueiros Formation (biozone NRT-010), being preserved from erosion (generated by the Pre-Neo-Alagoas unconformity) only in wells located in relative paleo-lows. It is formed mainly by coarse to very coarse ooidal arenites, probably of magnesian clay (AR-oomg). The genesis of these magnesian clay minerals has been related to alkaline environments rich in Mg and Si (Rehim et al., 1986; Tosca and Masterson, 2014; Tosca and Wright, 2014). Some processes

that may contribute to the supersaturation and precipitation of magnesian clay-minerals directly from water are: (i) modification of pore water by biological activity (Miller e James, 2012); (ii) mixing water from different sources (ex. hydrothermal waters veins in lake bodies); or (iii) much more commonly, increased concentration by evaporation (Tosca e Wright, 2014). Pedogenetic processes are also reported in the formation of some accumulations of magnesian clay-minerals, as is the case of the Miocene deposit of kerolite and associated magnesian clays occurring in the Madrid Basin (Pozo and Casas, 1999), or sepiolite ooids and fibrous palygorskite formed in situ, altering Miocene sediments of the Nullarbor Plain, Australia (Miller and James, 2012).

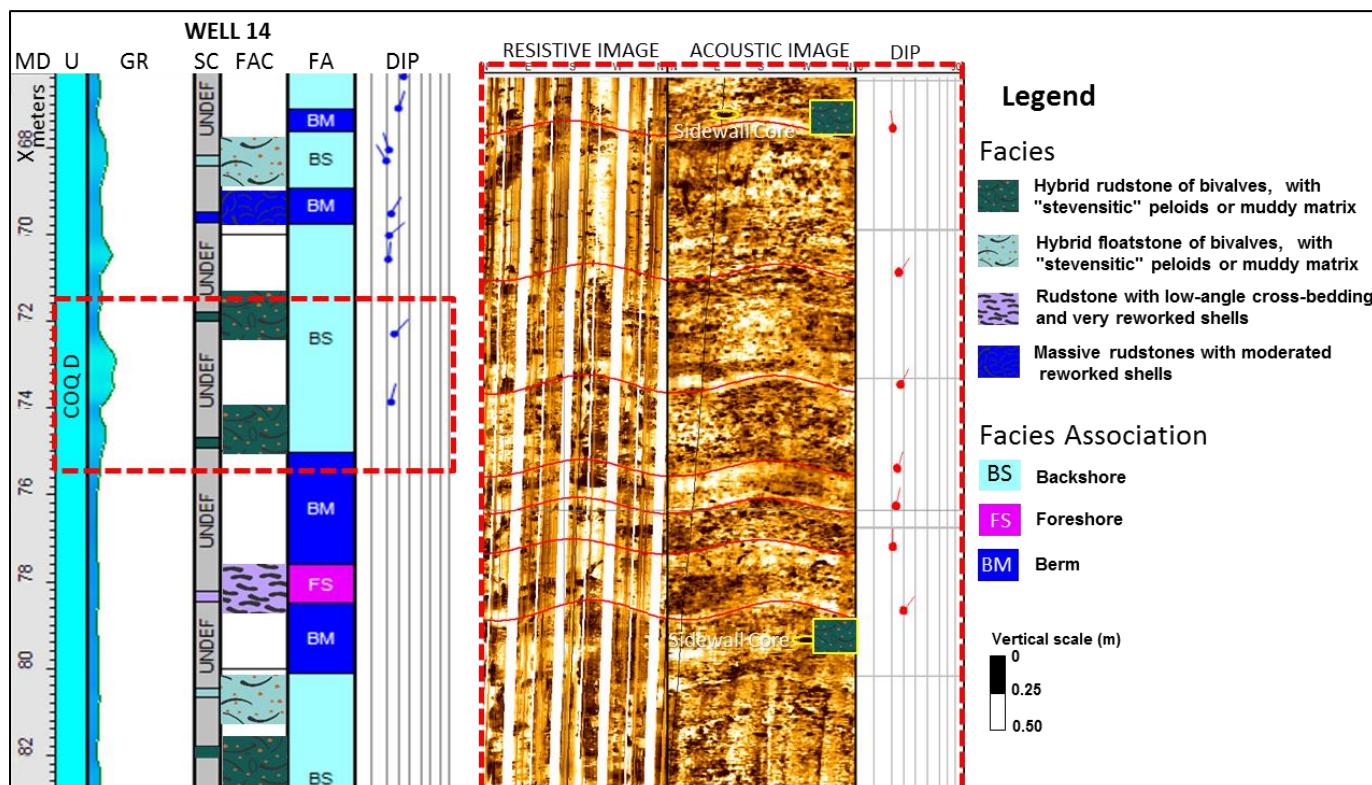


Fig. 17 – Representative Backshore facies association interval in Well 14. The zoomed interval emphasizes on resistive and acoustic images surfaces with dip greater than 14° , interpreted as cross-stratification, one of the types of recognized sedimentary structures in these facies association.

Other rare and exclusive facies of this association of facies in Coqueiros Formation, which were not detailed due to their low representativeness, are: oncoidal rudstones and grainstones, microbial laminites and clayey spherulites with microbial structures. All these facies require some microbial activity in their formation and this is further evidence that lacustrine conditions became much more alkaline ($\text{pH} > 9$), favoring bacterial proliferation locally due to the absence of heterotrophic predators (bivalves and gastropods), not adapted to these more stressful conditions. It is interpreted that this alkaline lacustrine condition was generated due to semi-arid to arid climatic conditions (Rangel and Carminatti, 2000), with consequent fall of lake level and formation of small isolated lake bodies in the relative topographic paleo-lows. The advance of this fall of the relative level of the lake culminated in the pre-Neo-Alagoas unconformity.

Well W10, which best showed this facies association, is illustrated in Fig. 18. Eodiagenetic dolomitization and silicification are very common in this facies, due to the high instability of magnesian clay ooids (Tosca and Wright, 2014).

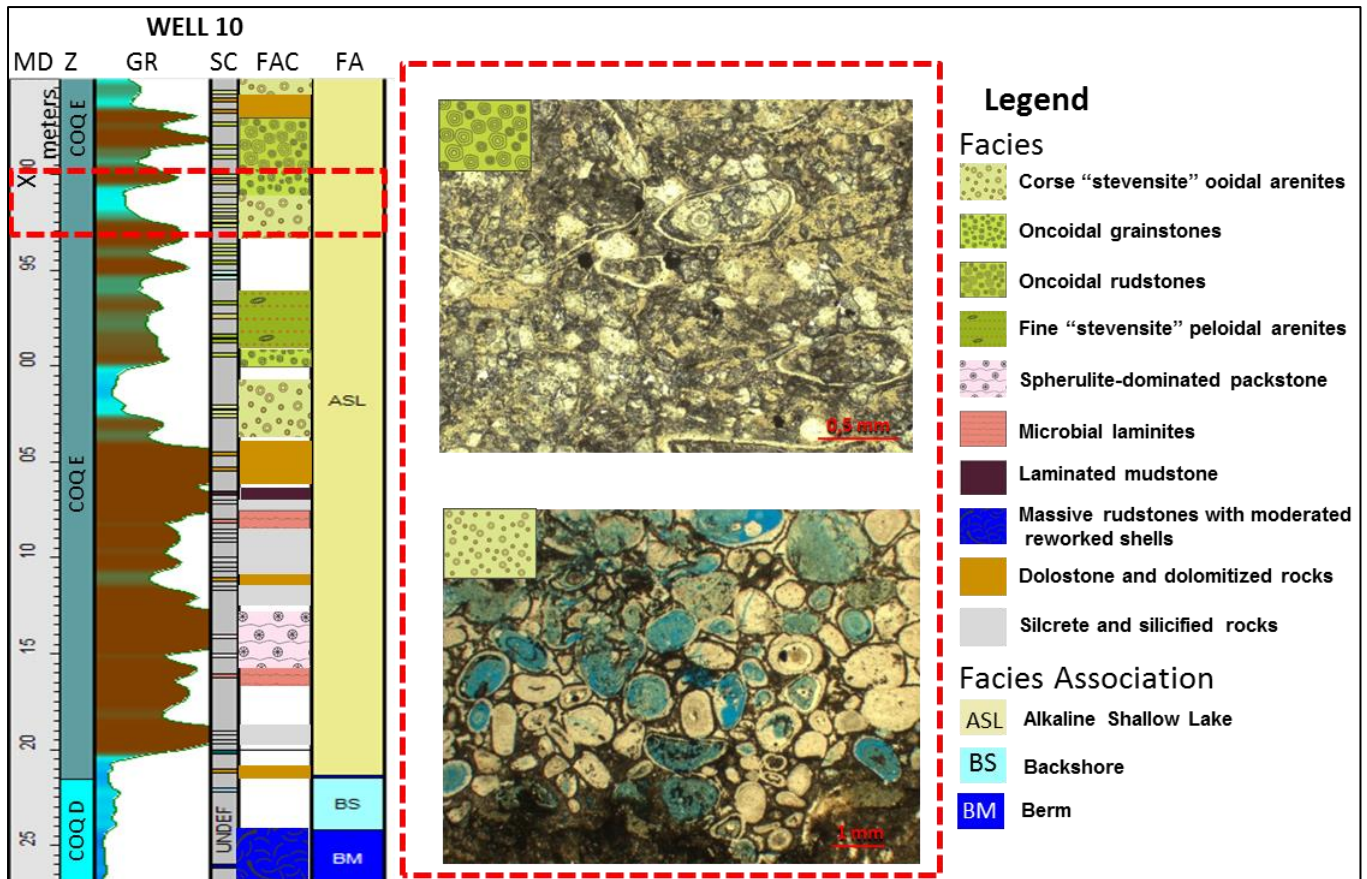


Fig. 18 – Representative Alkaline Shallow Lake facies association interval in Well 10. The zoomed interval emphasizes the predominance of “stevensitic” ooidal arenites, the main facies of this association, and oncoidal grainstones. No image logs available.

4.4. Depositional model

The analysis of facies and facies associations, integrated to seismic, structural and stratigraphic data, allowed the development of depositional models for each of the five seismic-stratigraphic units of the Coqueiros Formation (Fig. 24).

Seismic data show that the main bioclastic reservoirs in the study area were formed after the rift climax stage, in the immediate post-rift or late post-rift stages according to the classification of Prosser (1993). This is fundamental for understanding the depositional model, since in each of these stages of evolution the rift shows a distinct stratigraphic filling pattern and characteristic depositional systems, as pointed out by Prosser (1993). The seismic reflectors referring to the upper units of Coqueiros Formation (COQ B to COQ E) are sub-parallel and exhibiting continuity beyond the hemi-graben border, passing over the structural high of the footwall block (Fig. 19 a Fig. 21). This pattern is explained by a more regional subsidence domain rather than mechanical subsidence controlled by local fault activity, as is the case of the rift climax stage observed at the base of the studied units. Some deformation in the reflectors

of the upper units of the Coqueiros Formation is explained by localized fault reactivations and by differential compaction.

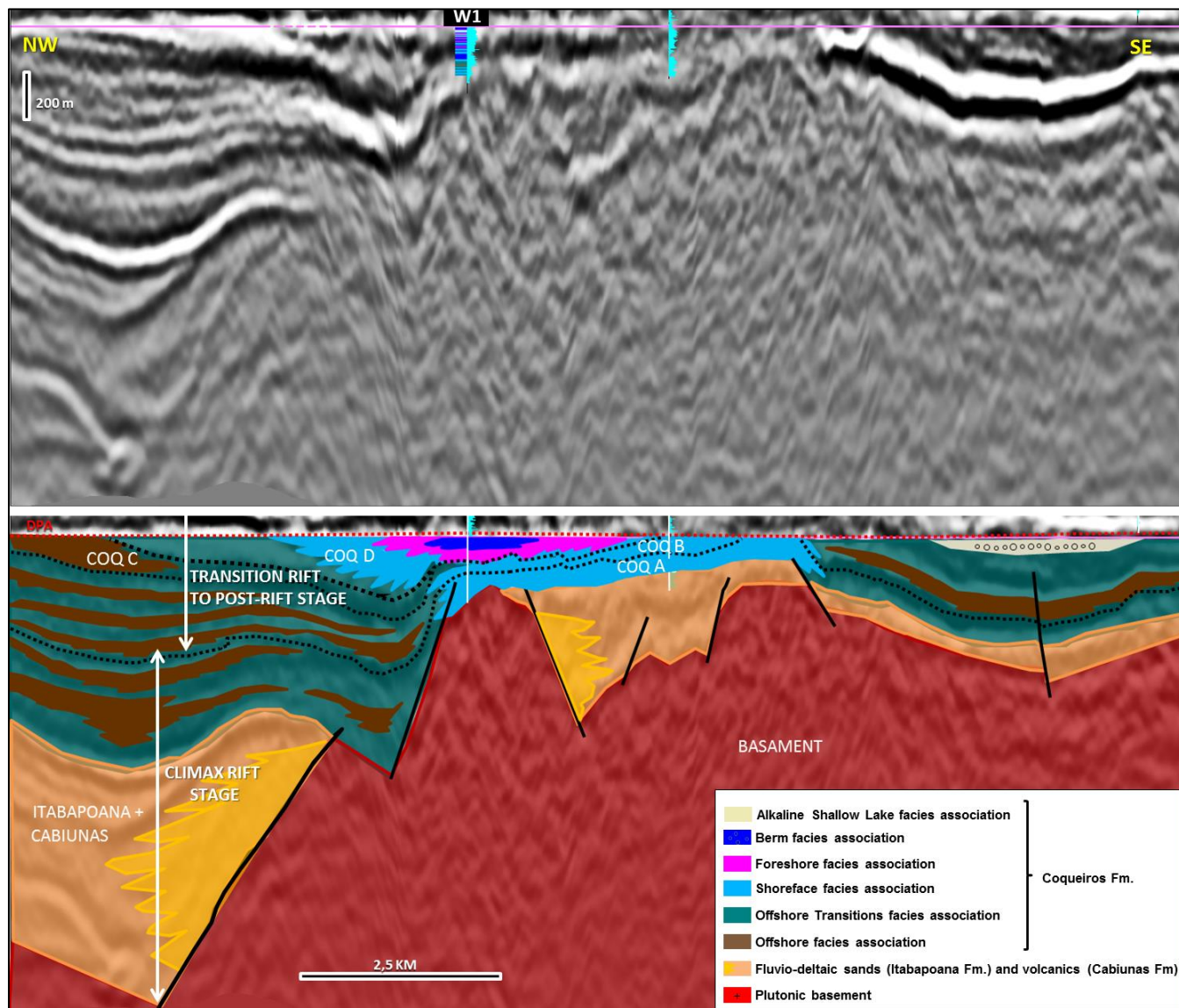


Fig. 19 – Structural cross-section in the north region of the study area, flattened at the top of Coqueiros Formation. Notice chaotic zone and divergent reflectors close to footwall scarp in the rift stage, and continuous reflectors over the footwall and hangingwall blocks in the post-rift stage. Location of well and line in Fig. 2.

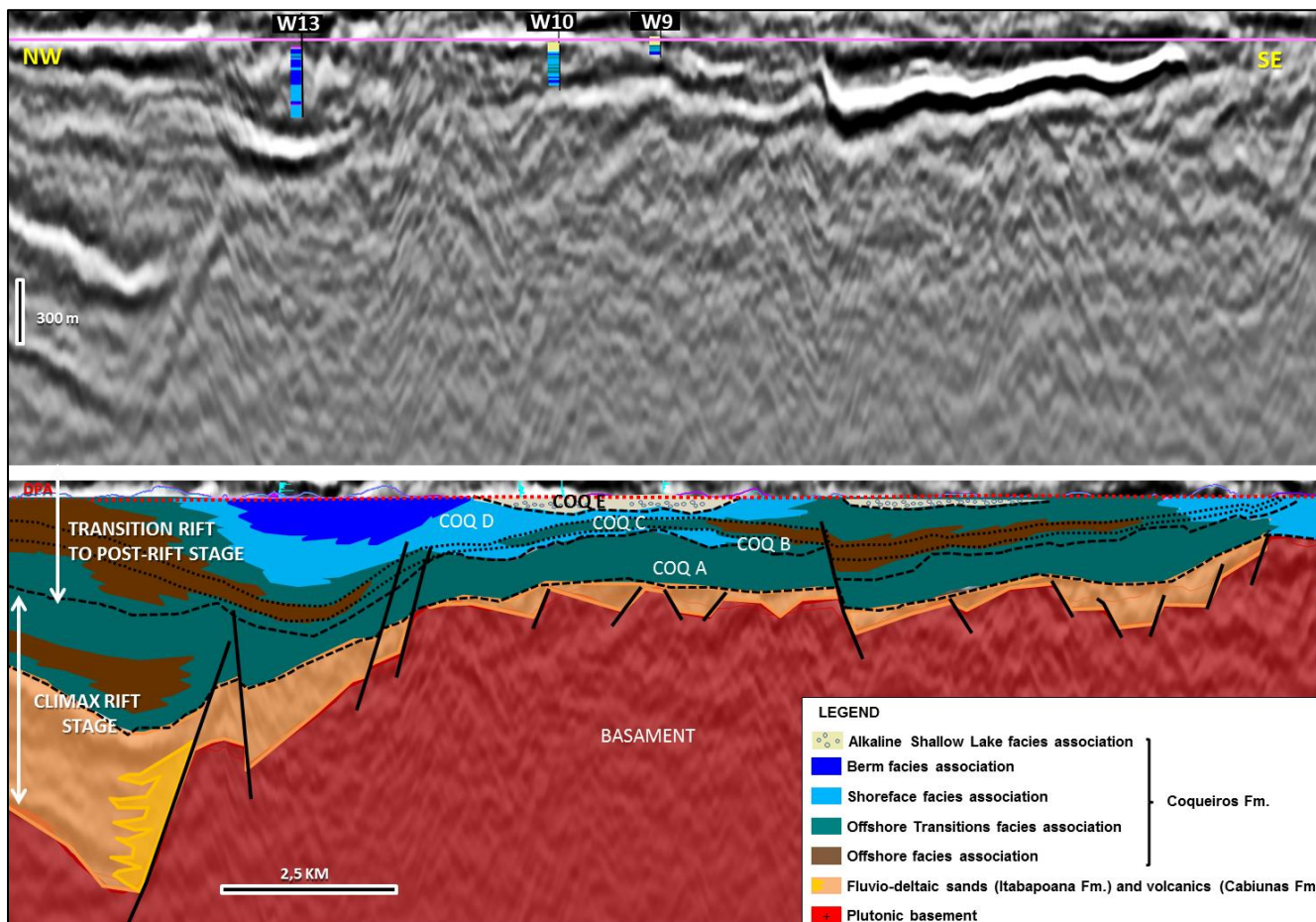


Fig. 20 – Structural cross-section in the central region of the study area, flattened at the top of Coqueiros Formation. Location of well and line in Fig. 2.

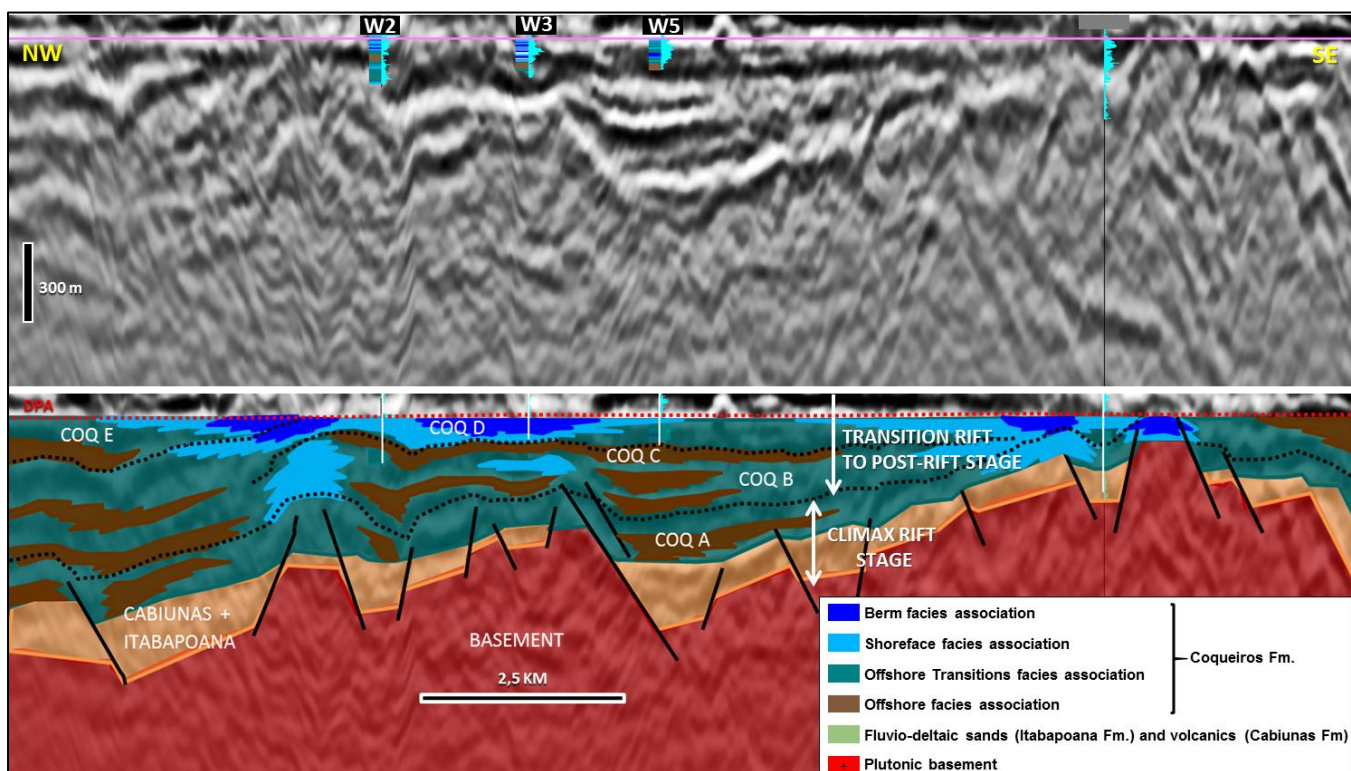


Fig. 21 – Structural cross-section in the south region of the study area, flattened at the top of Coqueiros Formation. Observe the continuous reflectors over the footwall and hangingwall blocks in the post-rift stage. Location of well and line in Fig. 2.

Although the rift system had already passed its climax, it is possible to observe that the inherited relief exerted some influence on the deposition of the upper units of Coqueiros Formation, as isopachs appear slightly larger near the depocenter of half-grabens. In addition, it is possible to observe variation in the predominance of facies associations when comparing footwall and hangingwall blocks, the latter being dominated by associations of deeper lake (*Offshore Transition*, see well W5 on Fig. 23B).

The analysis of facies associations by seismic-stratigraphic units shows a general tendency for the lake to become shallower from the base to the top (Fig. 23 e Fig. 24), culminating in DPA unconformity. Another trend observed in each seismic-stratigraphic unit is the predominance of shallower facies associations in the northeastern portion of the structural high, which is corroborated by smaller isopachs, reflecting less space for accommodation and eventually greater erosion.

The COQ A unit, at the base of Coqueiros Formation, was sampled in only a few wells in the northeast area of the structural high. It exhibits discrete thickening of reflectors close to footwall scarp, indicating deposition already at the end of the rift stage (Fig. 22). In the sampled region, the association of Shoreface facies predominates, while in the southwest region and hemi-grabens, by inference from isopach maps, Offshore Transition and Offshore associations are expected (Fig. 24, stage V). Among the five seismic-stratigraphic units studied, COQ A is the one that presents the greater paleo-topographic differences, due to the reactivation of faults, or to the inherited relief of the climax rift stage (Fig. 21). As a result, gravitational flows generated by instabilities at the edge of the structural high were likely to feed the hangingwall blocks, forming bioclastic lobes in the deepest portions of the lake.

In the COQ B unit, Shoreface facies give way to shallower facies of the Berm association in the northeast region (Fig. 24, stage IV). Towards the southwest of the structural high, Shoreface and Offshore Transition facies associations predominate (Fig. 23D).

A rapid rise of the lake level follows the COQ B unit, registering packages of about 30 m thick of Offshore facies association in the seismic-stratigraphic unit COQ C (Fig. 24, stage III), deposited even on structural paleo-high in the southwest region of the study area (wells W2 to W8, Fig. 21 and Fig. 23C). Towards the northeast of the structural high, the Offshore Association transitions to the Offshore Transition and Shoreface.

The COQ D unit again recorded a relative drop in lake level, with shallow lake associations (Shoreface, Berm and Backshore associations) predominating over structural paleo-high, where previously were deposited facies of Offshore and Offshore Transition Associations (Fig. 21, Fig. 23B and Fig. 24, stage II).

The COQ E unit contains the last lake deposits of the Jiquiá local stage. The advance of the relative fall of the lake level promoted wide exposure and erosion of the structural high, generating the Pre-Neo-Alagoas unconformity at the top of the Coqueiros Formation (Fig. 19). The relative topographical lows on the structural high gave rise to smaller and disconnected lake bodies from the main body of water, where the Alkaline Shallow Lake facies association was deposited and preserved (Wells W9, W10, W11 e W14). Such association marks a more abrupt change in the chemical composition of lake water, as discussed

above. Accommodation and less stressful lacustrine conditions in terms of alkalinity allowed the development of bivalves in a large lacustrine body positioned west of the structural high, locally forming thick accumulations of bioclastic rudstones and grainstones still in the final stage of Coqueiros Formation (Fig. 24, stage I).

5. Discussion

There is no reference in literature of thick packages (300 – 400 m) of bioclastic rocks as those present in some Brazilian margin basins. The analysis of depositional facies, association of facies and tectonic context indicates that the processes responsible for these thick accumulations fall within the sedimentologic genetic type of skeletal accumulations, according to the classification of Kidwell et al. (1986), that include usually hydraulic process of concentration: (i) hydraulic sorting of the shells or preferential removal of fine sediment, probably favored by the frequent oscillations of the lake level; (ii) relative concentration due to the high production of shells on external high, far from the input of siliciclastic sediments; (iii) hydraulic transport and selective redeposition of allochthonous elements, which can be mixed with autochthonous-parautochthonous elements at the accumulation site, as observed in almost bioclastic facies, mainly by longshore and storm currents.

Although there are both episodic and continuous sedimentological processes in continental lakes (Walker & Plint, 1992, apud Muniz, 2013), the moderate to high reworking of shells of granule to pebble size observed in most carbonate facies, often mixed with little reworked shells, requires high energy, more compatible with episodic events. Aigner (1985) points out several pieces of evidence for episodic sedimentation generated by storms to explain the genesis of extensive skeletal banks (9 km) on the southeast coast of Miami and that serves as a comparison for the coquinas of this study: (i) the velocity of the day-to-day currents are incompatible with the gravelly skeletal fractions identified on the banks; (ii) good preservation of bivalve shells, sometimes articulated, strongly suggest rapid transport and immediate redeposition during an instantaneous event rather than long-term process and slow accumulation.

In lakes, the effect of storms greatly increases the energy of the environment. Cohen (1989) cites waves with 3 to 4 meters of amplitude in the African lake Tanganyika, generated by 90 km/h winds during violent storms. Large waves during periods of intense wind prevent fine sediment accumulation in Lake Superior wherever the lake is shallower than 100 m (Johnson, 1980). Wind-driven currents, mostly exerted during storms, sets up a very complex pattern of water motion. In the nearshore zones, currents are strong (of the order of 0.30 m/s in the Great Lakes) and are directed parallel to the coast (longshore), whereas deeper currents tend to be weaker and lacking a preferred direction (Talbot and Allen, 1996).

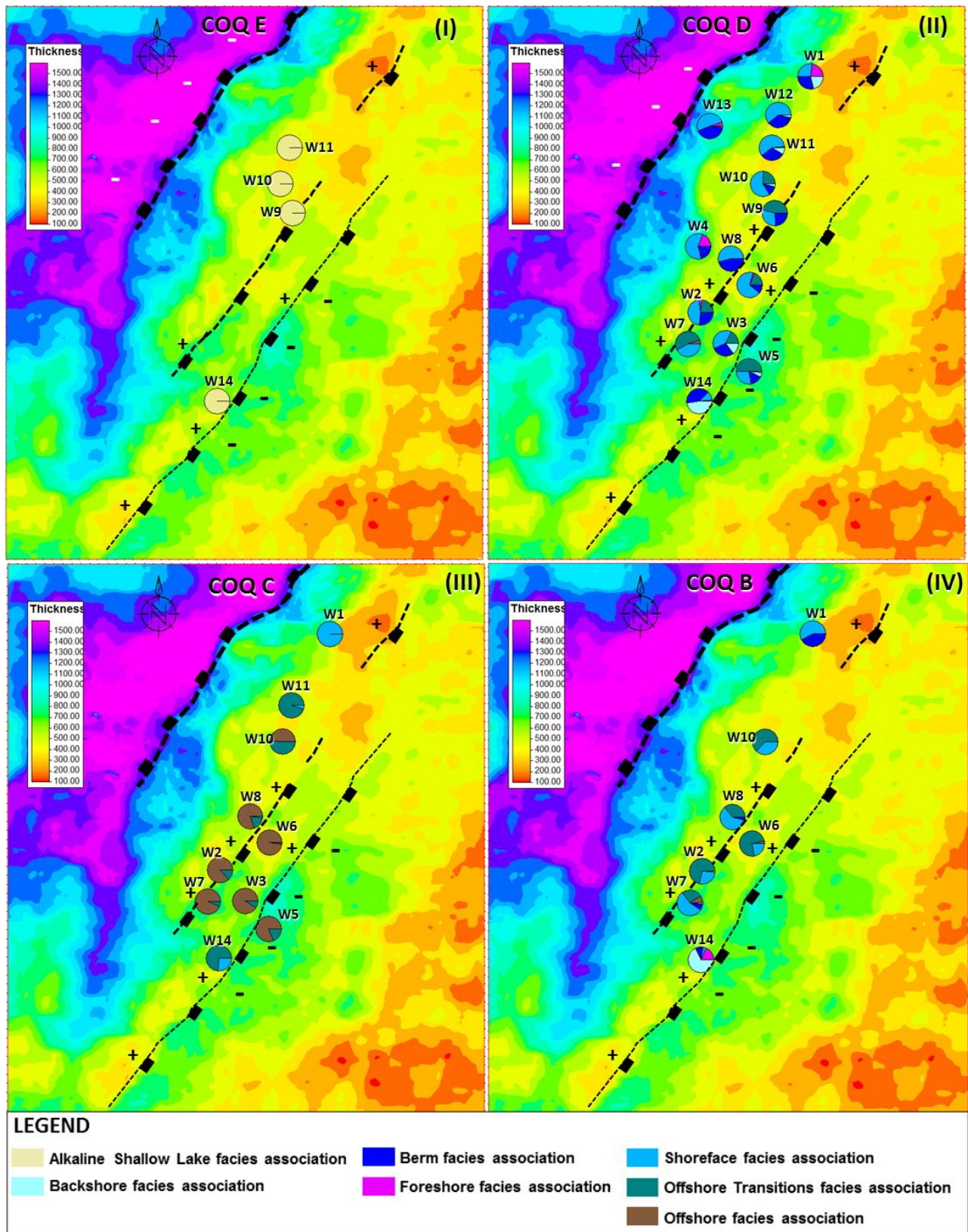


Fig. 23 – Areal facies association distribution for each seismic-stratigraphic unit. The same isopach map from the Coqueiros Formation top to the basement top, that represents a relative bit thick paleo-topography, was used for all units. (I) Unit COQ E; (II) Unit COQ D; (III) Unit COQ C; (IV) Unit COQ B.

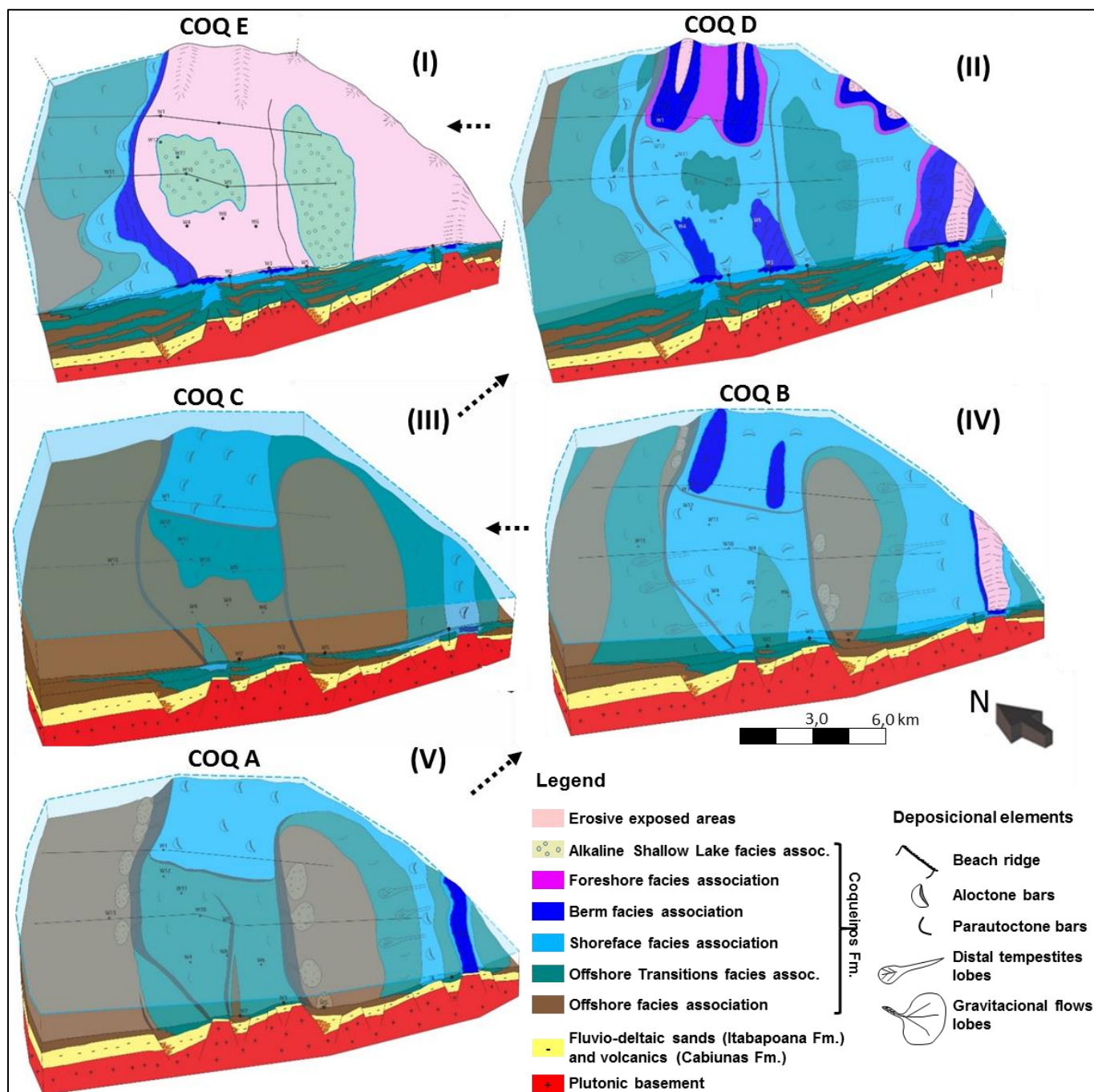


Fig. 24 – Block diagram showing the predominant facies association for each seismic-stratigraphic unit, main depositional elements, as well as the paleo-environmental evolution of the Coqueiros Formation.

In the study area, the main paleocurrents are longshore, parallel to the structural high, and gradient paleocurrents, with a basinward direction (Fig. 11). Longshore paleocurrent shows opposite directions depending on the structural flank analyzed. They go to the southwest on the western flank, and to the northeast on the eastern flank, indicating that there is more than one wind direction acting on the structural high: the main coming from the northwest and the other from the southeast (Fig. 11). The global circulation model proposed by Moore et al. (1992) to the Neojurassic (150 Ma), before the beginning of the separation of Gondwana, predicts directions of winds compatible with those verified in the study area. According to this model, the strongest winds came from the northwest during the summer, favored by a

low-pressure region in the center of Gondwana, which displaced the intertropical convergence zone (ITCZ) south of the study area (Fig. 24). As the ITCZ migrated towards the Equator, the winds came from south/southeast and decrease in intensity (winter). Although during the Aptian, on the Jiquia local stage, the Gondwana was already beginning its rupture, and there were large lacustrine bodies of the rift stage delineating this break, probably these lakes were not large enough to diminish the influence of the zone of low pressure created in the interior of this great continent, so that the pattern of movement of winds of that time resembled the condition of the end of the Jurassic, as modeled by Moore et al. (1992) and corroborated by the paleocurrent of the bioclastic deposits.

Two very distinct depositional models have been proposed for the Coqueiros Formation: (i) a shallow lake, in which the bioclasts would be reworked near the place where they lived, mainly by currents induced by storms (Bertani and Carozzi, 1985; Bizotto, 2014; Carvalho et al., 2000; Gracioso, 2014; Muniz, 2013); (ii) and another one of deep lake, in which the bioclasts formed in shallower conditions would be redeposited in deeper places by debris flow triggered by tectonic activities (Altenhofen, 2013; Goldberg et al., 2017), which, according to the authors, would explain the mixture between bioclasts and magnesian clay peloids, originally formed under mutually exclusive lacustrine conditions, with ooids and magnesian clay peloids generated at $\text{pH} > 9-10$, while the bioclasts live in less alkaline waters ($\text{pH} < 9$).

The data analyzed in this research corroborate for a shallow lake model, being the main evidence the common occurrence of cross-bedding bioclastic rudstones with a domain of longshore paleocurrents, interpreted as migration of subaquatic bars in the shoreface. Table 5 presents, in summary, the main aspects that support the depositional model of shallow lagoon dominated by storm, compared to the deep lake filled by gravitational flows.

The mixture between bioclasts and magnesian clay peloids, originally formed under mutually exclusive lacustrine conditions, is explained in this model by the action of storm currents acting near the shoreline of the lake, eroding and redepositing sediments formed in different periods and/or localities. Magnesian clay peloids and ooids would be formed under locally alkaline lacustrine conditions, generated in more arid periods with a relative drop of lake level. The most favorable sites would be smaller lake bodies, with restricted communication with the wider lake, such as the backshore region, embayments, relative topographic lows on the structural high. Abrupt changes in the coastline are common in lakes, since they are dependent on the supply of river water, and therefore more susceptible to climatic variations (Talbot and Allen, 1996), so that the frequent oscillations of the lake level favors the reworking of the bioclasts and mixing with other sediments in large areas.

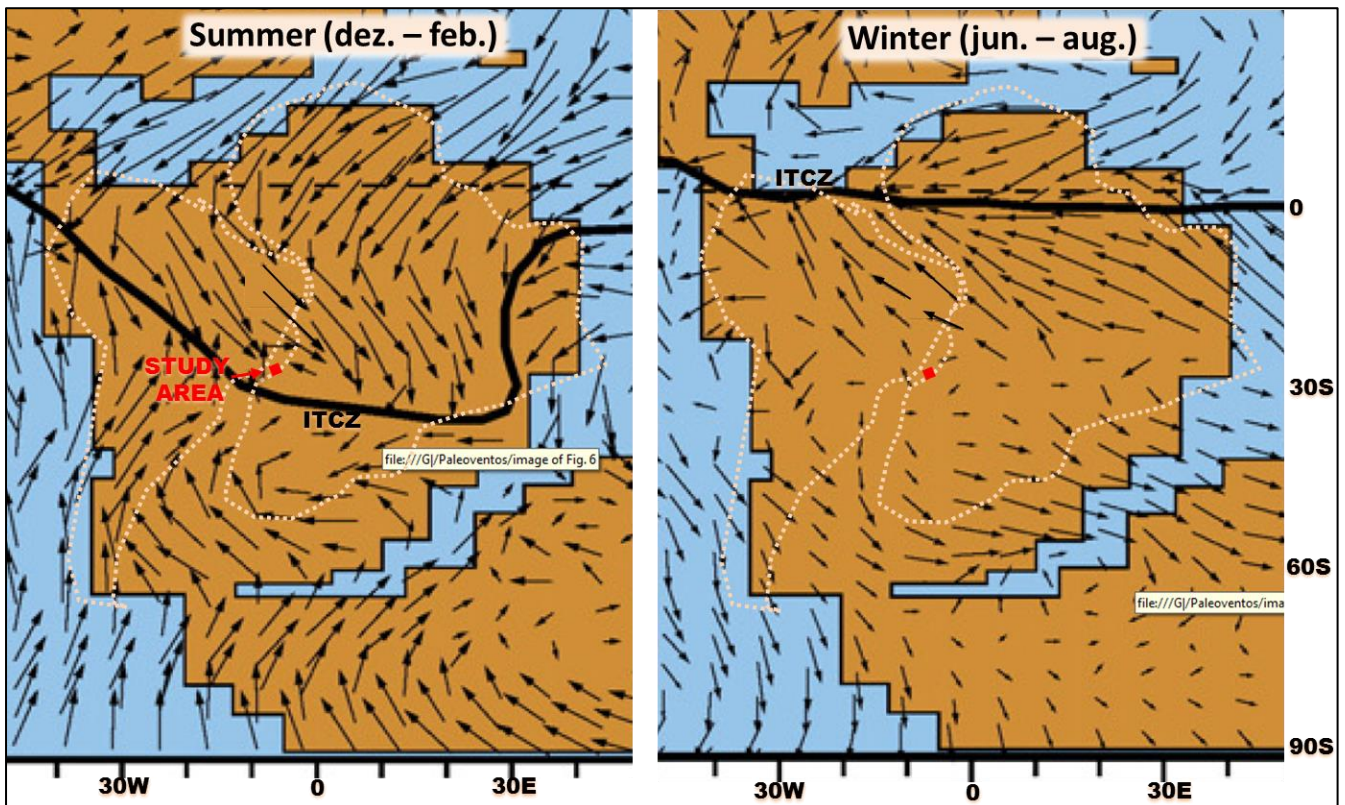


Fig. 24 – Vectors of simulated winds surfaces for the late Jurassic (~150 Ma). The square in red is the approximate position of the study area. Modified from Moore et al. (1992).

The great continuity of the intermediate to upper seismic-stratigraphic units of Coqueiros Formation, deposited in a context after the rift climax, with thick bioclastic deposits on the structural high, are easily explained by the amalgamation of layers generated by storm process that acted on a wide area of the shallow lake. The action of waves and currents in the shallower portions of the lake explains the very punctual occurrence of muddy facies in the middle of thick bioclastic deposits (tens to hundreds of meters), since these would be redeposited to the deeper regions of the lake, below the storm wave base.

Gravitational processes, as described by Goldberg et al. (2017), should be subordinated in the study area, restricted to the hangingwall blocks and to the most basal units of the Coqueiros Formation, where more expressive topographic differences could favor such a process

6. Conclusions

The analysis of the Coqueiros Formation from the integration of petrographic, stratigraphic, sedimentological and seismic data allowed to characterize which processes acted in the formation of this important type of reservoir rock, and how the facies associations are spatially distributed in relation to the paleo-relief inherited from the rift stage, and vertically distributed, due to the great variations of the relative level of the lake. Diagram blocks for each seismic-stratigraphic unit illustrate the depositional model established in oil field scale, which can serve as an analogue for the discovery and development of new hydrocarbon accumulations in this type of rock.

Table 5 – Favorability analysis of the possible depositional models for the bioclastic rocks of the Coqueiros Formation based on data collected in this research.

Depositional models for the bioclastic rocks of the Coqueiros Formation		
Aspects considered	Dominantly shallow lake, generated by storms	Redeposited in deeper lake by gravitational processes
Tectonic and paleo-relief context	The great lateral continuity of the intermediate and superior units of Coqueiros Formation observed in seismic indicates a tectonic stage after rift climax (Fig. 21). In this context, the deposits of bioclastic facies on the high structural and with great lateral continuity are easily explainable by processes of storms acting in a wide area of shallow lake.	The absence of significant topographic gradients characteristic of late rift and post-rift stages renders unlikely the development of generalized gravitational flows. These would be most expected in the climax rift stage (Fm. Itabapoana and basal unit of Coqueiros Formation), which was not the focus of this research. The expected geometries for these gravitational deposits would be more confined, and not with great lateral extension over the structural high as verified. The absence of higher and eroded regions, which would be the possible source for the resedimentation of these deposits, are also unfavorable to this model.
Bioclastic facies with tractive sedimentary structures (Rx-mr, Rlx-vr, Gx-mr)	High-angle cross-bedding (>14°, Fig.3, Fig. 10), with paleocurrent parallel to the lake's edge (Fig. 11), is indicative of longshore currents, probably generated by storms. There are also low-angle surfaces that can be interpreted as low-angle cross-bedding, or even swaley cross-stratification.	High-angle cross-bedding, as observed, with sets of 0.5m to 2m would hardly be formed by gravitational fluxes or in a deep lacustrine environment.
Massive bioclastic rudstones (Rm-mr)	The massive aspect can be generated by the rapid deceleration of the storms currents, with a high concentration of bioclasts, that advance to emerging area of the lake (Morton et al., 2007). It has as analogue the modern coastal deposits observed in Shark Bay (Jahnert et al., 2012), or California (Aigner, 1985). In the outcropping coquinas of the Atol quarry (SE-AL Basin) such facies also occur, including interbedded with cross-bedding facies.	The massive aspect would be generated by non-cohesive debris flows (Goldberg et al. 2017). In the study area, these facies are expected in hangingwall blocks, close to reactivated faults, and in the lower unit of Coqueiros Formation, deposited at the end of climax rift stages.
Diagenesis	Typical vadose zone cement was not recognized, only phreatic cement (isopachous rim). Possible justification: the difficulty of preservation, due to the short time under vadose condition (rapid subsidence).	Isopachous rim cements compatible with the subaquatic condition of deep lake deposits.
Indicative features of subaerial exposure	Absence or non-recognition of subaerial exposures in the study area. Possible justification: it lacks a study focused on observing such features. Muniz (2013) cites breccias of subaerial exposition on packstone of very fragmented bivalves for the coquinas in the southern of Camps Basin.	Absence or non-recognition of subaerial exposures in the area is favorable to the model of deeper underwater deposits.
Muddy sediment deposited by settling	It occurs very punctually, concentrating mainly on a single interval (COQ C unit, Fig. 16), probably marking a period of system drowning (Fig. 24).	The absence of muddy sediments intercalations in hundreds of meters of amalgamated layers of bioclastic rudstones is unfavorable to this model of deep lake, since such sediments are characteristic of this environment.
Mixture of constituents formed under incompatible conditions (bivalves and "stevensitic" ooids)	Samples with the mixture of bivalves and "stevensitic" ooids are rare in the study area. Ooids occur only at the top of the Coqueiros Formation (Fig. 18). The mixture of bivalves with possibly "stevensitic" peloids is interpreted as resedimentation due to storm reworking, favored by oscillation of the lake level, eroding and mixing sediments formed in different periods and/or localities.	In the deep lake depositional model, the mixture of incompatible constituent would be obtained by resedimentation of the shallow sediments by gravitational flows in a deep lacustrine environment. It is a possible process, but of punctual occurrence, restricted to structural lows, close to faults, which does not explain all the variety of facies found.

Color Legend:	Favorable	Acceptable	Unlikely	Incompatible
---------------	-----------	------------	----------	--------------

Several pieces of evidence point to a predominantly shallow lacustrine depositional environment, dominated by currents and, subordinately, storm waves. The wide variety of facies, ranging from siliciclastic mudstone and very fine peloidal arenites to bioclastic rudstones with distinct reworking levels, usually moderate to high, but locally poorly fragmented, articulated and even with peloidal or muddy matrix, reinforces the complexity of this lake system. Significant energy variations, chemical composition of water and depositional processes explain this range of facies grouped in three large groups of facies association: (i) a high-energy, represented by bioclastic rudstones and grainstones with moderate to high reworking and devoid of matrix, deposited between the shoreface and berm regions; (ii) low-energy, formed by the hybrids facies with peloidal or muddy matrix and facies of grain-size smaller than the medium sand, such as ostracods-rich grainstones, peloidal arenites and siliciclastic mudstone, deposited below the fairweather wave base or in backshore region; (iii) and a third formed mainly by magnesian clay ooids whose control is given by the more alkaline composition of lake water.

Paleocurrents indicate that the migration of subaquatic dunes was an important process involved in the accumulation of bioclastic rudstones, with emphasis on longshore currents (parallel to the paleo-high), rip or gradient currents (basinward), and subordinately wind drift currents (upstream). Two main directions of winds acted in the study area, according to the paleocurrent pattern observed in relation to the flank of the structural high, which is corroborated by the global model of wind circulation proposed by Moore (1992). Winds coming from the northwest were mainly on the western flank, and their longshore paleocurrents dip to the southwest, while south-easterly winds prevailed on the eastern flank, registering longshore paleocurrents to the northeast. The consequence of this bidirectional wind distribution is that both sides of the structural paleo-high were exposed to more vigorous currents in distinct periods (winter-summer), resulting in clean matrix bioclastic facies with good potential as reservoir facies. These directions of winds proposed for the late Aptian in the study area fill a gap, which together with new studies, will be extremely important to predict the location of the best depositional facies of Coqueiros Formation to aim other targets for hydrocarbon exploration.

Acknowledgements

The authors wish to thank especially the Petrobras Brazilian Oil Company, for providing survey data and for the license to publish this article. Gratitude is expressed to Luiz F. De Ros and Claiton Scherer for the orientation of this research, and Christian Born, Otavio N. Lima, Ricardo Lykawka and Moises C. Muniz for his detailed article review and to an anonymous reviewer for the comments and suggestions which have greatly improved the manuscript.

References

- Aigner, T., 1985. Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences, VIII. doi:10.1007/BFb0011411
- Altenhofen, S.D., 2013. Caracterização Petrográfica de Depósitos Carbonáticos Lacustres do Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos, Brasil. Universidade Federal do rio Grande do Sul (UFRGS).

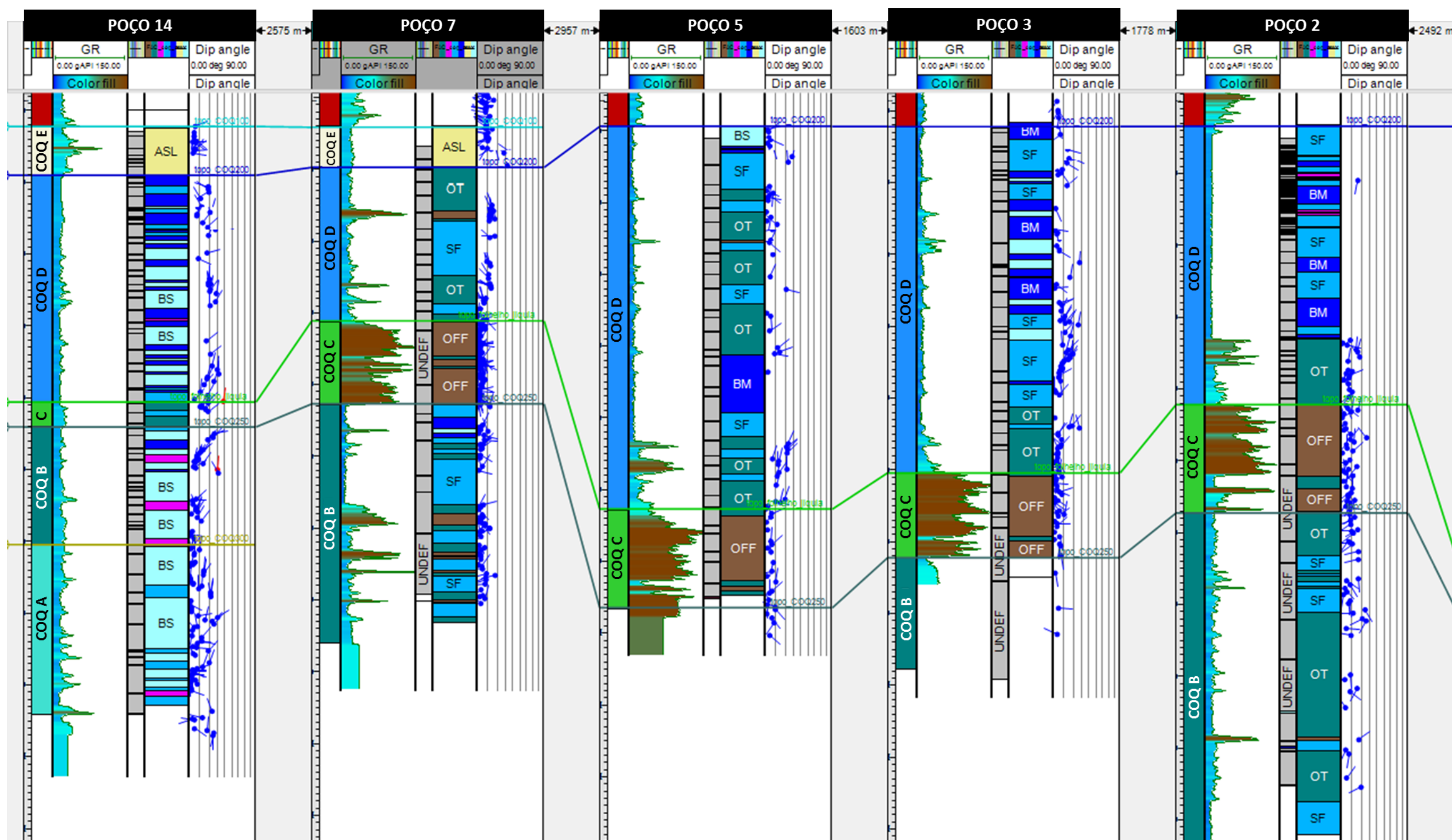
- ANP-BDEP, 2017. Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural, Março 2017 32.
- Bertani, R., Carozzi, A., 1985. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, Offshore Brazil: Rift Valley Type Lacustrine Carbonate Reservoirs - II. *J. Pet. Geol.* 8, 199–220. doi:10.1111/j.1747-5457.1985.tb00190.x
- Bizotto, A.C., 2014. Coquinas Eoaptianas do sudoeste da Bacia de Campos: fácies deposicionais, eventos diagenéticos e fatores controladores da qualidade do reservatório. Universidade Estadual Paulista (UNESP) “Júlio de Mesquita Filho”. Rio Claro –SP.
- Boyajin, G.E., Thayer, C.W., 1995. Clam Calamity: A recent Supratidal Storm-Deposit as an Analog for Fossil Shell Beds. *Palaios* 10, 484–489. doi:10.2307/3515051
- Carvalho, M.D., Mundim Praça, U., da Silva-Telles Jr., A.C., Jahnert, R.J., Dias, J.L., 2000. Bioclastic Carbonate Lacustrine Facies Models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. *Lake basins through Sp. time* 245–256.
- Clifton, H.E., 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines, in: *Facies Models Revisited*. p. 46.
- Cohen, A.S., 1989. The taphonomy of gastropod shell accumulations in large lakes: an example from Lake Tanganyika, Africa. *Paleobiology* 15, 26–45. doi:10.1017/S0094837300009167
- Dias, J. L.; Vieira, J. C.; Catto, A. J.; Oliveira, J. Q.; Guazeli, W.; Trindade, L. A. F.; Kowsmann, R. O.; Kiang, C. H.; Mello, U. T.; Mizusaki, A. M. P. & Moura, J., 1987. Estudo regional da Formação Lagoa Feia. Rio de Janeiro. Petrobras/Depex, Relatório Interno.
- 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. Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (Eds.), *Origem e evolução bacias sedimentares* 333–360.
- Dias, J., Oliveira, J., Vieira, J., 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos basin, offshore Brazil. *Rev. Bras. da Geociências*.
- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.) *Classification of carbonate rocks*. Tulsa American Assoc. Pet. Geol. 108–122.
- Embry, A.F., Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Can. Pet. Geol.* 19, 730–781.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W., 1993. Storm shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, Western India. *J. Geol. Soc. London* 169–185.
- Fürsich, F.T., Pandey, D.K., 1999. Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery Basin, southern India. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145, 119–139. doi:10.1016/S0031-0182(98)00099-6
- Galán, E., Pozo, M., 2011. Palygorskite and sepiolite deposits in continental environments. Description, genetic patterns and sedimentary settings, *Developments in Clay Science*. doi:10.1016/B978-0-444-53607-5.00006-2
- Goldberg, K., Kuchle, J., Scherer, C., Alvarenga, R., Ene, P.L., Armelenti, G., De Ros, L.F., 2017. Re-sedimented deposits in the rift section of the Campos Basin. *Mar. Pet. Geol.* 80, 412–431. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.11.022
- Gracioso, D.E., 2014. Análise de fácies e qualidade de reservatórios das coquinas da Formação Coqueiros (Barremiano/Aptiano) da Bacia de Campos. Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

- Graham, D.; Moslow, T. F.; Sherwin, M., 1997. The Lower Triassic Montney Formation, west-central Alberta. *Bull. Can. Pet. Geol.* 45, 474–505.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P., Luchesi, C.F., 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic type basin. *Divergent/Passive Margin Basins. AAPG Spec. Publ.* 48, 3–79.
- Guardado, L.R., Spadini, a R., Brandao, J.S.L., Mello, M.R., 2000. Petroleum system of the Campos Basin, Brazil. *Pet. Syst. South Atl. margins* 73, 317–324.
- Harris, N.B., 2000. Toca carbonate, Congo Basin: response to an evolving Rift Lake. *AAPG Mem.* 73 73, 341–360.
- Herlinger JR, R., Zambonato, E. E., De Ros, L.F., 2016. Depositional and diagenetic controls on the quality of lacustrine pre-salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. *Submitted Publ. Mar. Pet. Geol.* 65.
- Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R., 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. *Sediment. Geol.* 281, 59–74. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.08.009
- Johnson, T.C., 1980. Sedimentation in large lakes. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 12, 179–204.
- Karner, G.D., 2000. Rifts of the Campos and Santos basins, southeastern Brazil: distribution and timing. Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds.), *Pet. Syst. South Atl. Margins AAPG Mem.* 73. AAPG; Tulsa; Oklahoma; USA 301–316.
- Kidwell, S.M., 1991. The Stratigraphy of Shell Concentrations. *Taphon. Releas. Data Locked Foss. Rec.*
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner, T., 1986. Conceptual Framework for the Analysis and Classification of Fossil Concentrations. *Palaios.* doi:10.2307/3514687
- Kinoshita, E.M., 2010. Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. *Bol. Geociências da Petrobras* 18, 249–269.
- Massari, F., D’Alessandro, A., Davaud, E., 2009. A coquinoïd tsunamite from the Pliocene of Salento (SE Italy). *Sediment. Geol.* 221, 7–18. doi:10.1016/j.sedgeo.2009.07.007
- Mcglue, M.M., Soreghan, M.J., Michel, E., Todd, J.A., Cohen, A.S., Mischler, J., O’Connell, C.S., Castaneda, O.S., Hartwell, R.J., Lezzar, K.E., Nkotagu, H.H., 2010. Environmental Controls on Shell-Rich Facies in Tropical Lacustrine Rifts: a View From Lake Tanganyika’S Littoral. *Palaios* 25, 426–438. doi:10.2110/palo.2009.p09-160r
- Meldahl, K.H., 1993. Geographic gradients in the formation of shell concentrations: Plio-pleistocene marine deposits, Gulf of California. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 101, 1–25. doi:10.1016/0031-0182(93)90149-D
- Miller, C.R., James, N.P., 2012. Autogenic Microbial Genesis of Middle Miocene Palustrine Ooids; Nullarbor Plain, Australia. *J. Sediment. Res.* 82, 633–647. doi:10.2110/jsr.2012.60
- Mohriak, W., Nemčok, M., Enciso, G., 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 294, 365–398. doi:10.1144/SP294.19
- Moore, G.T., Hayashida, D.N., Ross, C.A., Jacobsen, S.R., 1992. Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 93, 113–150. doi:10.1016/0031-0182(92)90186-9
- Morton, R.A., Gelfenbaum, G., Jaffe, B.E., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sediment. Geol.* 200, 184–207. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.01.003

- Muniz, M.C., 2013. Tectono-Stratigraphic evolution of the Barremian-Aptian Continental rift carbonates in Southern Campos Basin, Brazil. Royal Holloway University of London.
- Pozo, M., Casas, J., 1999. Origin of kerolite and associated Mg clays in palustrine-lacustrine environments. The Esquivias deposit (Neogene Madrid Basin, Spain). *Clay Miner.* 34, 395–395. doi:10.1180/000985599546316
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 71, 35–66. doi:10.1144/GSL.SP.1993.071.01.03
- Rangel, H., 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.
- Rangel, H.D., Carminatti, M., 2000. Rift lake stratigraphy of the Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil. *AAPG Stud. Geol.* 46, 225–244.
- Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. Clastic coasts, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. pp. 154–231.
- Rehim, H., Mizusaki, a M.P., Carvalho, M.D., Monteiro, M., 1986. Talco e Estevensita na Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos—Possíveis implicações no ambiente deposicional. *XXXIV Congr. Bras. Geol.* 416–424.
- Silva-Telles Jr., A.C., 1992. Novo zoneamento de sequência das coquinas da Formação Lagoa Feia (Neojiquia da Bacia de Campos) com base em ostracodes-aspectos evolutivos. *Anais 37° Congresso Brasileiro de Geologia* 2, 489–490.
- Silva, R.C.B. da, 2014. Coquina and related hypersaline facies evolution in Shark Bay: morphology, chronology, processes and relationships.
- Talbot, M.R., Allen, P.A., 1996. Lakes, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Enviroments: Process, Facies and Stratigraphy*. pp. 83–124.
- Tavares, A.C., Borghi, L., Corbett, P., Nobre-Lopes, J., Câmara, R., 2015. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. *Brazilian J. Geol.* 45, 415–429. doi:10.1590/2317-488920150030211
- Thompson, D.L., Stilwell, J.D., Hall, M., 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Res.* 28, 26–51. doi:10.1016/j.gr.2014.12.005
- Tosca, N.J., Masterson, a. L., 2014. Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25°C: Implications for early and late diagenesis. *Clay Miner.* 49, 165–194. doi:10.1180/claymin.2014.049.2.03
- Tosca, N.J., Wright, V.P., 2014. The Formation and Diagenesis of Mg-Clay Minerals in Lacustrine Carbonate Reservoirs* 51002.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992. Wave and Storm-Dominated Shalolw Marine Systems, in: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. pp. 219–238.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J., França, A.B., 2007. Bacia de Campos. *Bol. Geociencias da Petrobras* 15, 511–529.
- Zhijie, L., Zhenye, Z., Deliang, H., Xingfen, Q., 2005. The sedimentary characteristics and formation mechanism of shell ridges along the southwest coast of Bohai Bay. *J. Ocean Univ. China* 4, 124–130. doi:10.1007/s11802-005-0005-7

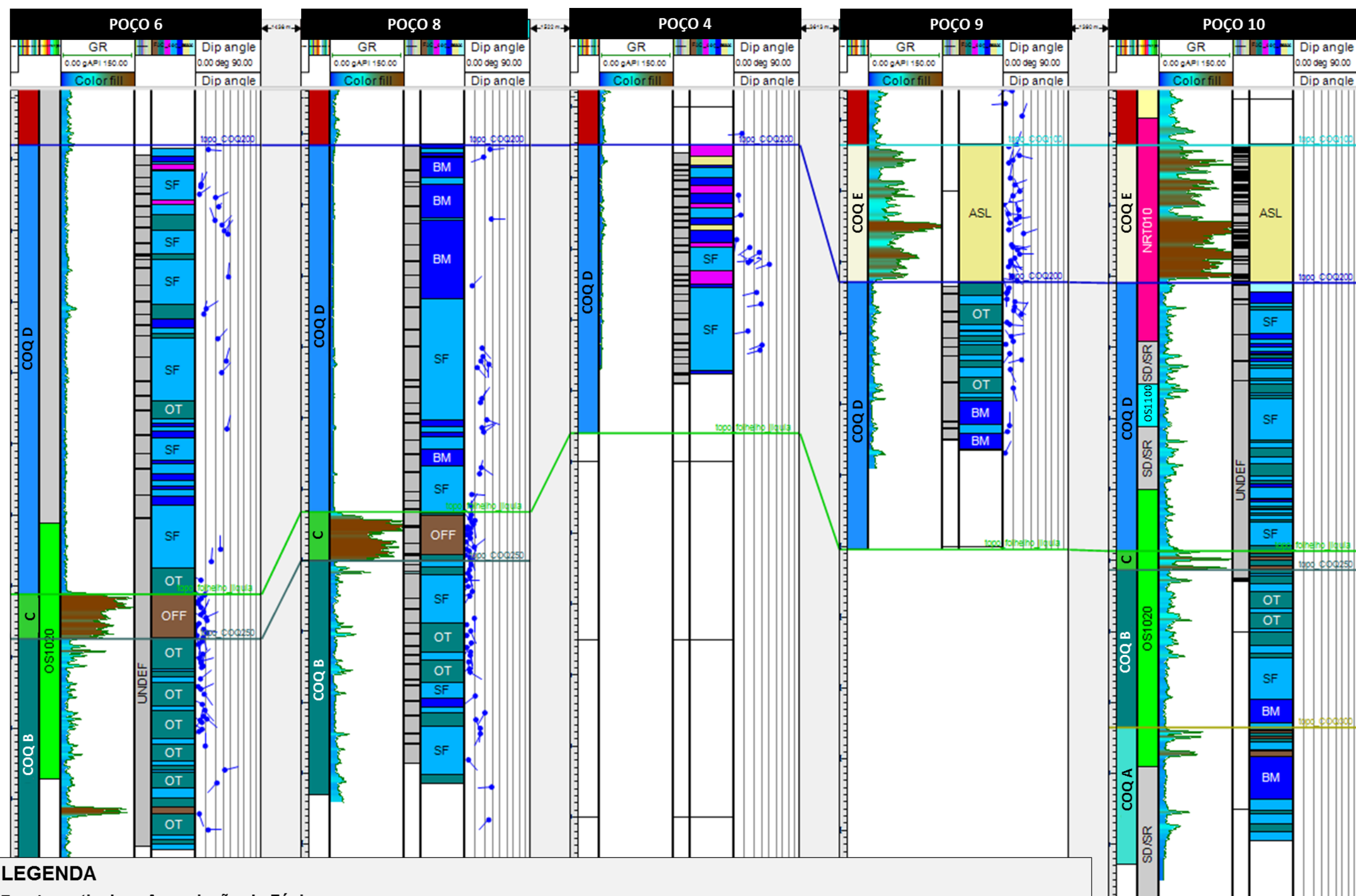
ANEXO A

Correlação estratigráfica entre os poços analisados, distribuição das amostras laterais, extrapolação das associações de fácies e apresentação das estruturas sedimentares interpretadas em perfis de imagem.



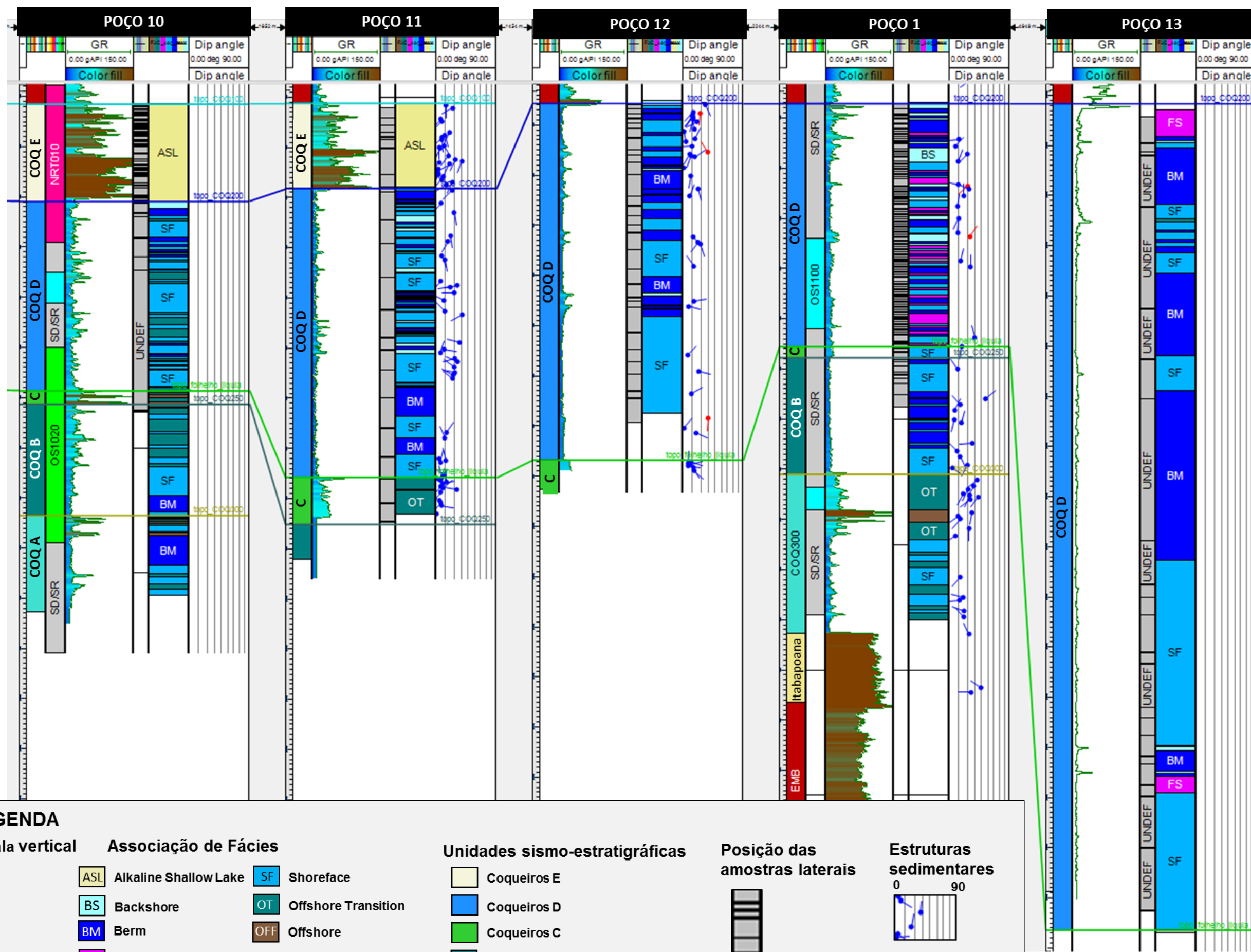
LEGENDA

Escala vertical 	Associação de Fácies		Unidades sismo-estratigráficas	Posição das amostras laterais 	Estruturas sedimentares 			
	ASL	Alkaline Shallow Lake				SF	Shoreface	Coqueiros E
	BS	Backshore				OT	Offshore Transition	Coqueiros D
	BM	Berm				OFF	Offshore	Coqueiros C
	FS	Foreshore			Coqueiros B			
					Coqueiros A			



LEGENDA

Escala vertical 	Associação de Fácies		Unidades sismo-estratigráficas	Posição das amostras laterais 	Estruturas sedimentares 			
	ASL	Alkaline Shallow Lake				SF	Shoreface	Coqueiros E
	BS	Backshore				OT	Offshore Transition	Coqueiros D
	BM	Berm				OFF	Offshore	Coqueiros C
	FS	Foreshore		Coqueiros B				
				Coqueiros A				



LEGENDA

Escala vertical 	Associação de Fácies		Unidades sismo-estratigráficas		Posição das amostras laterais 	Estruturas sedimentares
	ASL Alkaline Shallow Lake	SF Shoreface	Coqueiros E			
	BS Backshore	OT Offshore Transition	Coqueiros D			
	BM Berm	OFF Offshore	Coqueiros C			
FS Foreshore		Coqueiros B				
		Coqueiros A				

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**" MODELO DEPOSICIONAL DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS LACUSTRES
NEOCRETÁCIOS DA FORMAÇÃO COQUIEROS NO NORTE DA BACIA DE CAMPOS"**

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **João Paulo Roncolato Olivito**

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Dr. Moisés Calazans Muniz

Data: 27 / 03 /2018

Conceito: A (Excelente)

PARECER:

Trabalho excelente que aborda de forma muito clara e objetiva um assunto tão complexo e pouco conhecido. O texto é de fácil leitura, muito bem redigido e encadeado, e as figuras são adequadas ao texto desenvolvido. O resumo retrata sequencialmente todo o conteúdo da tese. A revisão bibliográfica é muito rica e com foco nos objetivos. A síntese dos resultados deixa bem claro que os objetivos propostos foram alcançados.

Certamente esse trabalho trará uma grande contribuição para a comunidade geológica e também para a indústria do petróleo. A abordagem multidisciplinar integrativa revela que esse método é válido para a solução do problema proposto e também para a aplicação do modelo em vários níveis de observação, da rocha à sísmica.

A utilização de perfis de imagem para suprir a ausência de dados de rocha é válida, pois além de interpretação de fácies e estruturas sedimentares, é possível conhecer direções de paleocorrentes e até inferir direções de vento.

A abordagem tafonômica foi muito bem explorada. A tafonomia tem se mostrado um conhecimento indispensável nos estudos das coquinas, pois além dos registros tafonômicos indicarem os processos por que passaram as carapacas de bivalves, eles dão uma idéia do grau de retrabalhamento das conchas e também do padrão de empilhamento das biofábricas nos estratos de rocha.

Assim, identificadas as fácies, por rocha ou perfil de imagem, organizado os padrões estratais, definindo as associações de fácies e conseqüentemente os elementos de arquitetura, fica muito segura a interpretação sismoestratigráfica das sequências e a caracterização das sismofácies.

Críticas

O desenvolvimento da pesquisa ficou quase todo dentro da publicação, no final do manuscrito. Isso dificultou a avaliação.

Sugestões

Fica como sugestão para outros trabalhos, uma maior exploração sobre o controle tectônico na distribuição das fácies e evolução estratigráfica, e o estudo das condições hidrológicas do lago, através da análise de covariância dos isótopos de oxigênio e carbono. Ambos os fatores exercem uma forte influência na distribuição das fácies e na formação dos depósitos sedimentares.

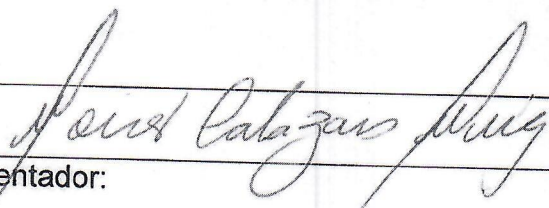
Correções

Apesar do alto nível da tese, pequenas correções faz se necessária para uma versão final da dissertação, cito aqui algumas:

- 1) Onde se escreve FWB, mudar para FWWB (Fair Weather Wave Base).
- 2) Algumas unidades estão juntas ao número, outras separadas. Padronizar.
- 3) Colocar escala em algumas figuras e mapas.
- 4) Pag. 9 – “Os três domínios deposicionais definidos vão da região do Alto de Badejo a posições offshore”. Na região do Alto de Badejo está apenas o Domínio I.
- 5) Pag. 12 penúltima linha - O termo pelecípodes está em desuso. Mudar para bivalves.
- 6) Pag. 20 primeiro parágrafo - Os depósitos de tsunamis são pouco conhecidos em lagos continentais, seria bom citar exemplos.
- 7) Pag. 54 - Os depósitos de conchas, na sua grande maioria, são essencialmente alóctones e para autóctones, sofreram algum transporte hidráulico. Porém, o autor se refere aos depósitos de coquinas como autóctones. Deve ficar claro nesse trecho do texto que esses termos denotam um contexto mais amplo. Nesse caso, o termo autóctone correspondem a depósitos formados dentro da bacia e alóctone a sedimentos, principalmente terrígenos, vindo de fora da bacia.

8)

Assinatura:



Data: 27/03/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

" MODELO DEPOSICIONAL DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS LACUSTRES
NEOCRETÁCIOS DA FORMAÇÃO COQUEIROS NO NORTE DA BACIA DE CAMPOS "

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: João Paulo Roncolato Olivito

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Prof. Dr. Leonardo Borghi

Data: 30 de julho de 2018

Conceito: A (Excelente)

PARECER:

A dissertação tem excelente apresentação, é bem estruturada, clara e fácil leitura. A introdução coloca bem o contexto do estudo, assim como coloca consoantemente o objetivo e finalidade. Ressalto a excelente revisão e discussão bibliográfica sobre processos e fácies de coquinas, que envolve estudos de caso da literatura em geral, bem como aqueles das bacias brasileiras cretácicas (neste ponto poderia-se incluir também os estudos de coquinas do Permiano, particularmente da facies do Paraná). Tal revisão e análise bibliográfica são, por si, um resultado. Neste ponto, chamo atenção para um vício desses estudos de caso para ambientes marinhos, plataformas, sob ação de ondas de tempestades (q.v. Tabela 4.1, p.26), consistindo os estudos de caso lacustre apenas para as coquinas cretácicas do rifte do Atlântico Sul, para as quais os modelos marinhos já orientam as interpretações. Em termos de processos, a literatura ainda carece de observações naturais e experimentais para compreendermos estruturas sedimentares e a petrografia das acumulações conchíferas, o que restringe nosso conhecimento aos depósitos de tempestades em ambientes (paleo-ambientes) marinhos. Os resultados estão de acordo com os objetivos propostos. A análise de fácies está bem elaborada e as interpretações deposicionais e o reconhecimento das sucessões de fácies

1/2
AB

estão estruturadas à luz da bibliografia disponível, conforme observa-se no artigo científico submetido à *Marine and Petroleum Geology*. Neste ponto, ressalto que as interpretações paleoambientais estão calçadas em uma concepção paleogeográfica (q.v. Tabela 5.2, p. 53) e não, digo, onde a orientação de estruturas sedimentares ("paleocorrentes") em perfis de imagem é inserida em um modelo pré-assumido, em consonância com estudos anteriores das coquinas da bacia de Campos. Por fim o artigo anexado é igualmente claro, bem redigido, bem apresentado e traz uma contribuição aos estudos de coquinas. O autor mostra domínio analítico de diversas técnicas e de discussões científica dos resultados, obtidos com materiais e métodos apropriados e relevantes. Parabéns o autor e o orientador. Isto posto, sou de parecer favorável à aprovação da dissertação, com conceito A (Excelente).

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Laboratório de Geologia Sedimentar
Departº de Geologia-IGEO-UFRJ
Matr. UFRJ 0114073
SIAPE: 1124491

Assinatura:

Leonardo Borghi

Data:

30/7/18

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

12/2

AB

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**“MODELO DEPOSICIONAL DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS
LACUSTRES NEOCRETÁDICOS DA FORMAÇÃO COQUEIROS NO NORTE DA
BACIA DE CAMPOS”**

Área de concentração: Estratigrafia

Autor: João Paulo Roncolato Olivito

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Juliano Kuchle

Data: 07 de março de 2018

Conceito: A - excelente

PARECER

Dissertação de mestrado bem escrita, bem estruturada e redigida de forma clara e concisa.

Apresenta uma organização bem definida de capítulos e informações coletadas em trabalhos prévios substancial.

O volume de informações da Geologia Regional e Revisão bibliográfica é bem relevante, bem estruturado e demonstra domínio do autor sobre o assunto. Os métodos são bem definidos e válidos para o proposto.

O artigo é bem escrito, em um inglês de bom domínio e bem ilustrado. Os resultados são relevantes e devem ser incorporados á gama de conhecimento do intervalo em estudo. Entretanto, o mapa de localização não apresenta coordenadas, o que dificulta o posicionamento geográfico da área de estudo. Por fim, muitas vezes tanto na discussão introdutória quanto no artigo, dá se um entendimento sobre o modelo deposicional geral da Formação Coqueiros. Mas o volume de dados compreende uma área geográfica de cerca de 15 por 15 quilômetros, e uma concentração de poços em uma área em sentido dip não mais extensa que 6 quilômetros. Assim, apresenta-se como modelo de alta resolução em uma área de detalhe em um alto estrutural reconhecido. Outro aspecto relevante é que as unidades sismoestratigráficas não são apresentadas com dados e critérios de distinção, e as sismo fácies apresentadas nas figuras 19, 20 e 21 não possuem também critérios de distinção descritos. Sugiro aprofundamento nestes pontos para maior sustentação geral do modelo.

Por fim, parabênizo o autor e o orientador pelo relevante trabalho produzido.

Assinatura:

Data: 07 de março de 2018.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: