

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RAFAELLA DE CARVALHO ANTUNES

MODELO DEPOSICIONAL DAS COQUINAS DO CAMPO DE BÚZIOS, BACIA DE SANTOS

CURITIBA
NOVEMBRO DE 2021

RAFAELLA DE CARVALHO ANTUNES

MODELO DEPOSICIONAL DAS COQUINAS DO CAMPO DE BÚZIOS, BACIA DE
SANTOS

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação
em Geologia, Setor de Ciências da Terra,
Universidade Federal do Paraná, como requisito
parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr Ricardo Jorge Jahnert.

CURITIBA
NOVEMBRO DE 2021

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

A636m Antunes, Rafaella de Carvalho
Modelo deposicional das coquinas do Campo de Búzios, Bacia de Santos [recurso eletrônico] / Rafaella de Carvalho Antunes – Curitiba, 2021.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia.

Orientador: Prof. Dr Ricardo Jorge Jahnert.

1. Carbonatos. 2. Sedimentos marinhos (Geologia) 3. Rochas – Bioclástica. 4. Formação Itapema I. Universidade Federal do Paraná. II. Jahnert, Ricardo Jorge. III. Título.

CDD: 551.46

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **RAFAELLA DE CARVALHO ANTUNES** intitulada: **MODELO DEPOSICIONAL DAS COQUINAS DO CAMPO DE BÚZIOS, BACIA DE SANTOS**, sob orientação do Prof. Dr. RICARDO JORGE JAHNERT, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa.

A outorga do título de mestra está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 14 de Dezembro de 2021.

Assinatura Eletrônica

16/12/2021 11:55:35.0

RICARDO JORGE JAHNERT

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

16/12/2021 15:01:05.0

ALMÉRIO BARROS FRANÇA

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

24/01/2022 15:23:18.0

VINICIUS CARBONE BERNARDES DE OLIVEIRA

Avaliador Externo (PETRÓLEO S.A.)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA-CENTRO POLITÉCNICO-UFPR - CURITIBA - Paraná - Brasil

CEP 81531-990 - Tel: (41) 3361-3365 - E-mail: posgeol@ufpr.br

Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.

Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 136170

Para autenticar este documento/assinatura, acesse <https://www.prppg.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp>
e insira o código 136170

DEDICATÓRIA

Dedico esta dissertação à Lourdes (*in memoriam*)

E todas as outras mais de 600 mil vítimas de COVID no Brasil.

Dedico esta dissertação às mulheres da minha vida, principalmente à minha mãe Juliana, minhas avós Afaf e Nory, minha tia Roberta, minha sogra Suzana, minha amiga Gabriela e minhas irmãs Isabella e Fernanda.

“Mas é preciso ter força, é preciso ter raça
É preciso ter gana sempre
Quem traz no corpo a marca, Maria, Maria
Mistura a dor e a alegria

Mas é preciso ter manha, é preciso ter graça
É preciso ter sonho sempre
Quem traz na pele essa marca possui
A estranha mania de ter fé na vida.”

Milton Nascimento e Fernando Brant, 1978

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Paraná por minha formação como Bacharel em Geologia e pela oportunidade de realizar este estudo para obtenção de título de Mestre.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná pela oportunidade e apoio.

Ao Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST) da Universidade Federal do Paraná pela estrutura.

Ao meu orientador Dr. Ricardo Jahnert e ao professor Dr. Almério França pela oportunidade imensurável de trabalhar e aprender com suas brilhantes considerações e ensinamentos.

Ao meu companheiro Thomaz Zulpo por todo o suporte, amizade e contribuição durante todo o desenvolvimento do presente trabalho e pela convivência extraordinária que cultivamos durante os meses de isolamento social.

Ao meu avô Luís Fernando Carvalho, ao meu pai Edison Barrozo Antunes e à toda minha família pelo apoio e por sempre acreditarem na importância do estudo e no meu potencial como cientista.

Aos amigos Gabriela Klas, Luís Guilherme Moreira da Silva e Victor Dorneles pela consideração, distrações e muito companheirismo durante o desenvolvimento deste trabalho.

Às colegas de profissão Júlia Guerrero e Letícia Betezek por suas contribuições fundamentais.

Aos professores Dr. Maria Cristina Souza e Dr. Carlos Guedes pelo apoio e disponibilidade para resolução de dúvidas.

“Renova-te.
Renasce em ti mesmo.
Multiplica os teus olhos, para verem mais.
Multiplica-se os teus braços para semeares tudo.
Destrói os olhos que tiverem visto.
Cria outros, para as visões novas.
Destrói os braços que tiverem semeado,
Para se esquecerem de colher.
Sê sempre o mesmo.
Sempre outro. Mas sempre alto.
Sempre longe.
E dentro de tudo.”

Cecília Meireles, Cânticos, 1972

“Se as coisas são inatingíveis... ora!
Não é motivo para não querê-las...
Que tristes os caminhos, se não fora
A presença distante das estrelas!”

Mario Quintana

RESUMO

O Campo de Búzios, pré-sal da Bacia de Santos, vem quebrando recordes de produção desde o início da exploração em 2015. O campo é considerado o maior do mundo em águas profundas e atualmente é o segundo mais produtivo do Brasil, tendo produzido 710.832 boe/d em julho de 2021. Parte dos reservatórios ocorrem na Formação Itapema (sequência K38, Barremiano-Aptiano), formada majoritariamente por coquinas de conchas de moluscos bivalves. Devido à crescente importância do Campo de Búzios no cenário nacional e ao recente interesse em depósitos de coquinas no mercado petrolífero, o presente trabalho tem como objetivo principal a proposição de um modelo deposicional para as coquinas Campo de Búzios. Para tanto, foram selecionados 12 poços os quais totalizaram 636 fotografias de lâminas delgadas e 59 de amostras laterais dentro da sequência das coquinas. Através da descrição dos parâmetros tafonômicos do conteúdo fóssil e características dos grãos aloquímicos das amostras, dezessete fácies foram definidas. As fácies foram agrupadas em oito associações e distribuídas em sistemas deposicionais associados a rampas carbonáticas isoladas: (1) barras bioclásticas, (2) depósitos de washover, (3) laguna intra-barras, (4) praias e bancos bioclásticos, (5) tempestitos, (6) depósitos com conchas articuladas, (7) carbonatos sustentados pela matriz e (8) folhelhos. A análise dos processos formadores de coquinas no Campo de Búzios indica que as fácies de coquinas foram formadas principalmente durante eventos de tempestade os quais remobilizavam e transportavam conchas e fragmentos de conchas de bivalves ao longo da rampa carbonática. Ondas de tempo bom são responsáveis pelo retrabalhamento abrasivo dos fragmentos de conchas. As associações são distribuídas em seis sucessões de fácies que foram identificadas a partir da correlação de poços e são associadas a momentos deposicionais distintos que atingiram os principais altos estruturais do campo, Central e Sul, de diferentes formas. Os altos estruturais foram identificados com auxílio de volume 3D na área do campo. A primeira (ORS) e segunda sucessões (ODS), da base para o topo da sequência K38, são formadas por depósitos carbonáticos finos que ocorrem em baixos estruturais. Em seguida, depósitos de tempestitos (TDS) dominam os poços dentro da área do Campo de Búzios, seguidos pela sucessão seguinte dominada por barras e praias bioclásticas (RBS). A sucessão seguinte é dominada por barras bioclásticas e depósitos de washover e lagunares (RDS). Durante a deposição de TDS, RBS e RDS, variações nos parâmetros tafonômicos entre os poços do campo indicam possíveis paleocorrentes de noroeste para sudeste, de nordeste para sudoeste e de sul para norte. Depósitos formados pela diminuição da frequência de conchas de bivalves (BRS) formam a última sucessão dominada por coquinas a qual é interrompida pela deposição de folhelhos profundos no contato entre as formações Itapema e Barra Velha. De forma geral, o empilhamento das sucessões indica um raseamento das fácies em direção ao topo da sequência K38 no Campo de Búzios.

PALAVRAS-CHAVE: Formação Itapema, Paleocorrentes, Washover, Barra Bioclástica, Tempestito, Carbonato bioacumulado.

ABSTRACT

Record-breaking petroleum field, the pre-salt Buzios Field is considered the largest deep-water field in the world and is currently the second most productive in Brazil with a production of 710.832 boe/d in July 2021. Part of the field's reservoirs is located at bivalve-shell accumulated coquina deposits from the Itapema Formation (K38 sequence, Barremian-Aptian), deposited mainly by storm waves and currents. This study aims to propose a depositional model and a paleoenvironmental evolution of the coquinas section of the Buzios Field. 636 thin section and 59 lateral sample photos distributed amongst 12 wells at the field's coquina sequence were selected. Seventeen facies were defined based on the description of taphonomic parameters and allochem content from the samples. Eight facies associations were identified related to depositional systems at isolated carbonate ramps: (1) bioclastic ridges, (2) washover deposits, (3) inter-ridge lagoons, (4), bioclastic beaches and banks, (5) tempestites, (6) articulated shells deposits, (7) mud supported carbonates and (8) shales. Formation processes analysis of coquinas at the Buzios Field indicates that coquinas were formed mostly at storm events due to remobilization and transport of bivalve shells and shell fragments along the carbonate ramps. Fair weather waves cause abrasive rework of shell fragments. Facies associations are distributed in six successions, identified using well correlation, and associated to different depositional moments that reached the main structural highs (Central and South). Structural highs were identified using seismic 3D volumes of the field. K38 first (ORS) and second (ODS) successions, from base to top, are composed of thin carbonate deposits that occur locally at some structural lows, especially the Northwest Structural Low. Next, tempestite deposits (TDS) dominate the record and are followed by bioclastic beaches (RBS). Bioclastic ridges, washover deposits and lagoons are dominant in the following succession (RDS). During the TDS, RBS and RDS successions, taphonomic variations on the field indicate possible paleocurrents from Northwest to Southeast, from Northeast to Southwest and from South to North. Deposits formed by the bivalve shells frequency decrease (BRS) form the last succession dominated by coquinas, which is interrupted by shales at the contact of Itapema and Barra Velha Formations. In general terms, stacking of the successions suggest facies' shallowing to the top of the K38 sequence at the Buzios Field.

KEY-WORDS: Itapema Formation, Paleocurrents, Washover, Bioclastic Ridge, Tempestite, Bioaccumulated carbonate.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa da área de estudo com o Campo de Búzios, levantamentos de sísmica 2D e 3D e poços selecionados.....	2
Figura 2: Fotomicrografia de calcário com bioclastos de braquiópode, ostracode e espícula de esponja de Svartevaeg Cliff, Permiano, Canadá. Escala = 3mm. Fonte: LePage <i>et al.</i> , 2003.....	5
Figura 3: Intraclastos da Formação Feixianguan em (A) marga (B) calcarenito crinoidal, parte superior, e margas, na parte inferior e (C) grainstone com dois intraclastos limitados por estiolitos. Fonte: Wignall & Twitchett (1999).....	7
Figura 4: Fotografias de algas amostrada na região costeira de Shonai, no Mar do Japão, e em Hokkaido, Oceano Pacífico, Japão. Escala = 5 cm. Fonte: Hamid <i>et al.</i> , 2019.	8
Figura 5: Fotografia macroscópica de amostra de com oncóides da Região de Bonito, Mato Grosso do Sul, sob nicóis cruzados (A) e paralelos (B). Em B é possível observar três gerações de cimentação. Fonte: Rodrigues, 2019.	9
Figura 6: Fotomicrografias de esferulitos do pré-sal. Fonte: Chafetz <i>et al.</i> , 2017.....	9
Figura 7: Classificação de Folk com exemplos de rochas e suas respectivas nomenclaturas. Adaptado de Kendall, 2005.	12
Figura 8: Classificação de Dunham (1962).....	14
Figura 9: Classificação de Embry & Klovan (1971). Modificado de Din <i>et al.</i> (2018).....	15
Figura 10: Exemplos de ornamentação do perióstio de moluscos bivalves de espécies de Hyriidae da Amazônia sob o microscópio eletrônico de varredura. Fonte: Pimpão (2010)..	21
Figura 11: Algumas variações morfológicas das conchas de gastrópodes atuais. Fonte: Frýda, 2005.	24
Figura 12: Representantes de cada uma das superfamílias de ostracodes não-marinhos sob o Microscópio Eletrônico de Varredura. Cada foto mostra a imagem da porção lateral externa de uma valva. 1-Darwinuloidea, 2 – Cytheroidea, 3 – Cypridoidea. Fonte: Holmes, 2001.....	26

Figura 13: Estromatólito domal da Lagoa Salgada, estado do Rio de Janeiro, e as respectivas fácies interpretadas de acordo com as classificações de Gerdes <i>et al.</i> (1993), para esteiras microbianas, e Riding (2011), para estromatólitos e trombólitos. Fonte: Dorneles, 2018.	27
Figura 14: Estruturas carbonáticas em seções sísmicas do offshore da Bacia de Pernambuco. Fonte: Buarque <i>et al.</i> , 2017	29
Figura 15: Exemplos de fácies descritas para a Formação Barra Velha sob nicóis paralelos (PPL) e nicóis cruzados (XP). Fonte: Gomes <i>et al.</i> , 2020	30
Figura 16: Espécies de moluscos bivalves da Bacia de Campos. Fonte: Carvalho <i>et al.</i> , 2000, Petrobrás Relatório Interno.....	31
Figura 17: Terminologia para descrição de orientações de bioclastos. Fonte: Kidwell <i>et al.</i> , 1986.....	36
Figura 18: Exemplos da ocorrência de conchas mal e bem organizadas, com a concoidade para cima e mal selecionadas com seixos em Shark Bay, Australia. Fonte: Jahnert <i>et al.</i> , 2012.....	37
Figura 19: Exemplos de rudstones e grainstones com conchas fragmentadas e arredondadas da Formação Coqueiros, Bacia de Campos: (A) amostra macroscópica, (B) fotografia de lâmina sob nicóis paralelos, (C) conchas arredondadas e fragmentadas (seta verde) cimentadas	38
Figura 20: Conchas de braquiópodes com graus de abrasão progressivamente maiores da esquerda para a direita. Conchas da Praia Itamambuca, São Paulo. Fonte: Simoes <i>et al.</i> , 2007.....	40
Figura 21: Clionolithes isp. preservados internamente às valvas esquerdas do molusco Heteropecten catharinae em (A) visão geral e (B) em detalhe. Escala branca = 10 mm. Fonte: Schmidt-Neto <i>et al.</i> , 2018.	40
Figura 22: Classificação de porosidade de acordo com a seleção da fábrica com base em Scholle (1978). Modificado de Choquette & Pray (1970).....	41
Figura 23: Feições gerais da diagênese e porosidade. (A) Cimento calcítico circungranular (seta branca), cimento calcítico tipo drusa (seta roxa), bioclastos micritizados (seta verde) e	

poro vugular isolado (V). (B) Dente-de-cão dentro de bioclasto (amarelo) e cimento calcítico tipo drusa (roxo). (C) Grãos micritizados (seta verde), microestrutura de aragonita preservada (seta alaranjada), cristais de dolomita (seta vermelha) e poros interpartícula (Ip). (D1-D2) Cristais de dolomita dentro de uma concha dissolvida. (E) Cimentação de sílica dentro de um poro móldico e porosidade interpartícula (Ip). (F) Calcedônia dentro de um poro móldico. (G) Borda escura da micritização de bioclastos das tafofácies mal selecionadas (seta verde). (H) Porosidade vugular (V) e móldico (M). Fonte: Chinelatto *et al.*, 2020..... 44

Figura 24: Seção-tipo da Formação Barra Velha com perfil de raios gama. Modificado de Moreira *et al.*, 2007..... 47

Figura 25: Padrões de empilhamento associados à trajetória da linha de costa baseado em Catuneanu *et al.*, 2010 e (B) padrões de empilhamento dos tratos de sequência da regressão normal baseado em Catuneanu (2006). Modificado de Catuneanu *et al.* (2011).51

Figura 26: Exemplo de aplicação de imagens HR3D (high-resolution 3-D seismic data). Fonte: lebedeva-Ivanova *et al.*, 2018..... 54

Figura 27: Exemplo de aplicação dos atributos (a) Energy, (b) Instantaneous e (c) Instantaneous em visão em mapa em horizonte superior de uma clinofoma do intervalo eocênico da Bacia de Santos. Fonte: Monteiro, 2018. 58

Figura 28: Exemplos de atributos horizon-based da superfície de contato superior de um canal turbidítico profundo, Golfo do México. Fonte: Posamentier *et al.* (2007). 59

Figura 29: Principais tipos de plataformas que ocorrem dentro do espectro de perfis deposicionais entre os membros finais plataforma orlada e rampa homoclinal. Modificado de Pomar (2001)..... 62

Figura 30: Barras de praia na Ilha Horn, Mississipi. Setas indicam lagunas alongadas paralelas à costa que ficaram isoladas do Golfo do México. Fonte: Otvos, 2000..... 65

Figura 31: (A) Ilustração esquemática indicando os processos formadores de barras de praia. MSL = nível médio do mar, FWSH = nível de base de ondas de tempo bom, STSH = nível de base de ondas de tempestade, MSHCW = altura máxima de swash de onda construtiva. (B) 66

Figura 32: Estratigrafia geral proposta por Schwartz (1975) de um leque de washover mostrando (A) laminação de foreset formada durante a deposição subaquática e (B) areia com laminação plano paralela em washovers de supreamaré. Fonte: Sedgwick & Davis Jr., 2003.....	69
Figura 33: Fotografias de testemunhos de sondagem indicando as características comuns em uma sequência de washover: (a) areia estratificada, (b) laminação por minerais pesados, (c) tapetes algálicos entre os eventos de washover, (d) bioturbação e (e) contato basal.....	70
Figura 34: (A) Leques de washover depositados pelo Furação Ike, no Texas, e canais erodidos em praia causados pela corrente de retorno da tempestade no Golfo do México, (b) superfície de um leque de washover, (c) terraço de washover depositado pelo Furação Ike, L.....	71
Figura 35: Proposta de modelo de fácies de acordo com os tempestitos no exemplo da Sequência Muschelkalk. Modificado de Aigner (1972).....	75
Figura 36: Localização e contexto deposicional da Bacia de Qaidam, China. Fonte: Li <i>et al.</i> , 2014.....	76
Figura 37: Fotografias de estruturas sedimentares na Bacia de Qaidam: (a-b) groove casts, (c) superfície de erosão, (d) estrutura cutoff e deformação de sedimentos inconsolidados, (e) granocrescência ascendente e hummocky, (f) estrutura de escoamento, acamamento. Fonte: Li <i>et al.</i> , 2014.....	77
Figura 38: Sistema sedimentar influenciado por tempestades da Bacia de Qaidam. Fonte: Li <i>et al.</i> , 2014.....	80
Figura 39: Coluna estratigráfica da Bacia de Santos com base em Assine <i>et al.</i> (2008), Macedo (1989), Zalán & Oliveira (2005) e Moreira <i>et al.</i> (2007). Modificado de Antunes (2018).	83
Figura 40: Seção tipo do pós-sal da Bacia de Santos e as principais feições estruturais de Assine <i>et al.</i> (2008) e Antunes (2018). Modificado de Antunes (2018).....	84
Figura 41: Visão tridimensional da área de estudo do embasamento acústico com os três domínios e topografia da Bacia de Campos. Fonte: Muniz (2013).	88

Figura 42: Sísmicas interpretada e não interpretada na porção distal da Bacia de Santos indicando estilo de falhamento (linhas pretas) dentro do pré-sal e pequenas fraturas nas critas de diápiros de sal (linhas vermelhas). Falhamentos extensionais dentro da bacia na fase sag ocorrem até a base dos evaporitos (linhas amarelas). Fonte: Karner & Gamboa, 2007.....	90
Figura 43: Seção dip com contrastes de impedância acústica e poço (linha branca). A linha sísmica da seção em mapa é indicada pela linha alaranjada na articulação à direita. Notar as mudanças proeminentes na impedância acústica entre as superfícies SK38 (topo das coquinas), ES1 (superfície erosiva 1) e ES2 (superfície erosiva 2). Fonte: Barnett <i>et al.</i> (2020).	91
Figura 44: Relação entre o pré-sal da Bacia de Campos (de acordo com Winter <i>et al.</i> , 2007) com a mesma seção na Bacia de Santos (de acordo com Moreira <i>et al.</i> , 2007). T = tempo em milhões de anos.....	94
Figura 45: Fotografia de testemunhos das fácies de (A) depósitos bioclásticos arenosos, (B) praias bioclásticas de calcarenitos e (C) ambiente lacustre marginal. Fonte: Carvalho <i>et al.</i> , 2000.....	97
Figura 46: Fotografia de testemunhos das fácies de (A) depósitos de barras bioclásticas, (B) depósitos de franjas de barra e lençóis bioclásticos e (C) bioacumulação em bancos ou biohermas. Fonte: Carvalho <i>et al.</i> , 2000.....	98
Figura 47: Modelo deposicional esquemático para a Formação Coqueiros com base nos trabalhos de Guardado <i>et al.</i> (2000) e Carvalho <i>et al.</i> (2000). Fonte: Thompson <i>et al.</i> , 2015.	99
Figura 48: Cronozonas e evolução do ambiente deposicional de acordo com variações no contexto tectônico. Adaptado de Carvalho <i>et al.</i> (2000).	99
Figura 49: Bloco diagrama do domínio I. Fonte: Muniz & Bosence, 2018.	100
Figura 50: Bloco diagrama do domínio II. Fonte: Muniz & Bosence, 2018.	101
Figura 51: Fácies de coquinas definidas por Mizuno <i>et al.</i> (2018): (A) Rudstone com matriz fina estratificada – RFC; (B) Rudstone com conchas articuladas – Rma; (C) Grainstone – G; (D) Rudstone maciço com alta taxa de fragmentação – Rmf; (E) Rudstone hídrido, maciço –	

Rh em contato com siltito laminato; (F) Rudstone com conchas articuladas e matriz – Rfma; (G) Rudstone maciço, Rm; (H) Rudstone com estratificação – Rc; (I) Rudstone com conchas orientadas altamente fragmentadas e arredondadas – Rcf e (J) Rudstone maciço com conchas com baixa fragmentação e arredondadas – Rm. Fonte: Mizuno *et al.*, 2018.

..... 103

Figura 52: Modelo deposicional para as coquinas da Bacia de Campos. FSH=foreshore, SHF=shoreface, OFT=offshore transition, OFF=offshore, FWWB=nível das ondas de tempo bom, SWB=nível das ondas de tempestade. Adaptado de Mizuno *et al.* (2018)..... 105

Figura 53: Classificação esquemática de fácies baseada na composição, granulometria, textura e tafonomia. Fonte: Oliveira *et al.*, 2019. 107

Figura 54: Rudstone de bivalve maciço e mal selecionado da fácies Rm. (A) Aspecto microscópico da fácies, (B) aspecto textural em fotomicrografia, (C) bivalve dissolvido e parcialmente cimentado por calcita (seta vermelha) sob nicóis paralelos, (D) aspecto macroscópico da fácies, (E) rudstone com porosidades interpartícula (seta amarela) e vugular (seta roxa), (F) mistura de bivalves com linhas de crescimento preservadas com bivalves de granulação fina e com fragmentação média. Fonte: Oliveira *et al.*, 2019. 108

Figura 55: Rudstone formado por bivalves e gastrópodes da fácies Rg. (A) aspecto macroscópico da fácies, (B) fotomicrografia com gastrópodes (seta rosa) e bivalves (seta amarela), (C) gastrópode silicificado com preenchimento geopetal sob nicóis paralelos, (D) aspecto macroscópico da rocha, (E) gastrópode (seta rosa), bivalve articulado (seta verde) com estiolitos (seta alaranjada) e (F) gastrópode não fragmentado sob nicóis paralelos. Fonte: Oliveira *et al.*, 2019. 110

Figura 56: Modelo deposicional para alto bioclástico isolado baseado no Poço-2. I = rochas ígneas. Fonte: Oliveira *et al.*, 2019..... 111

Figura 57: Tafofácies baseadas na orientação das conchas e seleção. (A-B) Conchas orientadas paralelamente ao acamamento (tafofácies Tf1 e Tf2); (C-D) conchas orientadas obliquamente (tafofácies Tf3 e Tf4) e (E-F) conchas com orientação caótica (tafofácies Tf5 e Tf6). Fonte: Chinelatto *et al.*, 2020. 115

Figura 58: Modelo deposicional durante eventos de tempestade. Fonte: Chinelatto *et al.*, 2020..... 116

Figura 59: Modelo deposicional em condições de tempo bom. Fonte: Chinelatto <i>et al.</i> , 2020.	117
Figura 60: Localidades na Península de Valdez com indicação de possíveis depósitos de barras bioclásticas (em amarelo) e depósitos de washover (em azul) (1) no Golfo de São Matias e (2) no Golfo Nuevo.....	119
Figura 61: Localização da área de estudo. Fonte: Jahnert <i>et al.</i> , 2012.	120
Figura 62: Imagem do sistema de barras com indicação dos diferentes tipos de arranjos (categorias), da esquerda para a direita: barras com camadas tabulares, barras convexas e depósitos de washover. Fonte: Jahnert <i>et al.</i> (2012).	123
Figura 63: Modelo de fácies para a sucessão da Formação Morro de Chaves na Pedreira Atol. (A) Distribuição de fácies de plataforma carbonática e (B) indicando o aumento da influência siliciclástica na plataforma carbonática. FWWB = nível de base das ondas de tempo bom, SWB = nível de base das ondas de tempestade. Fonte: Tavares <i>et al.</i> , 2015	125
Figura 64: Coquinas da Pedreira Atol, Formação Morro do Chaves, da fácies Cfi em (A) afloramento e (B) sob o microscópio óptico, da fácies Cm em (C) afloramento e (D) sob o microscópio óptico e da fácies Cmi em (E) afloramento e (F) sob o microscópio óptico. Fonte: Tavares <i>et al.</i> , 2015.	126

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Cronozonas da Bacia de Campos, da base para o topo. Fonte: Carvalho <i>et al.</i> , 2000.....	32
Tabela 2: Nomes e datas de conclusão dos levantamentos realizados na área do Campo de Búzios. Fonte dos dados: GeoANP, 2021	60
Tabela 3: Poços selecionados para os trabalhos com os códigos de identificação da ANP e da Petrobras.	129
Tabela 4: Poços com dados de rocha e quantidade correspondente de fotografias de amostras da Formação Itapema.....	130
Tabela 5: Exemplo de ficha de descrição de fotografia de amostra de lâmina.....	131
Tabela 6: Dados de perfis digitais dos poços selecionados para o trabalho com o sistema de coordenadas, altura da mesa rotativa, tipo de arquivo e número de arquivos. Em negrito, poços cujos perfis foram satisfatoriamente amarrados com a sísmica.....	137

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO.....	1
1.2 EXPLICAÇÃO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	2
2 REVISÃO DA LITERATURA	2
2.1 ROCHAS SEDIMENTARES CARBONÁTICAS DA SEÇÃO PRÉ-SAL	3
2.1.1 Matriz Carbonática.....	3
2.1.2 Cimento	4
2.1.3 Grãos aloquímicos.....	4
2.2 CLASSIFICAÇÃO DE CARBONATOS	10
2.2.1 Classificação de Folk (1959; 1962).....	10
2.2.2 Classificação de Dunham (1962).....	12
2.2.3 Classificação de Embry & Klovan (1971).....	14
2.2.4 Classificação de Wright (1992).....	16
2.2.5 Classificação de Terra <i>et al.</i> (2010).....	17
2.3 TAXONOMIA DE MOLUSCOS.....	19
2.3.1 Moluscos Bivalves	20
2.3.2 Moluscos Gastrópodes	23
2.4 TAXONOMIA DE OSTRACODES	25
2.5 MICROBIALITOS.....	27
2.6 FÓSSEIS DE MOLUSCOS NAS BACIAS BRASILEIRAS.....	31
2.7 TAFONOMIA	34

2.8 DIAGÊNESE, PRESERVAÇÃO DE GRÃOS ESQUELETAIS E POROSIDADE.....	40
2.9 POÇOS.....	45
2.9.1 Perfil de Raios Gama (GR).....	46
2.9.2 Perfil de Resistividade	49
2.9.3 Perfis de Densidade (DENS ou RHOB).....	49
2.9.4 Perfil Sônico	50
2.10 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	50
2.11 SISMOESTRATIGRAFIA.....	52
2.12 SÍSMICA TRIDIMENSIONAL	55
2.12.1 Evolução do Recobrimento Sísmico no Campo de Búzios.....	60
2.13 PLATAFORMAS CARBONÁTICAS.....	61
2.14 SISTEMAS DEPOSICIONAIS ASSOCIADOS A PLATAFORMAS CARBONÁTICAS.	63
2.14.1 Barras de praia e depósitos associados	64
2.14.2 Depósitos de washover e fluxos gravitacionais	67
2.14.3 Tempestitos	72
2.14.3.1 Sequência Muschelkal, Bacia Germânica, Alemanha	73
2.14.3.2 Bacia de Qaidam, China	75
2.15 BACIA DE SANTOS	81
2.15.1 Tectônica da fase rifte	85
2.15.2 Clinoformas da Formação Itapema.....	90
2.16 CAMPO DE BÚZIOS	92
2.17 COQUINAS DAS BACIAS DE SANTOS E CAMPOS.....	93
2.17.1 Carvalho <i>et al.</i> (2000)	95

2.17.2 Muniz & Bosence (2018)	100
2.17.3 Mizuno <i>et al.</i> (2018).....	102
2.17.4 Oliveira <i>et al.</i> (2019)	105
2.17.5 Chinelatto <i>et al.</i> (2020)	112
2.18 ANÁLOGOS DAS COQUINAS DO PRÉ-SAL	118
2.18.1 Shark Bay, Australia	119
2.18.2 Formação Morro do Chaves	124
3 MATERIAIS E MÉTODOS	128
3.1 BANCO DE DADOS	128
3.2 DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS	130
3.3 ANÁLISE DE FÁCIES.....	134
3.4 INTERPRETAÇÃO E CORRELAÇÃO DOS PERFIS PETROFÍSICOS.....	136
3.5 AMARRAÇÃO POÇOS E SÍSMICA.....	136
3.6 MAPEAMENTO SÍSMICO	139
4 RESULTADOS	141
4.1 ARTICLE MANUSCRIPT #1	142
4.2 ARTICLE MANUSCRIPT #2.....	176
5 CONCLUSÕES	204
5.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	205

REFERÊNCIAS	206
ANEXO 1 – ESTATÍSTICAS DE FÁCIES POR POÇO.....	235
ANEXO 2 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 2-ANP-1	236
ANEXO 3 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 2-ANP-2A.....	239
ANEXO 4 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 3-BRSA-1053.....	244
ANEXO 5 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 3-BRSA-944.....	246
ANEXO 6 –TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 8-BUZ-5	248
ANEXO 7 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-1	250
ANEXO 8 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-2	252
ANEXO 9 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-3	253
ANEXO 10 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-4	254
ANEXO 11 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-7	256
ANEXO 12 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-8	257
ANEXO 13 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BRSA-1159-RJS.....	258
ANEXO 14 – PERFIS INTERPRETADOS	261

1 INTRODUÇÃO

Os reservatórios do Campo de Búzios, Bacia de Santos, atualmente o segundo maior produtor de petróleo no Brasil (ANP, 2021), são distribuídos entre coquinas da Formação Itapema e depósitos carbonáticos da Formação Barra Velha. Os reservatórios do campo vêm batendo recordes de produção desde seu descobrimento em 2015 (Petrobras, 2020). Na Formação Coqueiro da Bacia de Campos, correlata à Formação Barra Velha, os depósitos bioacumulados são distribuídos em plataformas carbonáticas isoladas (Muniz & Bosence, 2018) as quais, durante o Barremiano-Albiano, eram dominadas por depósitos de coquinas formadas por bioclastos de moluscos bivalves (Carvalho *et al.*, 2000; Mizuno *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020). Na Bacia de Santos, em oposição ao que ocorre na Bacia de Campos, ainda há poucos trabalhos publicados com enfoque na Formação Itapema.

Para tanto, o presente trabalho tem como objetivo principal a interpretação do modelo deposicional das coquinas do Campo de Búzios durante o Barremiano-Aptiano. Objetivos específicos incluem a determinação de setores estruturais e evolução dos paleoambientes através da descrição de fotografias de amostras de lâminas delgadas, interpretação de perfis petrofísicos, interpretação das sequências do pré-sal em volume sísmico e geração de um modelo de processos e de distribuição 3D de sistemas sedimentares que contemple todas as informações obtidas.

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é correspondente à área do Campo de Búzios, considerado o maior campo em águas profundas do mundo (Petrobras, 2020). O campo se localiza a aproximadamente 200 km da costa Estado de São Paulo e tem uma área de 852,3 km² (GeoANP, 2021; Figura 1). Nas proximidades do Campo de Búzios localizam-se os campos de Mero, Itapu, Atapu e Tambuatá (GeoANP, 2021). Geologicamente, está inserido dentro do offshore da Bacia de Santos e, mais especificamente, dentro do polígono do pré-sal. O limite norte da bacia é com a Bacia de Campos e o limite sul com a Bacia de Pelotas (Moreira *et al.*, 2007; GeoANP, 2021).

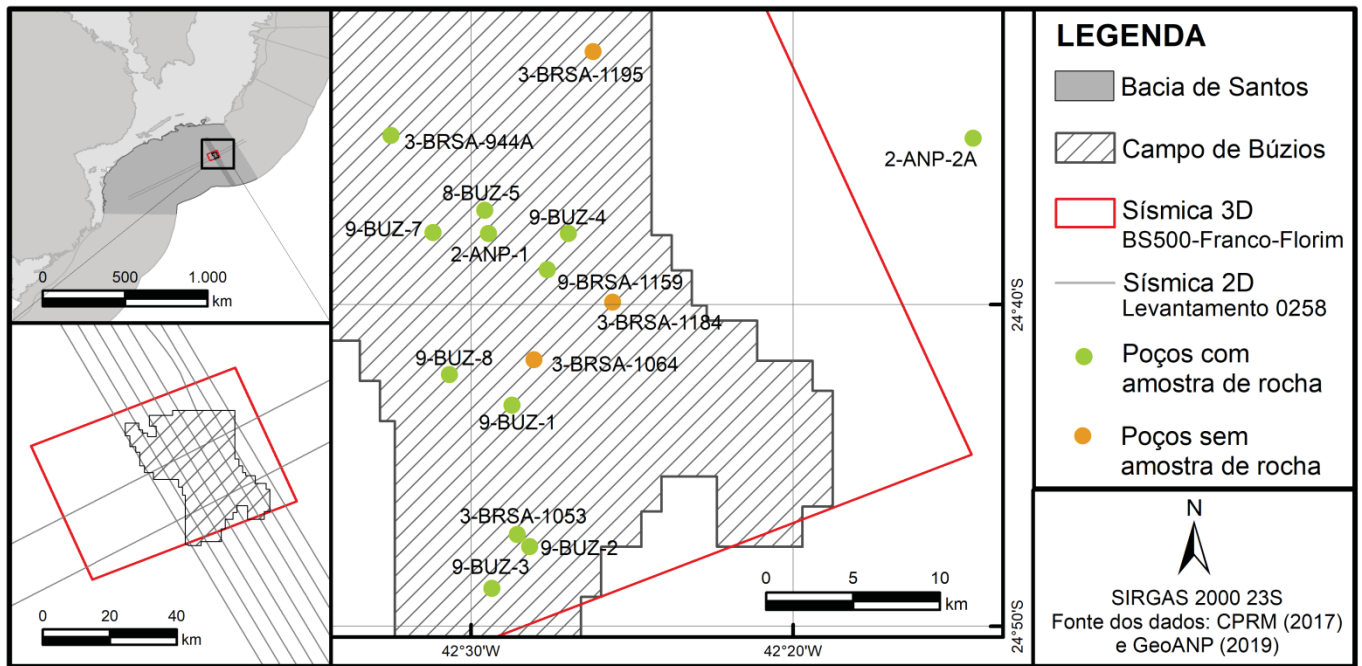


Figura 1: Mapa da área de estudo com o Campo de Búzios, levantamentos de sísmica 2D e 3D e poços selecionados.

1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

De acordo com as Normas Complementares 01/14 do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, a presente dissertação está dividida entre introdução (capítulo 1), revisão de literatura (capítulo 2), materiais e métodos (capítulo 3), resultados (capítulo 4) e conclusões (capítulo 5). Os resultados são apresentados na forma de dois manuscritos de artigos com os principais resultados da pesquisa os quais são integrados no capítulo de conclusões.

2 REVISÃO DA LITERATURA

O Campo de Búzios está inserido no contexto do pré-sal da Bacia de Santos, e é dominado por reservatórios em rochas carbonáticas (ANP, 2015). O presente estudo tem como enfoque as coquinas da seção K38 formadas principalmente por bioacumulação de conchas e fragmentos de conchas de moluscos bivalves depositadas em plataformas carbonáticas (e.g. Bacia de Campos; Oliveira *et al.*, 2019).

2.1 ROCHAS SEDIMENTARES CARBONÁTICAS

Rochas carbonáticas sedimentares são compostas principalmente por calcita, aragonita ou dolomita e podem ser calcários ou dolomitos (Tucker & Dias-Brito, 2017). São formadas, em sua grande maioria, por sedimentos gerados por processos biológicos e bioquímicos e, em raros casos, pela precipitação abiótica de CaCO_3 . A precipitação inorgânica de calcita e aragonita ocorre lentamente em soluções aquosas em temperaturas próximas ou exatamente no ponto do equilíbrio isotópico do oxigênio (Horita & Clayton, 2007). Estudos indicam que a precipitação pode ser afetada por variações na temperatura, no pH da água e na taxa de precipitação (Dietzel *et al.*, 2009).

2.1.1 Matriz Carbonática

O termo matriz refere-se ao material intersticial aos componentes maiores da rocha (arcabouço; Flugel, 2004). Em rochas carbonáticas, é denominada de matriz microcristalina, micrita (Folk, 1962) ou lama carbonática (Dunham, 1962), podendo ser definida como todo material carbonático constituído por cristais menores que 0,0625 mm (tamanho do silte; Wright, 1992; Terra *et al.*, 2010). A matriz é um dos componentes mais comuns das rochas carbonáticas (Terra *et al.*, 2010) e sua identificação e classificação, apesar de ser essencial para a análise de bacias e ambientes deposicionais carbonáticos, pode ser extremamente difícil sob o microscópio ótico (Flugel, 2004). Portanto, estudos mais profundos acerca de matrizes carbonáticas são normalmente realizados com auxílio de microscopia eletrônica de varredura (Flugel, 2004).

De acordo com Tucker & Dias-Brito (2017), a matriz microcristalina é derivada da acumulação de lamelas carbonáticas. A acumulação pode ocorrer em uma variedade de ambientes sedimentares calmos como planícies de maré, fundos de baías, lagunas rasas e pisos marinhos profundos. A origem da matriz é amplamente discutida entre pesquisadores e geralmente pouco evidenciada nos calcários (Flugel, 2004; Terra *et al.*, 2010; Tucker & Dias-Brito, 2017). Entre os processos de gênese da matriz estão: (a) abrasão biológica, em que organismos como esponjas e micróbios erodem os grãos carbonáticos; (b) abrasão mecânica de grãos bioclásticos por ação de ondas e correntes; (c) desintegração de

organismos calcários frágeis; (d) bioacumulação de microrganismos e intervenção de organismos na precipitação bioquímica induzida pela fotossíntese microbiana e decomposição, entre outros (Flugel, 2004; Terra *et al.*, 2010).

É importante ressaltar que nem todo material fino intersticial é matriz sindeposicional (Flugel, 2004). Processos como micritização intensa, compactação, neomorfismo e alterações de pelóides podem dar origem à pseudomatriz.

2.1.2 Cimento

Cimentos em rochas carbonáticas são muito comuns e formados quando fluidos nos poros estão supersaturados com os componentes da fase cimentante (Terra *et al.*, 2010). Quando não existem fatores que inibam a precipitação do cimento, estes fluidos movimentam-se e preenchem espaços porosos pré-existentes na rocha. De acordo com Terra *et al.* (2010), os cimentos mais importantes em rochas carbonáticas das bacias brasileiras são aragonita, calcita magnesiana, calcita de baixo teor de magnésio e dolomita.

2.1.3 Grãos aloquímicos

Os termos constituintes ou grãos aloquímicos (*allochems*) foram definidos por Folk (1959) para referir-se a todos os materiais formados química ou bioquimicamente dentro da bacia e que foram organizados, agregados entre si e, na maioria das vezes, transportados. De acordo com o autor, o prefixo “allo” é derivado do grego significando algo fora do ordinário, ou seja, no caso das rochas carbonáticas sedimentares, constituintes que foram transportados do lugar onde foram formados. Em oposição, o termo ortoquímicos faz referência aos elementos dos calcários que foram depositados sem transporte significativo do local onde foram formados como as matrizes micrita e esparítica e outros minerais associados a diagênese da rocha (Folk, 1959).

Bioclastos ou fósseis são os principais componentes aloquímicos formadores de rochas sedimentares carbonáticas (Tucker & Dias-Brito, 2017). Eles abrangem todos os

fósseis de estruturas calcárias ou fragmentos destas estruturas (Flügel, 2004). Os principais organismos formadores de fósseis calcários são os moluscos (bivalves, gastrópodes e cefalópodes), além de braquiópodes, cnidários, equinodermas e briozoários (Figura 2; Tucker & Dias-Brito, 2017).

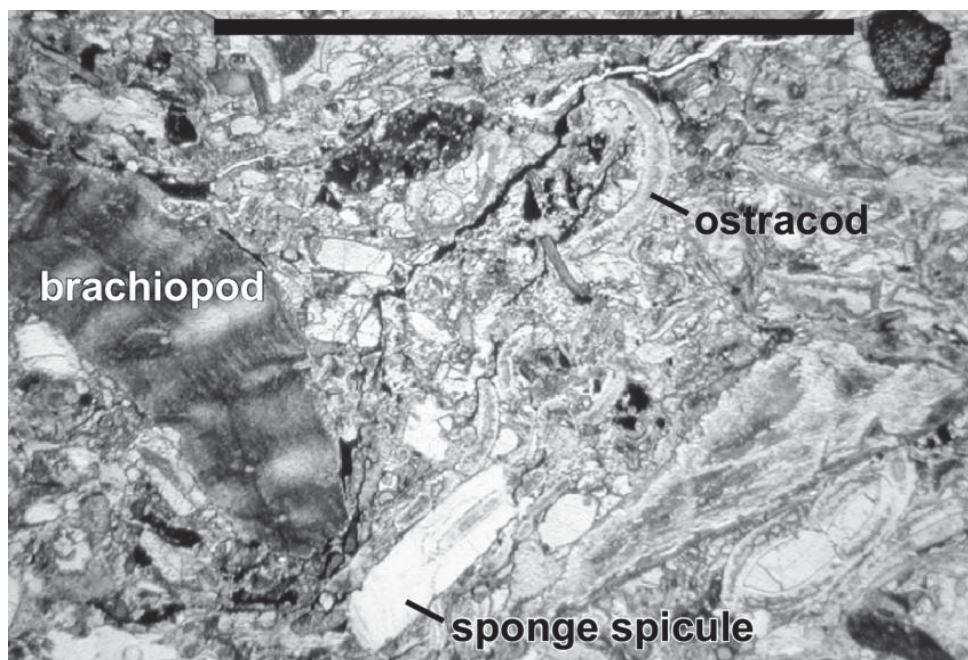


Figura 2: Fotomicrografia de calcário com bioclastos de braquiópode, ostracode e espícula de esponja de Svartevaeg Cliff, Permiano, Canadá. Escala = 3mm. Fonte: LePage *et al.*, 2003

Entre os organismos secundários na formação de rochas carbonáticas sedimentares estão os poríferos (esponjas e estromatoporoides), artrópodes (principalmente ostracodes e trilobitas), calcíferas (esferas calcárias fósseis de diferentes origens) e calpinodelídeos (Figura 2; Tucker & Dias-Brito, 2017). Alguns tipos de organismos são comumente observados em lâminas delgadas, porém não podem ser encaixados claramente em um grupo específico. Estes organismos são denominados de problemáticos e, em alguns casos, fazem parte importante de depósitos calcários no Fanerozóico. Entre eles destacam-se o Receptaculites, Tubiphytes, Palaeoaplysina, Archaeolithoporella e Lithocodium-Bacinella (Tucker & Dias-Brito, 2017).

Oólitos ou oóides são grãos esféricos a subsféricos constituídos de uma ou mais lamelas concêntricas formadas pela acreção físico-química em torno de um núcleo de uma partícula carbonática ou um grão de quartzo (Terra *et al.*, 2010; Tucker & Dias-Brito, 2017). Alguns autores recomendam a utilização do termo oóide para os grãos (menores que 2

mm) e oólito para as rochas formadas por estas partículas (Scholle, 2003; Tucker & Dias-Brito, 2017). No Brasil, o termo mais usual é oólito (Terra *et al.*, 2010).

Oólitos possuem em geral tamanho de areia, entre 0,2 mm e 1,00 mm, mas em alguns casos podem ficar maiores que 2 mm. Devido a essas possibilidades, utiliza-se os termos oólito ou oóide para denominar partículas menores que 2mm e os termos pisólito ou pisóide quando a partícula tem diâmetro maior de 2 mm (Tucker & Dias-Brito, 2017). O termo pisólito, porém, não é recomendado na descrição de rochas carbonáticas das bacias brasileiras (Terra *et al.*, 2010). Em alternativa, grão revestido é o termo genérico para denominar tanto os oóides quanto os pisóides (Tucker & Dias-Brito, 2017). Oóides podem ser superficiais, se apresentam apenas uma lamela revestindo o núcleo, ou compostos, caso vários oóides menores sejam revestidos por lamelas concêntricas.

Pelóides e pelóides fecais (pellets) são grãos micríticos subesféricos com diâmetro da seção circular variando entre 0,1 e 0,5 mm e não apresentam estrutura interna (Tucker & Dias-Brito, 2017). Eles podem ser grãos aloquímicos micritizados de origem desconhecida, clastos de lama, fragmentos de bioclastos e algas arredondados ou podem ter origem fecal. Neste último caso são chamados de peloide fecal (pellet; Flugel, 2004; Tucker & Dias-Brito, 2017). O termo “pelóide” normalmente é usado para designar grãos micríticos sem conotação genética. Apesar disto, a distinção entre os tipos de pelóides pode indicar informações paleoambientais e diagenéticas importantes (Flugel, 2004).

Indicadores da proveniência do aporte sedimentar, **intraclastos** (Figura 3) são considerados componentes penecontemporâneos a sedimentos carbonáticos e são partículas parcialmente litificadas que foram erodidas e redepositadas (Tucker & Dias-Brito, 2017). Intraclastos são importantes indicadores de alta energia atuante durante a geração de um depósito (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003) por serem formados durante eventos como marés altas, correntes e tempestades (Enos, 1983). A composição dos intraclastos em relação à composição dos componentes da rocha também oferece importantes informações paleoambientais. Grãos terrígenos indicam a influência de aporte sedimentar continental sobre um depósito (Turbay *et al.*, 2013) e a mistura de grãos de diferentes origens. Por exemplo, grãos de plataforma rasa com intraclastos de intrabaciais ou do talude podem indicar a presença de correntes de turbidez em uma plataforma carbonática (Tucker & Dias-Brito, 2017).

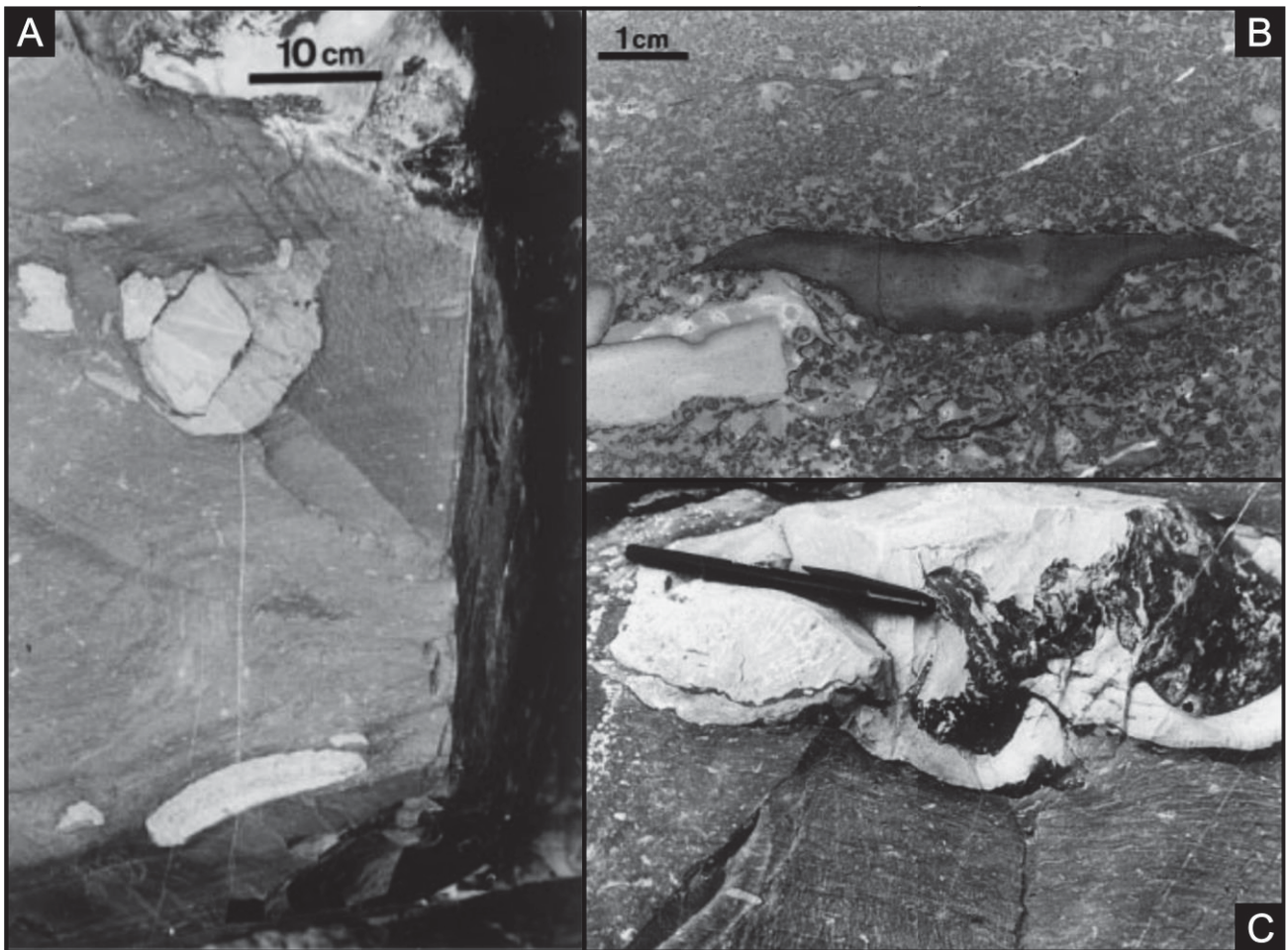


Figura 3: Intraclastos da Formação Feixianguan em (A) margas (B) calcarenito crinoidal, parte superior, e margas, na parte inferior e (C) grainstone com dois intraclastos limitados por estiolitos. Fonte: Wignall & Twitchett (1999).

Algas e micróbios (Figura 4) constituem parte importante dos grãos aloquímicos carbonáticos não esqueletais (Tucker & Dias-Brito, 2017). Entre elas se destacam as algas vermelhas (Rhodophyta), algas verdes (Chlorophyta), algas marrons cocólitos (Chryspophyta), cianobactérias e algas calcificadas (calcimicróbios) e microbialitos (estromatólitos, trombólitos e oncóides).

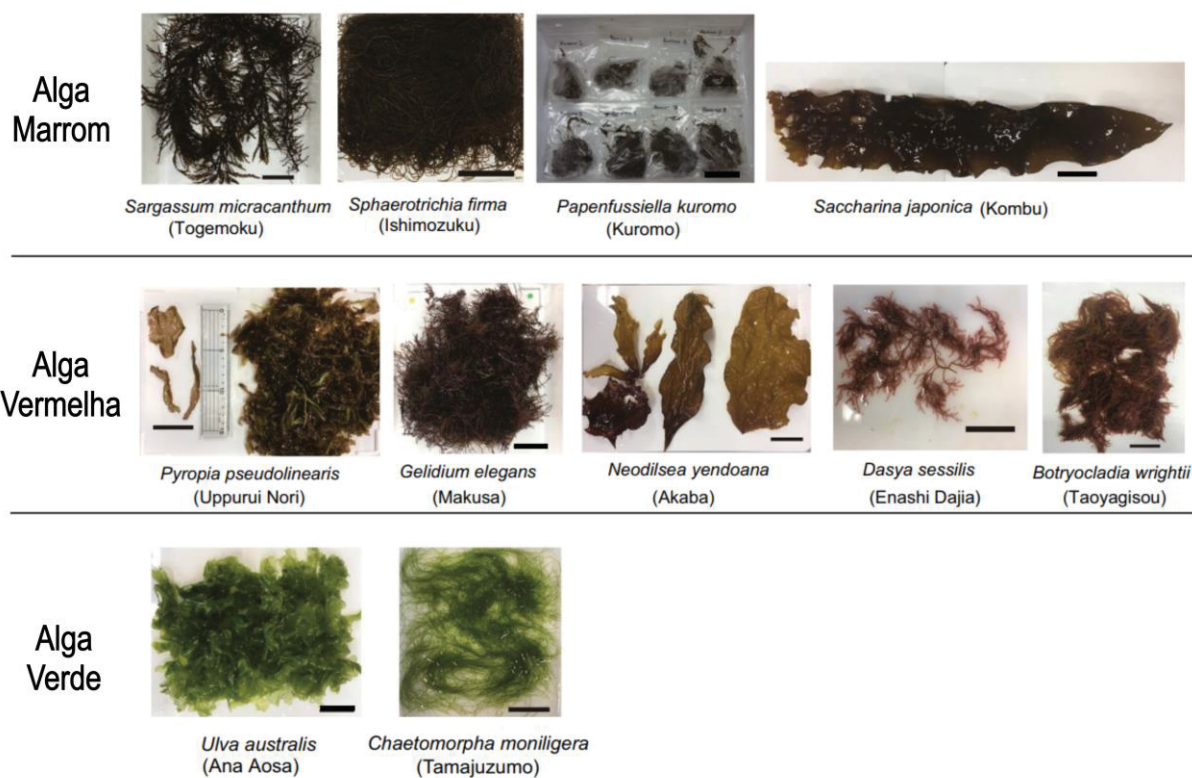


Figura 4: Fotografias de algas amostrada na região costeira de Shonai, no Mar do Japão, e em Hokkaido, Oceano Pacífico, Japão. Escala = 5 cm. Fonte: Hamid *et al.*, 2019.

Oncólitos ou oncoides (Figura 5) são grãos formados pela acreção organo-sedimentar a partir de micróbios, algas e outros organismos em plataformas e rampas carbonáticas e recifes (Flugel, 2004; Tucker & Dias-Brito, 2017). Ocorrem na forma de envelopes descontínuos, geralmente pouco nítidos, frequentemente com núcleo interno preso entre os envelopes e possuem forma subesférica a subelíptica. Com o desenvolvimento da acreção, os oólitos tendem a ser mais esféricos que os oncólitos, já que o processo de acreção inorgânica exige uma energia ambiental muito mais elevada que a acreção orgânica (Tucker & Dias-Brito, 2017).

O tamanho dos oncólitos é controlado por variações ambientais, como energia e taxa de sedimentação, e por fatores biológicos como os processos metabólicos dos organismos envolvidos (Flugel, 2004). Horizontes com oncóides de tamanhos diferentes podem ser importantes indicadores de variações nos padrões deposicionais e podem ser usados para identificar flutuações no nível do mar (Flugel, 2004).

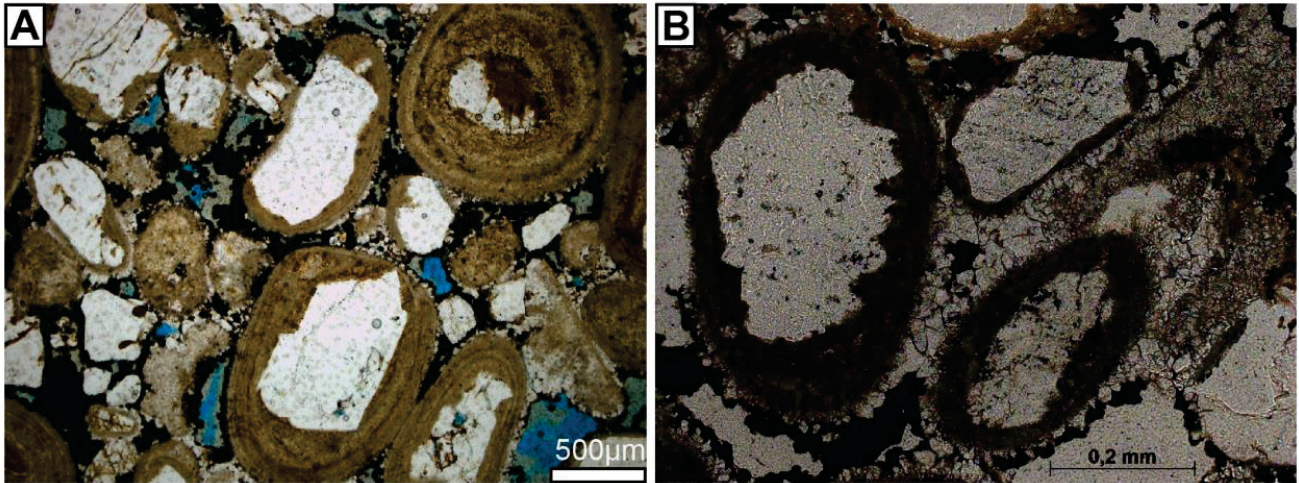


Figura 5: Fotografia macroscópica de amostra de com oncóides da Região de Bonito, Mato Grosso do Sul, sob polarizadores cruzados (A) e paralelos (B). Em B é possível observar três gerações de cimentação. Fonte: Rodrigues, 2019.

Esferulitos (Figura 6) são partículas esféricas a subsféricas de contornos lisos ou lobados de tamanho geralmente menor que 2mm (Tucker & Dias-Brito, 2017). Ao microscópio, são normalmente compostos por micrita organizada de forma radial ou vacuolada e não apresentam núcleo. Segundo Tucker & Dias-Brito (2017), os esferulitos são considerados partículas *in situ*, porém, são categorizados como grãos aloquímicos pois podem apresentar retrabalhamento (Terra *et al.*, 2010).

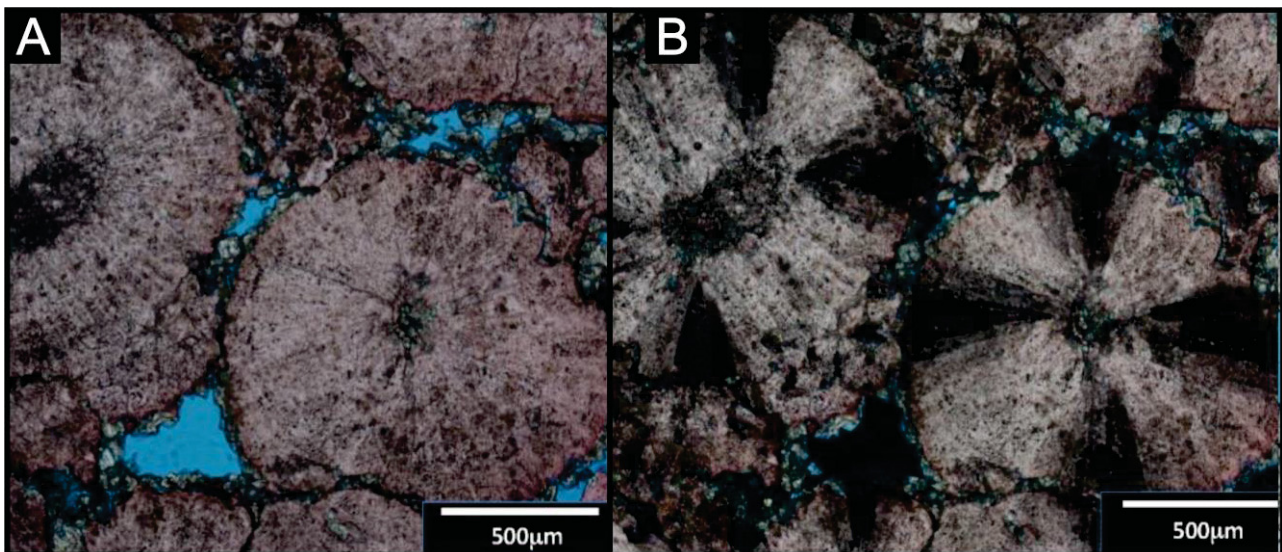


Figura 6: Fotomicrografias de esferulitos do pré-sal. Fonte: Chafetz *et al.*, 2017

2.2 CLASSIFICAÇÃO DE CARBONATOS

Até início da década de 1960 a classificação de rochas carbonáticas mais utilizada era de Grabau (1904; 1913) baseada na granulometria dos componentes aloquímicos (Oliveira *et al.*, 2019). Em 1961 foi realizado o simpósio Classificação de Rochas Carbonáticas patrocinado pela AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*) e SEPM (*Society for Sedimentary Geology*) durante o qual diversos trabalhos foram apresentados e posteriormente publicados no primeiro Memoir da AAPG. Entre estes trabalhos estavam os de Folk (1962) e Dunham (1962) ambos os quais traziam as propostas de classificação que vieram a se tornar as mais populares e clássicas da geologia sedimentar de carbonatos (Wright, 1992; Terra *et al.*, 2010).

Estas propostas serviram de fundamento para a maioria das classificações seguintes. Entre elas, está a proposta de Embry & Klovan (1971) a qual amplia a classificação de Dunham (1962) para carbonatos bioconstruídos. Terra *et al.* (2010) destacam também a classificação de Riding (2000) exclusivamente para carbonatos microbiais. Entre outras classificações importantes que se seguiram estão as de Leighton & Pendexter (1962), Bissel & Chilingar (1967) e Fuchtbauer (1974; Wright, 1992).

Classificações utilizando parâmetros físicos especiais, como por exemplo porosidade, também são amplamente utilizadas (Flugel, 2004). Na indústria petrolífera destacam-se as classificações de Archie (1952), Choquette & Pray (1970) e Lucia (1983; 1995; 2007).

2.2.1 Classificação de Folk (1959; 1962)

Folk (1959; 1962) classifica as rochas carbonáticas sedimentares de acordo com a textura, natureza dos componentes aloquímicos, granulometria e porcentagem de dolomita recristalizada. De acordo com o autor, quase todas as rochas carbonáticas são formadas pela mistura entre três materiais principais: componentes aloquímicos, matriz oozítica e cimento esparítico. A classificação, portanto, é essencialmente a sistematização das variações nas proporções e o estabelecimento dos limites quantitativos entre estes materiais (Figura 7; Folk, 1959).

Os três membros para rochas não recristalizadas são divididos de acordo com a ocorrência dos materiais principais (Folk, 1959). São eles: (1) Tipo I, rochas aloquímicas esparíticas formadas por componentes aloquímicos cimentados por calcita esparítica; (2) Tipo II, rochas aloquímicas microcristalinas formadas principalmente por componentes aloquímicos, mas com matriz oozítica preservada e (3) Tipo III, rochas microcristalinas formadas majoritariamente por matriz microcristalina e alguns grãos aloquímicos.

De acordo com Folk (1959), calcários formados por estruturas orgânicas *in situ* geradas por uma massa coerente e resistente durante o crescimento de biohermas são contempladas em um membro especial (Tipo IV). Essas rochas são denominadas de biolíticos com base no termo biólito proposto por Grabau (1913) para se referir a rochas formadas por organismos. O termo biolítico deve ser usado exclusivamente quando as estruturas orgânicas não apresentarem retrabalhamento. Se as estruturas estão retrabalhadas ou quebradas, elas devem ser classificadas como intraclastos e a rocha deve ser descrita utilizando os outros tipos propostos (Folk, 1959).

Após a identificação entre os tipos I, II, III ou IV os calcários devem ser subdivididos com base na natureza dos grãos aloquímicos (Folk, 1959). De acordo com a classificação, os únicos grãos aloquímicos significativos são os intraclastos, oólitos, pelóides e fósseis. Os grãos com maior significado paleoambiental são os intraclastos (Folk, 1959), portanto, se a rocha apresentar mais de 25% de intraclastos, ela deve ser denominada de rocha intraclástica. Caso a rocha possua menos de 25% de intraclastos, a preferência passa para os oólitos. Ou seja, caso a rocha tenha mais de 25% de oólitos deve ser denominada de rocha oolítica. No caso de não possuir nem intraclastos nem oólitos, a denominação da rocha deve basear-se na razão volumétrica entre pelóides e fósseis. Se a razão for menor que 1:3, a rocha deve ser denominada de rocha peloidal e, se maior que 3:1, deve ser denominada de rocha biogênica. Caso a razão entre pelóides e fósseis fique entre 1:3 e 3:1, o calcário deve ser denominado de biogênico pelítico (Folk, 1959).

De acordo com Folk (1959), a granulometria dos grãos aloquímicos deve ser utilizada descritivamente. Quando a maioria dos grãos tiver mais que 1 mm, a rocha é denominada calcirudito. Entre 0,0625 e 1 mm, calcarenito ou doloarenito e se a maioria dos grãos for menos que 0,0625, calcilutito ou dololutito. Anteriormente à classificação de Folk (1959), o limite entre calciruditos e calcarenitos utilizado nas classificações era de 2 mm

(e.g. Grabau, 1913; Wentworth, 1922; Udden, 1914). A alteração foi feita pois o autor acredita que 1mm é um limite mais significativo (Folk, 1959).

Palavras compostas devem ser utilizadas (Folk, 1959). O prefixo da palavra deve referir-se à natureza do grão aloquímico (intra-; oo-; bio- ou pel-), enquanto o sufixo deve fazer referência ao material intersticial principal entre os grãos (-esparito ou -micrito; Figura 7). Por exemplo, uma rocha denominada de biomicrito corresponde a um calcário formado por mais de 75% de componentes fósseis distribuídos em uma matriz oozítica. Calcários pertencentes ao Tipo III são denominados apenas de micritos. A granulometria dos grãos aloquímicos deve ser utilizada para nomear uma rocha apenas quando necessário, já que a maioria dos calcários são calcarenitos (Folk, 1959).

O último aspecto a ser considerado na classificação de Folk (1959; 1962) é a presença de dolomita (Folk, 1959). Se a rocha tiver mais de 10% de dolomita de substituição, deve-se adicionar o termo “dolomitizado” posteriormente ao nome da rocha (e.g. oosparito dolomitizado). Se a dolomita for primária, é possível adicionar símbolos (Da ou Dr) aos nomes das rochas (e.g. dolomita intramicrito Ili: Dr). Rochas formadas majoritariamente por dolomita primária oozítica (Tipo III) podem ser chamadas de doomicritos.

Mais de 2/3 de Matriz Micrítica				50% cimento 50% micrita	Mais de 2/3 de Cimento Esparítico	
0 - 1%	1 - 10%	10 - 50%	Mais de 50%		Mal selecionado	Bem selecionado
MICRITO	BIOMICRITO FOSSILÍFERO	BIOMICRITO DISPERSO	BIOMICRITO EMPACOTADO	BIOESPARITO	BIOESPARITO MAL SELECIONADO	BIOESPARITO BEM SELECIONADO

Figura 7: Classificação de Folk com exemplos de rochas e suas respectivas nomenclaturas.

2.2.2 Classificação de Dunham (1962)

A classificação de Dunham (1962) é baseada na textura deposicional de calcários e dolomitos levando em consideração a dominância da lama carbonática em relação aos

grãos aloquímicos (arcabouço). O autor fundamenta-se no princípio de que, na maioria dos casos, a textura deposicional das rochas carbonáticas não é obliterada, apesar da diagênese.

Três categorias texturais são a base da classificação: (a) textura matriz-sustentada (*mud-supported*) com menos de 10% de grãos aloquímicos; (b) textura matriz-sustentada com mais de 10% de grãos aloquímicos e (c) textura grão-sustentadas (*grain-supported*; Figura 8). Diferentemente das classificações para sedimentos siliciclásticos, as categorias não são separadas entre si por porcentagens fixas. Dunham (1962) argumenta que, apesar do método classificativo parecer subjetivo à primeira vista, apresenta as mesmas dificuldades e erros cometidos durante a atribuição de porcentagens.

Calcários e dolomitos sem grãos aloquímicos são denominados de mudstone enquanto rochas sustentadas pela matriz com mais de 10% de grãos aloquímicos são denominadas de wackestone (Dunham, 1962). Caso a rocha seja suportada pelos grãos com matriz lamosa é denominada de packstone e em casos nos quais a rocha é desprovida de lama carbonática é denominada de grainstone. O termo carbonato cristalino é usado para designar rochas cujas texturas deposicionais estão obliteradas (Figura 8; Dunham, 1962).

Rochas formadas por grãos *in situ* interligados durante a deposição são colocados em uma quarta categoria (Dunham, 1962). A interligação pode ser evidenciada de três formas: (a) matéria esquelética interconectada, como em colônias de corais e foraminíferos incrustantes; (b) laminação contrária à gravidade e (c) cavidades escavadas em sedimentos de fundo, como túneis e grutas em recifes de corais. Nestes casos a rocha deve ser denominada de boundstone, termo similar aos termos carbonato recifal, carbonato bioconstruído e biolitito de outras classificações (e.g. Folk, 1959; 1962; Figura 8).

De acordo com Wright (1992), tanto a classificação de Dunham (1962) quanto a de Folk (1959; 1962) apoiam-se no conceito de maturidade textural, uma vez que a quantidade de matriz reflete o nível energético do ambiente. De forma geral, calcários com matriz lamítica fina devem ter sido depositados em ambientes de baixa energia, em condições de menor agitação do que calcários granulares sem matriz (Dunham, 1962). Entretanto, estudos posteriores indicam que a análise de energia do ambiente deve ser feita de forma cautelosa levando em consideração outros aspectos além da quantidade e presença de lama carbonática na rocha (Wright, 1992).





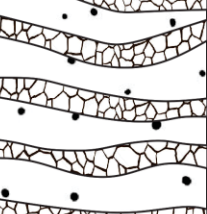
Textura Original Reconhecível					Textura Original Não Reconhecível
Componente Originais Não Interligados				Componentes Originais Interligados	
Com Matriz			Sem Matriz Grão-Sustentado		
Matriz-sustentado		Grão-Sustentado			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	
					
CARBONATO CRISTALINO					

Figura 8: Classificação de Dunham (1962).

2.2.3 Classificação de Embry & Klovan (1971)

Processos biológicos influenciam as rochas carbonáticas de várias formas, mas é principalmente em recifes de corais que eles se tornam dominantes no controle da textura (Wright, 1992). Anteriormente ao trabalho de Embry & Klovan (1971), as classificações para rochas carbonáticas sedimentares de Folk (1959, 1962) e Dunham (1962) haviam se limitado a distinguir entre rochas autóctones e alóctones (Embry & Klovan, 1971). Rochas autóctones referem-se às rochas organicamente interligadas durante o momento da deposição. Estas categorias de carbonatos foram denominadas de biolititos (Folk, 1959, 1962) e boundstones (Dunham, 1962). Independente da classificação, as rochas carbonáticas autóctones formadas por build-ups carbonáticos não eram distinguidas entre si. Desta forma, Embry & Klovan (1971) propõem a expansão da classificação de Dunham (1962) com a criação de novas categorias que contemplem estas rochas (Figura 9).

DUNHAM (1962)	Textura Original Reconhecível					Textura Original Não Reconhecível
	Componente Originais Não Interligados				Componentes Originais Interligados	
	Com Matriz		Grão-Sustentado	Sem Matriz Grão-Sustentado		
	Matriz-sustentado					
	Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
	MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	
EMBRY & KLOVAN	Grãos maiores que 2mm	FLOATSTONE	RUDSTONE		FRAMESTONE	
					BINDSTONE	
					BAFFLESTONE	

Figura 9: Classificação de Embry & Klovan (1971). Modificado de Din *et al.* (2018)

Os calcários autóctones são divididos em três tipos de acordo com a estrutura resultante do aprisionamento de sedimentos por organismos (*binding*; Embry & Klovan, 1971): (a) arcabouço rígido, (b) encrustamento e ligamento e (c) organismos que servem como obstáculo (*baffling*; Klement, 1967). Rochas com estas estruturas são denominadas, respectivamente, de framestone, bindstone e bafflestone (Embry & Klovan, 1971). Estes nomes não são puramente descritivos e implicam interpretações referentes ao papel paleoecológico dos fósseis formadores da rocha. Desta forma, é importante que a classificação de rochas carbonáticas autóctones seja feita com afloramentos e testemunhos contínuos (Embry & Klovan, 1971).

Framestones são formados por fósseis *in situ* os quais formam um *framework* tridimensional rígido. Estas rochas são sustentadas pelos fósseis e a matriz ocorre

intersticial a eles (Embry & Klovan, 1971). Bindstones apresentam fósseis *in situ* tabulares ou lamelares os quais encrustam e interligam os sedimentos durante a deposição. Bindstones são matriz-sustentados e fósseis constituem até 15% da rocha.

Bafflestones são pouco comuns e representam uma categoria altamente interpretativa. Bafflestones são rochas carbonáticas finas com bioclastos observadas atualmente em bancos litorâneos cobertos por gramas marinhas que produzem uma redução de energia de correntes e ondas facilitando a decantação de finos. São formados por fósseis *in situ* com formado de talo que aprisionam sedimentos a partir da redução do fluxo de água local (Embry & Klovan, 1971). O termo boundstone proposto por Dunham (1962) é mantido na classificação de Embry & Klovan (1971) para designar calcários autóctones cujas estruturas de aprisionamento de sedimentos não podem ser reconhecidas. Modificadores como tipo de partícula, tamanho de grão, impurezas e cor das rochas carbonáticas podem ser adicionados à terminologia (Embry & Klovan, 1971).

Além da ampliação para carbonatos bioconstruídos, Embry & Klovan (1971) propõem mais duas classes texturais, rudstone e floatstone, para carbonatos nos quais mais de 10% dos componentes aloquímicos são maiores que 2mm (Figura 9). Rudstone deve ser utilizado para designar calcários grão-sustentados enquanto que floatstones para designar calcários matriz-sustentados (Figura 9).

2.2.4 Classificação de Wright (1992)

A proposta de Wright (1992) tem como intuito a integração das classificações clássicas de Folk (1959; 1962) e Dunham (1962). O autor destaca que a proposta não é uma nova classificação, mas a revisão destas classificações antigas com a criação de novas categorias de texturas sedimentares carbonáticas formadas durante a diagênese, aspecto o qual não era levado em consideração anteriormente ao trabalho em questão.

A composição e textura de calcários podem ser influenciadas por processos biológicos, sedimentares ou diagenéticos (Wright, 1992). O grau de alteração diagenética de uma textura deposicional original pode ser pouco alterado quando é submetido apenas à compactação, por exemplo. O soterramento gera alterações por pressão de fluidos, que aumenta o contato dos clastos carbonáticos, podendo gerar deformação, suturamento e

microestiolitos. Segundo Wanless (1979), a pressão de fluidos em carbonatos gera incipiente obliteração de texturas originais. Wright (1992) propõe a utilização do termo *cementstone* nestes casos.

Por outro lado, processos como recristalização neomórfica e substituição podem causar completa obliteração da textura original (Wright, 1992). Em casos nos quais os calcários não são totalmente dolomitizados, porém perderam a textura deposicional como resultado de uma recristalização completa ou substituição, os calcários podem ser denominados de *spartones* ou *microspartones*. *Sparstones* são calcários compostos por cristais de calcita esparítica, tipicamente iniquigranulares formando mosaicos de blocos e com cristais maiores que 10 μm . *Microspartones* são similares, mas apresentam cristais entre 4 e 10 μm . Rochas evaporíticas se encaixam nesta última categoria (Wright, 1992).

Quando a dolomitização de uma rocha é completa, devem ser utilizados os termos *dolomicrostone*, *dolomicrosparstone* e *dolosparstone* os quais apresentam cristais com menos de 4 μm , entre 4-10 μm e mais que 10 μm , respectivamente. Wright (1992) propõe ainda uma categoria especial para calcários alterados diageneticamente com a textura não obliterada. Nestes casos se faz referência ao termo dolomito, proposto por Sibley & Gregg (1987), que deve ser usado junto com a textura reconhecível, como por exemplo packstone dolomitizado (*dolomitized packstone*; Wright, 1992).

2.2.5 Classificação de Terra *et al.* (2010)

A proposta de Terra *et al.* (2010) tem como enfoque as rochas carbonáticas que ocorrem nas bacias brasileiras. A proposta baseia-se nas classificações de Pettijohn (1957) Dunham (1962), Folk (1962), Embry & Klovan (1971), Carozzi *et al.* (1972), Demicco & Hardie (1994), Riding (2000) e Flügel (2004).

Terra *et al.* (2010) dividem as rochas carbonáticas em quatro grupos texturais. O primeiro grupo abrange as rochas carbonáticas cujos elementos não estavam ligados durante sua formação como mudstone, wackestone, packstone, grainstone, floatstone, rudstone, bioacumulados e brechas. O segundo grupo abrange as rochas carbonáticas *in situ* ou cujos elementos estavam ligados durante a formação como boundstones, estromatólito, estromatólito arborescente, estromatólito arbustiforme, estromatólito

dendriforme, trombolito, dendrolito, leiolito, esferulítico, travertino e tufa. Os terceiro e quarto grupos abrangem, respectivamente, as rochas cujos elementos estavam ligados ou não durante a formação como laminitos, laminitos liso e laminito crenulado, e rochas cuja textura deposicional é irreconhecível, como calcários cristalinos e dolomitos (Terra *et al.*, 2010).

Mudstones, wackestones, packstones e grainstones são classificados da mesma forma que a classificação de Dunham (1962). Floatstones e rudstones são utilizados para designar rocha carbonáticas com grãos maiores que 2 mm matriz-sustentadas e grão-sustentadas, respectivamente (Embry & Klovac, 1971; Terra *et al.*, 2010). Brechas são rochas grão-suportadas nas quais mais de 50% dos grãos são altamente angulosos e maiores que 2 mm (Flügel, 2004; Terra *et al.*, 2010). Bioacumulados são rochas carbonáticas constituídas por um único tipo de organismo dominante com granulação de areia ou maior e sem retrabalhamento (Carozzi *et al.*, 1972). O termo pode ser complementado com o organismo formador dominante, como bivalves, ostracodes, gastrópodes, entre outros (Terra *et al.*, 2010).

De acordo com Thompson *et al.* (2015), o termo coquina tem origem espanhola e é derivado da palavra latina “concha”. Depósitos de coquinas podem ser definidos como qualquer acumulação de partes biológicas duras, independente da composição taxonômica, estado de preservação ou grau de modificação post-mortem (Kidwell *et al.*, 1986; Thompson *et al.*, 2015). Para as bacias marginais brasileiras, o termo faz referência a rochas ricas em bioclastos de bivalves (conchas e fragmentos de conchas) que podem ser definidos como: (a) bioacumulados, para rochas com as duas valvas preservadas, (b) packstones e rudstones para rochas cujas valvas estão retrabalhadas e apresentam matriz e (c) rudstones e grainstones para rochas com bioclastos retrabalhados sem matriz (Terra *et al.*, 2010).

O segundo grupo textural proposto por Terra *et al.* (2010) inclui as rochas com evidências da interligação dos elementos durante a deposição. Boundstone faz referência ao termo proposto por Dunham (1962) para se referir a rochas cujos sedimentos estavam interligados durante a deposição. Rochas com estrutura laminada normalmente convexa, comumente com feições de crescimento ou ramificação para o topo são denominadas de estromatólitos e podem ter origem microbial (Terra *et al.*, 2010). Estromatólitos podem ser arborescentes, arbustiformes e dendriformes (Riding, 2000). Trombolitos são depósitos

majoritariamente de origem microbial cuja textura macroscópica forma é coagulada (clotted), maciça e dômica (Riding, 2000; Terra *et al.*, 2010).

De acordo com a classificação de Riding (2000) dentrolitos e leiolitos são depósitos microbiais dendríticos formados atividade de bactérias e depósitos microbiais dômicos sem laminação e coágulos, respectivamente (Terra *et al.*, 2010). Esferulititos são rochas formadas por esferulitos normalmente com menos de 2 mm que ocorrem de forma isolada ou em camadas amalgamadas (Terra *et al.*, 2010). De acordo com o conteúdo de argila, podem ser chamados de esferulito com argila, argilito com esferulitos ou argilito lamelar com esferulitos (Terra *et al.*, 2010). Travertinos e tufas são rochas bandeadas formadas pela precipitação superficial de CaCO_3 ao redor de fontes de águas quentes (travertinos) ou precipitação ao longo de cursos aquosos de águas frias (tufas; Pettijohn, 1957; Riding, 2000; Terra *et al.*, 2010). Travertinos podem ser precipitados por intervenção bacteriana (Chafetz & Folk, 1984; Terra *et al.*, 2010).

Laminitos são rochas com granulação fina com recorrência de laminações delgadas normalmente plano-paralelas (laminito liso) ou crenuladas (laminito crenulado; Terra *et al.*, 2010). Rochas recristalizadas com cristais maiores que 50 μm são denominadas de calcário cristalino de acordo com as classificações de Folk (1959, 1962) e Dunham (1962; Terra *et al.*, 2010). Caso os cristais tenham entre 5 e 50 μm a rocha pode ser denominada de calcário microcristalino. Rochas dolomitizadas cujas texturas deposicionais são irreconhecíveis são denominadas de dolomititos (Folk, 1959, 1962; Dunham, 1962; Terra *et al.*, 2010). Dolomititos microcristalinos ocorrem com cristais entre 5 e 50 μm (Terra *et al.*, 2010). Uma lista de abreviaturas e dimensões das rochas também é proposta por Terra *et al.* (2010).

2.3 TAXONOMIA DE MOLUSCOS

Devido à grande variabilidade de geometrias e diferentes adaptações, o filo dos moluscos está entre os mais importantes e mais difíceis de definir no Domínio Eucariontes (Leme, 1995; Gosling, 2003). Só superado pelo filo *Arthropoda* em quantidade de espécies (Leme, 1995), existem entre 50 mil e 110 mil espécies conhecidas de moluscos dentre as quais aproximadamente 30 mil são marinhas (Russel–Hunter, 1969; Gosling, 2003).

De forma geral, um molusco pode ser definido como um animal de corpo mole protegido, na maioria dos casos, por uma concha dura (Gosling, 2003). Internamente, seus órgãos são envelopados por um manto o qual pode funcionar como um músculo para locomoção. O filo dos moluscos é composto por seis classes, ordenadas por diversidade de espécies: (a) *Gastropoda* (caracóis, lapas com conchas retas, lesmas marinhas sem conchas e lesmas e caracóis terrestres), (b) *Bivalvia* (mexilhões, ostras, escalopes e mariscos), (c) *Cephalopoda* (polvos, lulas e chocos/sibas/sépias), (d) *Polyplacophora* (quítons), (e) *Scaphopoda* (conchas de presas) e (f) classe extinta *Monoplacophora* (fósseis moles do Devoniano e Cambriano; Gosling, 2003).

O sucesso evolutivo dos moluscos tem início no pré-Cambriano com a classe *Chephalopoda*, a mais complexa e organizada entre as classes do filo dos moluscos (Leme, 1995; Hildenbrand *et al.*, 2021). Estudos recentes realizados em uma concha septada da Formação Bonavista, sudeste do Canadá, indicam que moluscos da classe dos cefalópodes podem ter aparecido pela primeira vez há 552 milhões de anos (Hildenbrand *et al.*, 2021). Entretanto, a maioria das famílias e ordens desta classe foi extinta no fim do Cretáceo (Leme, 1995). Desde então, porém, os moluscos conquistaram todos os ambientes naturais, habitando desde depressões marinhas até grades altitudes montanhosas, regiões áridas e até regiões glaciais (Leme, 1995).

2.3.1 Moluscos Bivalves

A classe dos bivalves é a mais modificada entre os moluscos (Gosling, 2003). Bivalves possuem dois mantos, são achatados em ambas as laterais e apresentam duas valvas articuladas que protegem os órgãos internos. Os movimentos de abertura e fechamento das válvulas é controlado pelos músculos adutores posterior e anterior. Estas modificações evolutivas qualificam o sistema de alimentação dos moluscos bivalves como um dos mais efetivos do Reino Animal (Gosling, 2003).

Compostas principalmente por calcita e aragonita (Bøggild, 1930; Cox, 1969; Tucker & Dias-Brito, 2017), as conchas dos moluscos são essencialmente esqueletos aos quais os músculos adutores se prendem (Gosling, 2003). As conchas são compostas por três camadas: (a) um fino perióstio externo formado pela proteína conchiolina, o qual normalmente é muito diminuto devido a abrasão mecânica, organismos incrustantes,

parasitas ou doenças, (b) camada intermediária denominada óstraco prismática formada por aragonita ou calcita, (c) camada interna nacarada com textura maciça ou iridescente, a depender da espécie (Gosling, 2003). A análise das camadas sob o microscópio eletrônico de varredura é uma importante ferramenta no estudo taxonômico de moluscos bivalves (Pimpão, 2010). O periósteeo, por exemplo, pode apresentar diferentes ornamentações que podem relacionar-se a diferentes espécies (Figura 10; Bonetto & Ezcurra, 1965).

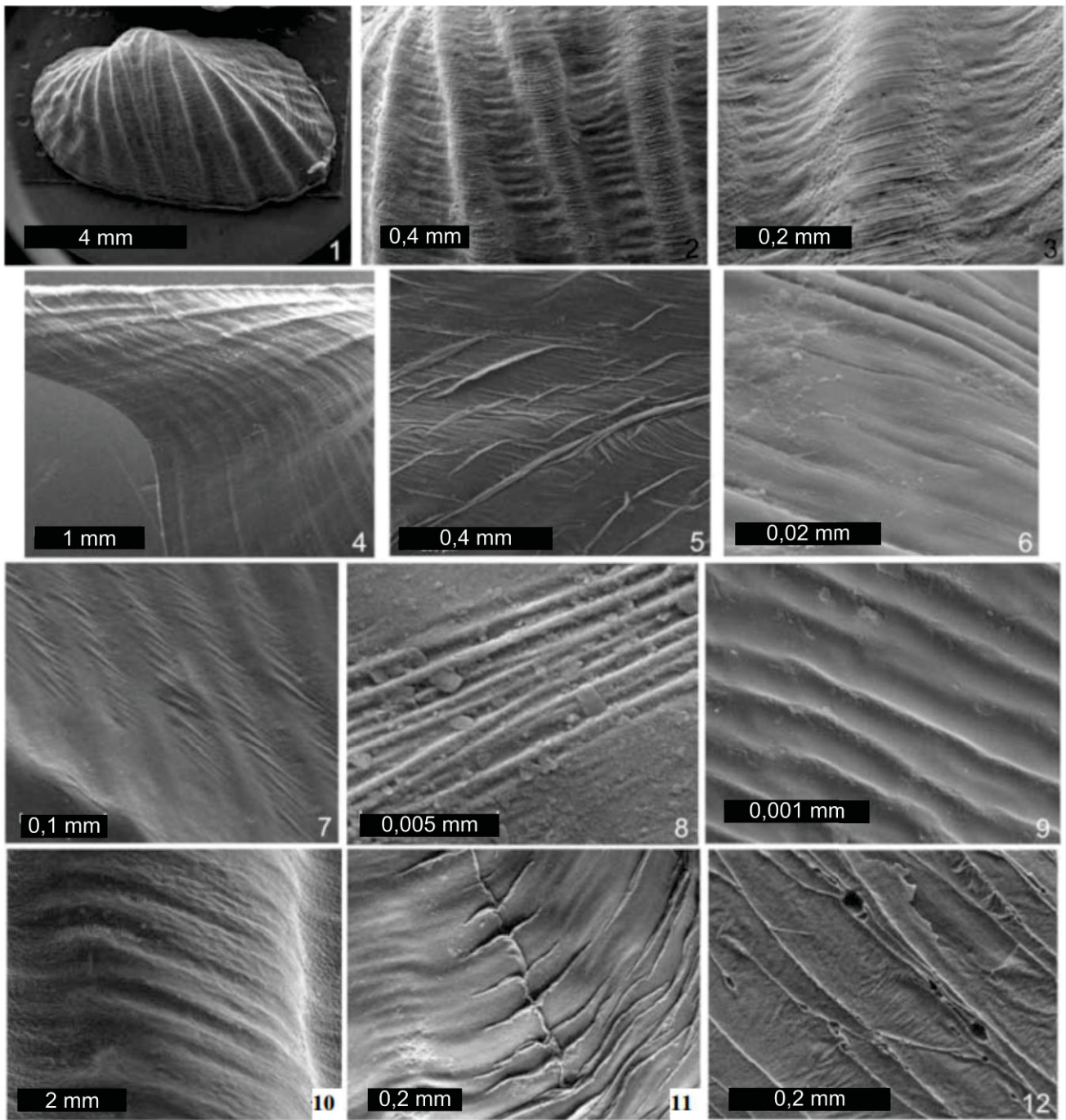


Figura 10: Exemplos de ornamentação do periósteeo de moluscos bivalves de espécies de Hyriidae da Amazônia sob o microscópio eletrônico de varredura. Fonte: Pimpão (2010).

A concha é formada ainda nos estágios larvais e é fortemente calcificada após a metamorfose da concha larval em concha adulta (Gosling, 2003). A partir desta concha adulta inicial, a porção externa do manto secreta as camadas perióstee e prismática intermediária enquanto que a superfície geral do manto secreta a camada nacarada. Desta forma, a concha cresce em circunferência pela acreção de material proveniente da porção externa do manto e cresce em espessura pela deposição de material proveniente da superfície geral do manto (Gosling, 2003). O cálcio necessário para ambas as formas de crescimento da concha é obtido através da alimentação do bivalve ou na própria água do ambiente. O carbonato de cálcio é formado pela interação do cálcio obtido com o CO₂ ou bicarbonato disponível nos tecidos dos bivalves. (Gosling, 2003).

Conchas de bivalves apresentam grande potencial como proxies ambientais (Yan *et al.*, 2014). Entre os motivos que tornam estas conchas tão importantes está a alta taxa de crescimento dos bivalves o que resulta em registros de alta resolução das variações ambientais (anuais, sazonais e até semanais). Além disso, está também a ampla distribuição geográfica de bivalves, que ocorrem praticamente em todos os tipos de ecossistemas aquáticos, como marinhos, estuarinos, lacustres, fluviais e fossas marinhas, desde os trópicos até os polos (Gillikin *et al.*, 2005; Yan *et al.*, 2014). Bivalves são muito bem representados no registro fóssil a partir do Cretáceo, o que permite que o registro das condições ambientais possa ser correlacionado com depósitos antigos (Chang *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2011; Wanamaker *et al.*, 2011). Estas informações podem ser obtidas através da análise isotópica de carbono e oxigênio e pela composição de elementos traços nas conchas dos bivalves (Yan *et al.*, 2014).

No geral, a interação dos moluscos com o ambiente é afetada pela temperatura e salinidade, fatores os quais controlam a distribuição, alimentação, reprodução, crescimento, respiração e regulação osmótica (Gosling, 2003). Secundariamente, estes atributos podem ser afetados também por exposições subaéreas, concentração de oxigênio, correntes, substrato, predação e competição. A temperatura de ocorrência dos moluscos bivalves é específica de cada espécie e varia entre -3°C a 44°C (Vernberg & Venberg, 1972). A salinidade das águas em que os moluscos prosperam também é muito variável entre espécies (Gosling, 2003) e é um dos fatores que mais afetam os as espécies marinhas (Muraeva *et al.*, 2016).

Além da temperatura e salinidade, outro fator específico de cada espécie é a afinidade por determinados substratos. Ostras, por exemplo, preferem substratos de rocha consolidada, arenosos ou com conchas, enquanto que escalopes preferem substratos arenosos finos a grossos ou cascalhosos (Gosling, 2003). A ação de ondas também tem um importante papel na distribuição e abundância de bivalves, apenas mexilhões, por exemplo, conseguem viver em planícies costeiras expostas (Gosling, 2003). Fatores biológicos como predação, doenças e competição também são importantes aspectos da ecologia de moluscos bivalves.

2.3.2 Moluscos Gastrópodes

Devido às variações morfológicas nos sistemas respiratório, excretor, digestivo e reprodutor, os moluscos gastrópodes podem ser considerados os invertebrados mais adaptados a variações de temperatura, profundidade, altitude, pressão de água ou ar, salinidade e umidade (Leme, 1995). A ocorrência global de gastrópodes é evidência clara desta capacidade adaptativa (Frýda, 2005). Durante a evolução, eles foram os únicos moluscos a ocuparem a maioria dos ambientes marinhos, de água doce a terrestres. A adaptabilidade dos gastrópodes é excepcional entre todos os filos animais e está relacionada a extraordinárias diversidades morfológicas e funcionais dos seus corpos e conchas (Frýda, 2005).

A principal característica distintiva do gastrópode é a contorção de seus corpos ainda nos estágios larvais o que produz cruzamento do sistema nervoso, dobramento dos intestinos e torção da cavidade do manto (Frýda, 2005). A excepcionalidade dos gastrópodes é refletida também em suas anatomias internas e na morfologia de suas conchas (Figura 11). De forma geral, os corpos dos gastrópodes são formados por um grande pé, massa visceral e cabeça com boca, tentáculos e olhos. A massa visceral e a cavidade do manto ficam majoritariamente reclusas dentro de uma concha calcárea (Frýda, 2005).

As conchas de gastrópodes evoluíram com uma grande variedade de formatos, tamanhos e ornamentações desde o aparecimento da classe há 500 milhões de anos (Figura 11; Frýda, 2005). Conchas com mais de 1 metro podem ser encontradas em depósitos eocênicos, por exemplo. A ornamentação das conchas de gastrópodes está

essencialmente associada com o modo de vida do molusco. Geralmente, conchas mais ornamentadas ocorrem em ambientes tropicais marinhos, enquanto conchas de água doce e terrestre são comumente menos ornamentadas (Frýda, 2005).

Compostas por duas camadas, externa (camada orgânica denominada de perióstato) e interna, as conchas de gastrópodes podem ser organizadas em mais de 20 tipos estruturais (Frýda, 2005). As cores são resultado da assimilação de diferentes pigmentos que ficam retidos no perióstato e na porção mais exterior da camada interna calcificada (Figura 11). Alguns tipos estruturais de gastrópodes são restritos a grupos específicos, como por exemplo os gastrópodes nacarados, e podem auxiliar na identificação fóssil sob o MEV (Frýda, 2005). A maioria das conchas de gastrópodes são dextrais e algumas poucas sinistras. Apenas um pequeno grupo de gastrópodes apresenta conchas bilateralmente simétricas.



Figura 11: Algumas variações morfológicas das conchas de gastrópodes atuais. Fonte: Frýda, 2005.

De acordo com Brown (2001), o número de espécies de gastrópodes varia entre 40.000 e 100.000, a depender do autor (e.g. Bieler, 1992; Ponder & Lindberg, 1997). Tentativas de classificação de gastrópodes remontam aos trabalhos de Georges Cuvier, há mais de 200 anos atrás (Frýda, 2005). Desde então, diversas tentativas de classificação

utilizando características morfológicas diferentes foram publicadas. Entretanto, estudos recentes com auxílio do MEV, apoiados com evidências moleculares independentes, revelaram a necessidade de revisar as classificações antigas sobre moluscos gastrópodes (Frýda, 2005). Atualmente, os gastrópodes são subdivididos entre *Caenogastropoda* e *Heterobranchia*, incluindo os membros *Vivatidae*, *Glacidorbidae* e *Acochlidia* (Pyron & Brown, 2015). Os únicos grupos exclusivamente de água doce são *Viviparoidae*, *Glacidorboidea* e *Hygrophila* (Strong et al., 2008).

2.4 TAXONOMIA DE OSTRACODES

Ostracodes são pequenos crustáceos aquáticos bivalves que secretam calcita com baixo teor de magnésio (Holmes, 2001). Ostracodes são comuns em todos os tipos de ambientes não-marinhos com pH neutro a alcalino e são especialmente abundantes e bem preservados em sedimentos lacustres. Podem ocorrer também em águas levemente ácidas, mas nesses casos suas conchas raramente são preservadas (Holmes, 2001). Ostracodes são sensíveis a variações de fatores ecológicos como tipo de ambiente, disponibilidade de nutrientes, salinidade, temperatura e composição química das águas. Devido a esta sensibilidade, eles são importantes ferramentas no estudo de paleoecologia, principalmente do Quaternário (Holmes, 2001).

O corpo do ostracode é completamente encapsulado por uma carapaça calcária composta por duas valvas conectadas dorsalmente. As conchas são predominantemente lisas, mas algumas são ornamentadas, principalmente as de ostracodes marinhos. Existem diferenças entre as valvas de ostracodes marinhos e não marinhos. As carapaças de ostracodes não marinhos variam em morfologia, o que auxilia na identificação das superfamílias *Daewinulidea*, *Cytheroidea* e *Cypridoidea* (Figura 12; Holmes, 2001).

Entre os fatores que controlam a abundância e presença de uma determinada espécie estão as características do ambiente e a natureza do corpo d'água (Holmes, 2001). A primeira categoria inclui o nível de energia, profundidade, presença de determinadas plantas aquáticas, disponibilidade de alimento e predação. As características do corpo d'água incluem temperatura, pH, conteúdo de oxigênio dissolvido, salinidade e composição

iônica. Entre os parâmetros, os mais importantes são habitat hidrológico, temperatura, salinidade e composição iônica (Holmes, 2001).

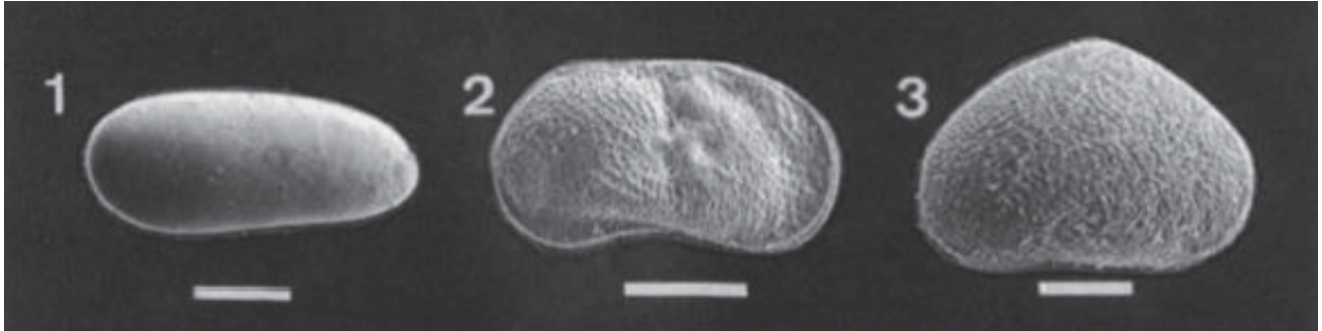


Figura 12: Representantes de cada uma das superfamílias de ostracodes não-marinhos sob o Microscópio Eletrônico de Varredura. Cada foto mostra a imagem da porção lateral externa de uma valva. 1- *Darwinuloidea*, 2 – *Cytheroidea*, 3 – *Cypridoidea*. Fonte: Holmes, 2001.

O habitat hidrológico determina quais ostracodes estarão presentes, já que cada um deles tem afinidade com um habitat específico (Holmes, 2001). Muitos ostracodes também são capazes de sobreviver a períodos de ressecamento, alguns deles recorrendo a hibernação para tanto, principalmente ostracodes não marinhos da superfamília *Cypridoidea* (Figura 12). Conseqüentemente, a ocorrência destes ostracodes em uma rocha pode significar o registro de um período de ressecamento. Ostracodes podem escavar o substrato enquanto outros são nadadores que permanecem dentro de plantas subaquáticas (Holmes, 2001). A profundidade do corpo d'água influencia principalmente ostracodes de lagos grandes e modelos de zonamento de espécies de acordo com a profundidade foram propostos (Mourguiart & Carbonel, 1994). Holmes *et al.* (1997, 1998) alerta que esta relação de espécies com profundidade em lagos grandes pode estar mais associada com a disponibilidade de plantas aquáticas, o que é o resultado direto do zonamento fótico, do que com a profundidade em si.

Ostracodes são muito sensíveis a mudanças na salinidade e temperatura (Holmes, 2001). Em ambientes não marinhos a salinidade pode aumentar como o resultado de secas, incursões marinhas (no caso de lagos costeiros) e até poluição antrópica. Valores de salinidade são específicos para cada espécie de ostracodes e variações nestes valores afetam tanto a diversidade quanto a abundância de ostracodes (Holmes, 2001). Segundo Holmes (2001), há pouca informação disponível sobre como variações de temperatura afetam os ostracodes.

2.5 MICROBIALITOS

O termo microbialito (Figura 13) foi introduzido por Awramick (1974) e difundido por Burne & Moore (1987) para caracterizar depósitos organosedimentares formados por faunas bentônicas através do trapeamento e ligamento de sedimentos detríticos ou através de precipitação mineral (Bosence *et al.*, 2015). O termo, porém, pode ser difícil de aplicar. Diversas classificações abrangem estes tipos de depósitos carbonáticos sem abranger satisfatoriamente os processos formadores (e.g. Duham, 1962; Folk, 1963; Embry & Klovan, 1971). Desta forma, as classificações de Riding (1977) e Burne & Moore (1987) foram as primeiras a estabelecer este importante link entre processos e depósitos (Bosence *et al.*, 2015).

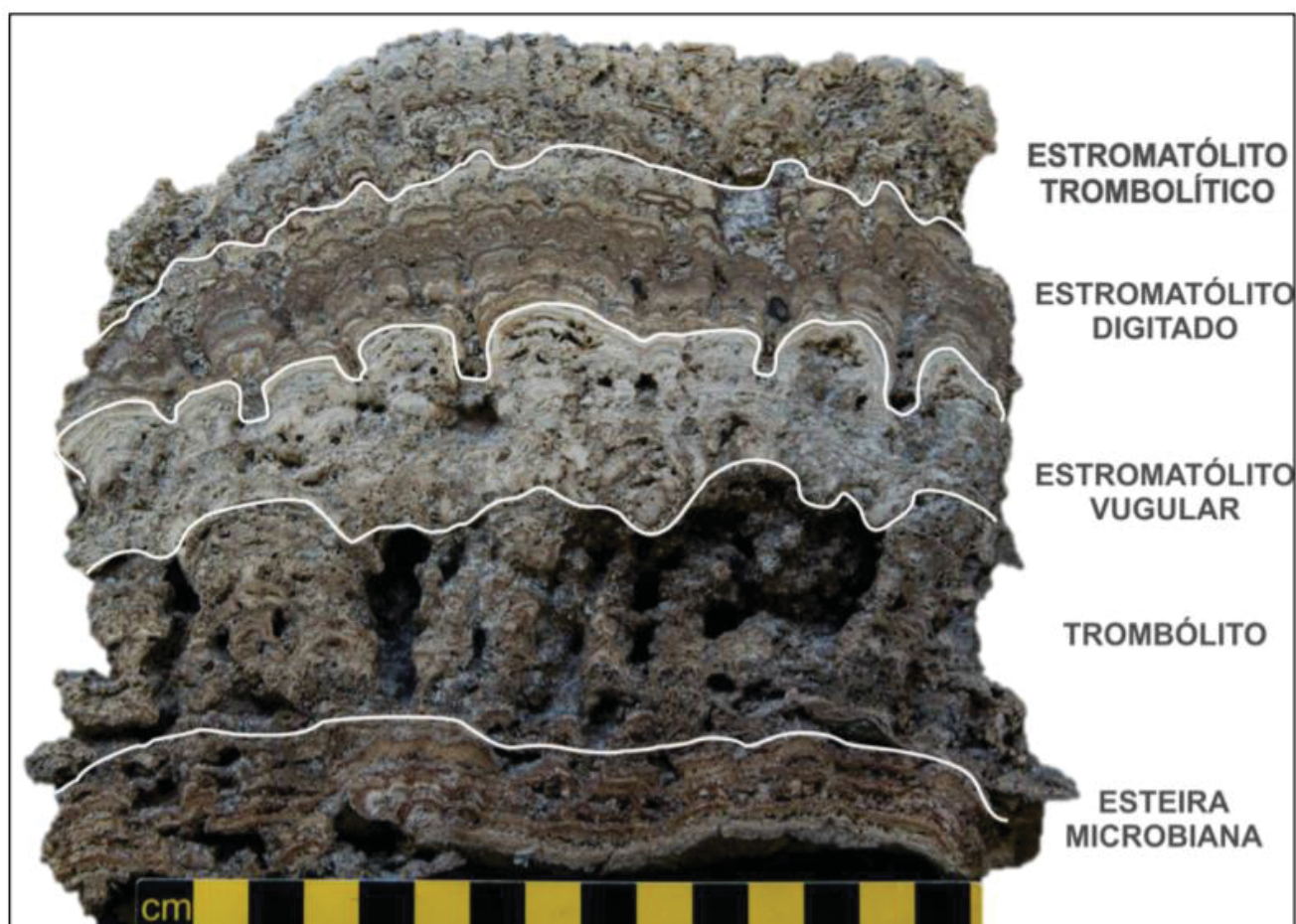


Figura 13: Estromatólito domal da Lagoa Salgada, estado do Rio de Janeiro, e as respectivas fácies interpretadas de acordo com as classificações de Gerdes *et al.* (1993), para esteiras microbianas, e Riding (2011), para estromatólitos e trombólitos. Fonte: Dorneles, 2018.

Alguns problemas associados com o termo “tufa” geraram a ampliação da discussão. De acordo com Capezzuoli *et al.* (2014), o termo tufa deve ser aplicado para carbonatos continentais com estratificação incipiente e textura altamente porosa compostos principalmente por calcita precipitada em águas com temperatura ambiente com abundantes micro e microbiotas (Bosence *et al.*, 2015). Em adição, o termo travertino, relacionado e comumente confundido com tufas, faz referência a depósitos carbonáticos continentais formados em águas quentes, supersaturadas de carbonatos e tipicamente hidrotermais (Capezzuoli *et al.*, 2014). Os depósitos resultantes apresentam textura inorgânica cristalina comumente com shrebs.

Tanto Riding (1977) quanto Burn & Moore (1987) propõe que microbialitos podem ser construídos de três formas: (a) trapeamento de ligamento de sedimentos detríticos; (b) induzido ou influenciado biológica ou bioquimicamente ou (c) inorganicamente. Estes processos contribuem para a formação das diferentes formas de microbialitos como estromatolitos (laminados; Kalkowski, 1908), trombolitos com coágulos; Aitkin, 1967) e leiolitos (sem estruturas; Braga *et al.*, 1995; Figura 13). Depósitos de microbialitos indicam que estes processos atuam juntos para produzir *buildups* carbonáticos (Della-Porta, 2015).

Buildups carbonáticos precipitados podem ocorrer tanto em ambientes sublacustres quanto em ambientes subaéreos (Della-Porta, 2015). Em lagos, os build-ups podem se desenvolver como (1) biohermas microbiais nas margens, associados com grãos encapsulados e areia carbonática esquelética. Estes build-ups formam cristas subparalelas às linhas de costa, ou ao longo de falhas, e podem se estender por centenas de metros ou quilômetros e sob profundidades de águas rasas ou de até algumas dezenas de metros. Estes biohermas são influenciados pela energia hidrodinâmica do ambiente, fluidos hidrotermais, profundidade da água, estabilidade do substrato, input sedimentar, falhamentos e ciclos transgressivos e regressivos. Os *buildups* podem ocorrer também (2) de forma isolada ou como cristas alongadas de corpos amalgamados e pináculos, com espessura de até dezenas de metros. Estes *buildups* são descontínuos e ocorrem em surgências de águas de subsuperfície ou em chaminés hidrotermais nas quais a mistura de água supersaturada em cálcio com a água alcalina do lago culmina na precipitação de carbonatos (Della-Porta, 2015).

Na Bacia de Pernambuco, Brasil, os *buildups* carbonáticos recentes são de três tipos diferentes: (a) recifes marginais plataformais, desenvolvidos em cima do alto estrutural

Maracatu e nas bordas da bacia, (b) recifes do tipo “*patch*” desenvolvidos acima do Alto de Maracatu ao longo de uma plataforma continental atrás da plataforma marginal de recifes e (c) plataformas carbonáticas isoladas desenvolvida no Platô de Pernambuco com altos paleotopográficos formados por altos do embasamento, diápiros de sal e estruturas magmáticas (Buarque *et al.*, 2017). Imagens sísmicas com exemplos de *buildups* podem ser observados na Figura 14. De acordo com Buarque *et al.* (2017), a configuração dos *buildups* e plataformas carbonáticas dentro do Platô de Pernambuco têm similaridades impressionantes com o Platô de São Paulo, da Bacia de Santos.

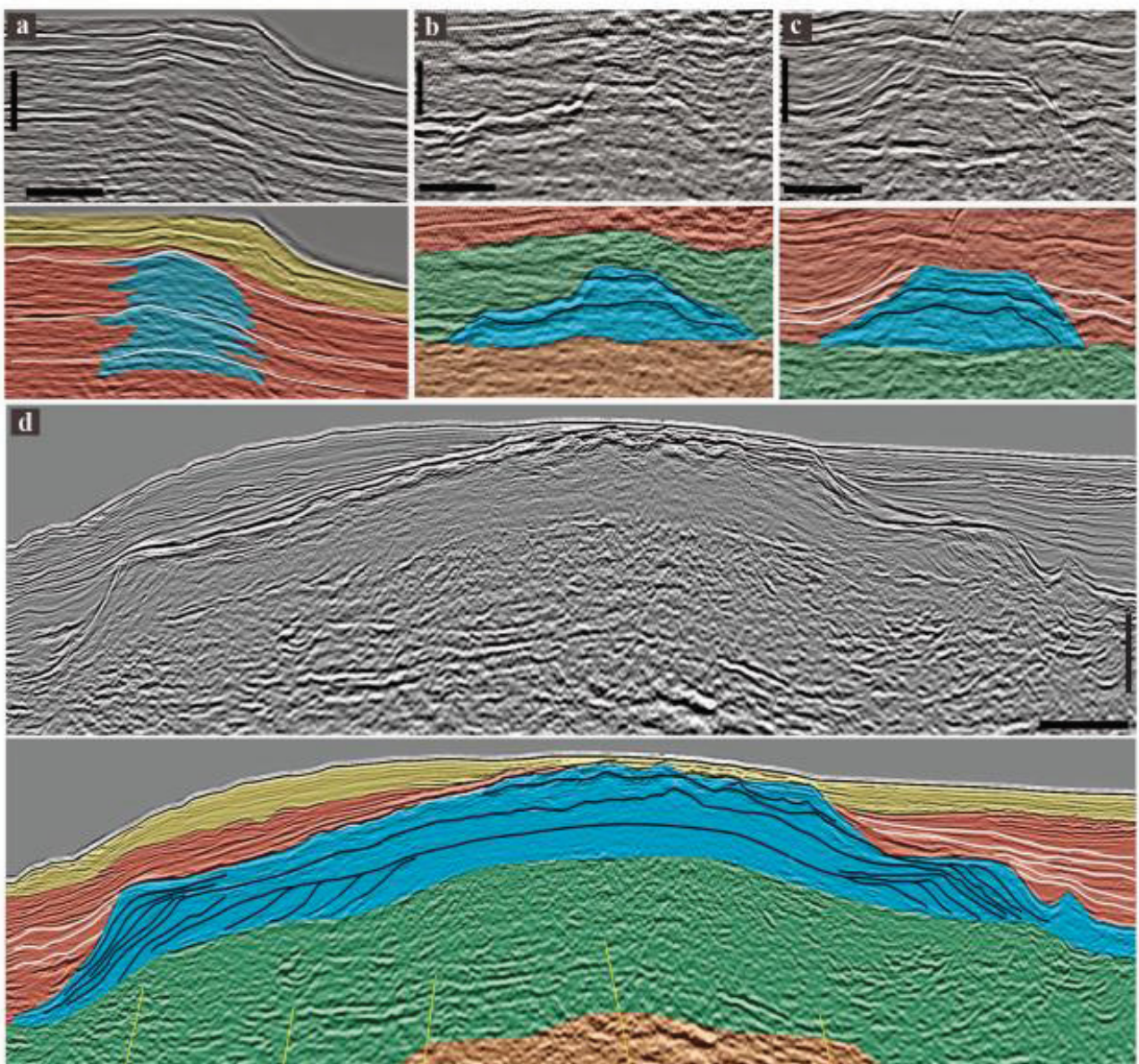


Figura 14: Estruturas carbonáticas em seções sísmicas do offshore da Bacia de Pernambuco. Fonte: Buarque *et al.*, 2017

Nas bacias de Campos e Santos, organismos microbiais e estromatólitos fazem parte dos depósitos das formações Macabu e Barra Velha, respectivamente (Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007). Assim como no caso das coquinas das formações subjacentes, os depósitos lacustres carbonáticos do andar Alagoas, diferem-se de depósitos lacustres previamente documentados (Gomes *et al.*, 2020). Primeiramente, a configuração dos horstes e grábens cretáceos deu origem a ilhas lacustres isoladas ou lagos isolados com interconectividade variável (Pietzsch *et al.*, 2018). Secundariamente, os depósitos com interesse exploratório estavam situados muito longe de linha de costa siliciclástica (Dias, 2005). Além disso, estes depósitos parecem ser lateralmente contínuos por até dezenas de quilômetros (Carminatti *et al.*, 2008). Por último, os carbonatos são compostos por três componentes principais: *shrubs*, laminitos e esferulitos (Wright & Barnett, 2015).

A terminologia utilizada para denominar as fácies de origem microbiana do pré-sal é motivo de grande discussão entre pesquisadores (Gomes *et al.*, 2020). Normalmente baseada em classificações faciológicas pré-existentes, as terminologias falham em abranger as peculiaridades paleoambientais. Desta forma, Gomes *et al.* (2020) propõem a uma terminologia e classificação de fácies baseadas nas variações entre os três componentes principais formados *in situ*: (a) lama carbonática ou argilosa, (b) esferulitos de calcita e (c) *shrubs* calcínicos fasciculares. Exemplos de fácies e nomenclaturas descritas pelos autores podem ser observadas na Figura 15.

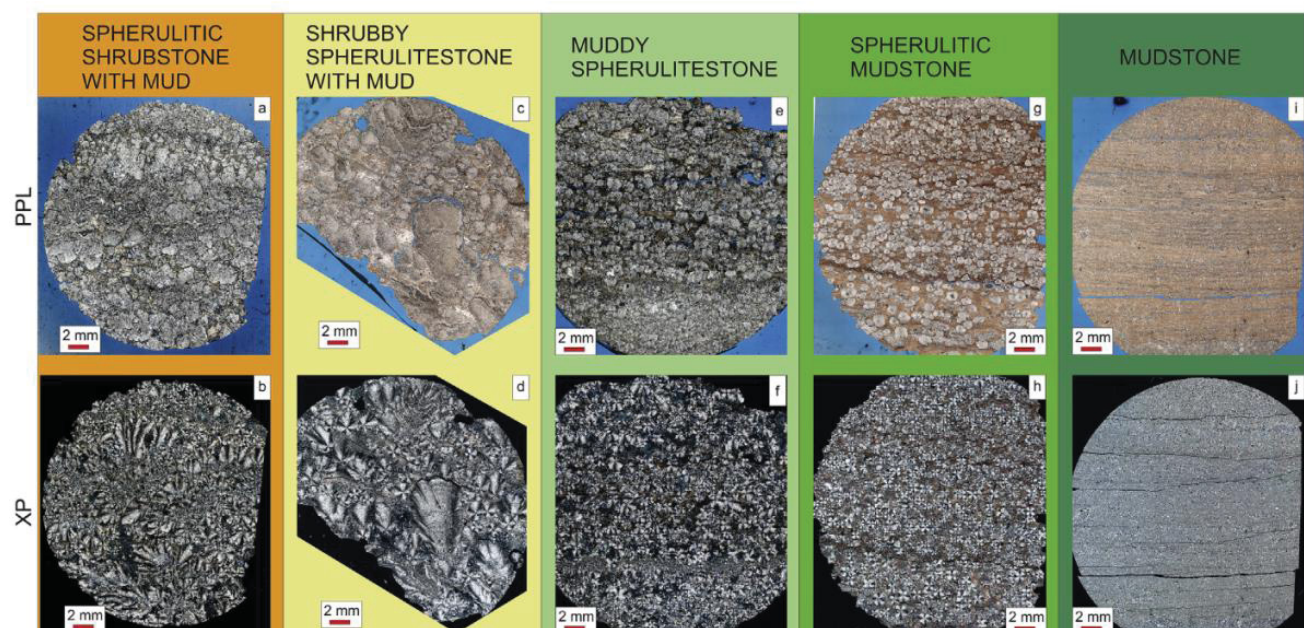


Figura 15: Exemplos de fácies descritas para a Formação Barra Velha sob nicóis paralelos (PPL) e nicóis cruzados (XP). Fonte: Gomes *et al.*, 2020

2.6 FÓSSEIS DE MOLUSCOS NAS BACIAS BRASILEIRAS

Na Bacia de Campos, as conchas que compõe as coquinas da Formação Coqueiros (Winter *et al.*, 2007) são especificadas pela primeira vez por Carvalho *et al.* (2000), que descrevem a ocorrência de oito espécies diferentes de moluscos bivalves não marinhos: (a) *Agelasina cf. A. plenodonta* (Riedel, 1932); (b) *Arcopagella longa n.sp.*; (c) *Camposella rosea n.gen et n.sp.*; (d) *Desertella acarenata n.sp.*; (e) *Kobayashites brasiliensis n.sp.*; (f) *Remondia (Mediraon) magna n.sp.*; (g) *Sphaerium cf. S. ativum* (White, 1887) e (h) *Trigonodus camposensis n.sp.* (Figura 16). Para as coquinas da Bacia de Santos não há estudos taxonômicos publicados. Os estudos disponíveis limitam-se em descrever as coquinas da Formação Itapema como sendo formadas por bioclastos de bivalves, gastrópodes, fragmentos de ossos e ostracodes (Moreira *et al.*, 2007; Chinelatto *et al.*, 2020).

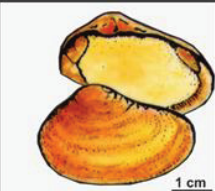













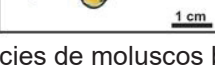

Gênero	Morfologia Geral	Corte Lateral das Conchas	Hábitos de vida de representantes modernos			
			Tolerância Climática	Salinidade da Água	Substrato	Energia e Profundidade
Trigonodus			Tropical - Subtropical	Marinho Salobro - Normal	Arenoso - Lamoso Inconsolidado	Águas Profundas e Calmas
Arcopagella			Tropical - Subtropical	Marinho Salobro - Normal	Lamoso Inconsolidado	Marinho Raso 40 – 60 m
Remondia			Polar - Tropical	Marinho Normal	Lamoso Inconsolidado	Marinho Raso e Calmo
Kobayashites			Polar - Tropical	Não Marinho	Arenoso - Lamoso Concha alongada em direção à corrente	Águas Rasas com Corrente
Camposella			Subtropical	Não Definido	Arenoso - Lamoso Inconsolidado	Águas Rasas Energia de Praia
Agelasina			Temperado - Tropical	Marinho Normal	Arenoso ou Lamoso Inconsolidado	Marinho Raso 30 – 180 m
Desertella			Tropical	Não Marinho	Consolidado a Firme	Muito Raso Alta Energia
Sphaerium			Temperado - Tropical	Água Doce – Salobra	Arenoso - Lamoso Inconsolidado	Águas Rasas e Calmas

Figura 16: Espécies de moluscos bivalves da Bacia de Campos. Fonte: Hessel, 1993; Carvalho *et al.*, 2000.

Todas as espécies de bivalves descritas por Carvalho *et al.* (2000), com exceção da *Sphaerium cf. S. ativum* (White, 1887), são endêmicas nas bacias do offshore brasileiro (Muniz & Bosence, 2018). Em adição às mesmas oito espécies de moluscos bivalves, Muniz & Bosence (2018) descrevem também a ocorrência de gastrópodes pulmonares (Limneidae) e de fósseis do peixe do gênero *Pycnodus*, potencial predador dos moluscos bentônicos. Oliveira *et al.* (2019) também descreve a ocorrência de gastrópodes que estão associados a variações ecológicas no ambiente lacustre deposicional das coquinas.

A ocorrência de camadas dominadas por bioclastos de ostracodes intercaladas com camadas dominadas com bioclastos de bivalves é muito comum nas bacias do pré-sal. Estas ocorrências identificam importantes biozonas que podem ser traçadas praticamente por toda a extensão de uma bacia. Nas coquinas da Formação Coqueiros da Bacia de Campos, Carvalho *et al.* (2000) identificam cinco biozonas associadas a diferentes espécies de ostracodes, cada uma associada a uma cronozona (Tabela 1).

Tabela 1: Cronozonas da Bacia de Campos, da base para o topo. Fonte: Carvalho *et al.*, 2000

Biozona	Cronozona	Descrição
NRT-009.3	C009.3	Extinção da espécie <i>Salvadoriella pusilla</i> (Krommelbien & Weber, 1971)
OS-1010	C1010	<i>Reconcavona retrosculpturata n.n.</i>
OS-1020	C1020	<i>Hourcqia africana africana</i> (Grosdidier, 1967; Krommelbein, 1965)
OS-1100	C1100	Fauna monoespecífica da espécie <i>Limnocypridea subquadrata n.n.</i>
NRT-010	C010	Fauna monoespecífica da espécie <i>Limnocythere troelseni</i> (Krommelbein & Weber, 1971)

Bertani & Carozzi (1985) descrevem o aumento significativo de minerais evaporíticos em direção ao topo das sequências do pré-sal da Bacia de Campos concomitantemente com o aumento da presença de conchas de ostracodes. Nas amostras de sequências dominadas por ostracodes é comum encontrar dolomitização da micrita para dolomicrita ou dolomicrosparita. Os autores não encontram estas mesmas evidências diagenéticas na sequência dominada por bivalves. Esta diferença na composição entre camadas dominadas por bivalves e camadas dominadas por ostracodes é interpretada

como resultado da contração do lago com progressivo aumento da salinidade e razão Mg/Ca. A presença de conchas grossas de ostracodes com morfologia externa irregular também é indicativa de um ambiente salino alcalino para os ostracodes, uma vez que ostracodes com conchas grossas e ornamentadas são virtualmente ausentes em ambientes de água doce. (Bertani & Carozzi, 1985).

De acordo com Bertani & Carozzi (1985), a evolução do Pré-Sal da Bacia de Campos é controlada pelas oscilações do lago (variações climáticas) e pela subsidência da bacia. Neste caso, momentos lacustres freáticos eram comumente seguidos por momentos de condições de água doce vadosa devido à diminuição do nível do lago e da lâmina da água durante períodos mais áridos. Os sedimentos submetidos às condições vadosas posteriormente passavam para condições freáticas de água doce após momentos de aumento do nível de água devido a épocas chuvosas ou devido à subsidência da bacia (Bertani & Carozzi, 1985b). A sequência dos ostracodes proliferava na bacia em períodos de baixo nível do lago (playa) em contraste com a predominância dos bivalves nos estágios nível alto do lago (pluvial, Bertani & Carozzi, 1985).

Apesar de não serem relatadas na seção do Pré-Sal, é importante destacar a discussão acerca da ocorrência de rudistas nas formações subjacentes, principalmente na Formação Macaé da Bacia de Campos. Relatos da ocorrência de fósseis de rudistas em calcários do Cretáceo das bacias marginais brasileiras têm gerado discussões desde a década de 1970 (Granier & Dias-Brito, 2015). Durante a década de 1990, o enigma da existência de rudistas nas bacias marginais brasileiras ganhou força com a publicação de Granier *et al.* (1991) e é relatado mais recentemente no artigo “Ocorrência de rudistas em amostras de testemunho do Albiano inferior da Bacia de Campos” de Terra *et al.* (2010). De acordo com Granier & Dias-Brito (2015), a maior problemática envolvendo a discussão é a ausência de espécimes e descrições que provem irrefutavelmente a presença dos rudistas já que a maioria das amostras apresentadas podem ser interpretados como pertencentes a outros grupos de invertebrados.

Em termos de paleoceanografia, o Oceano Tethys estava conectado com o segmento norte do Atlântico Sul recém-formado no momento deposicional da Formação Macaé (Granier & Dias-Brito, 2015). Geodinamicamente, porém, o Atlântico Sul não pode ser considerado uma extensão do Oceano Tethys devido ao ângulo relativo entre ambos no momento de abertura (Granier & Dias-Brito, 2015).

Entretanto, levando em consideração os fatores ecológicos, que eram semelhantes entre os dois corpos d'água, os autores questionam-se sobre os motivos pelos quais há total ou parcial ausência de algumas biotas bentônicas "Tethyanas" (*Tethyan*) nos calcários do Atlântico Sul como os grandes foraminíferos bentônicos, corais hermatípicos e os próprios rudistas. Entre alguns dos motivos levantados está a dominância de estruturas microbianas durante a deposição do Albiano, o que pode indicar que altas temperatura e salinidade tornaram as águas inóspitas para recifes de corais, rudistas e foraminíferos (Dias-Brito, 2000). Além disso, Granier *et al.* (2014) levanta a possibilidade de que alguns táxons e grupos fósseis conhecidos na extensão do Oceano Tethys simplesmente não encontraram rotas para o Atlântico Sul.

Um estudo recente publicado por Martill *et al.* (2021) cujo título inicia-se com "There are rudists in Brazil!" ("Há rudistas no Brasil!") indica a ocorrência de rudistas nas formações Santana e Crato da Bacia do Araripe. A discussão, portanto, está longe de ser finalizada.

2.7 TAFONOMIA

Ramo da paleontologia, a tafonomia foi estabelecida como disciplina a partir dos trabalhos de Efremov (1940). Estudos tafonômicos são uma ferramenta importante na análise de microfácies (Flügel, 2004) e podem ser utilizados até no rastreamento de eventos catastróficos como tsunamis (*e.g.* Kitamura, 2020).

A análise tafonômica consiste no estudo de parâmetros sedimentológicos resultantes de diversos processos biológicos, físicos e químicos que afetam concentrações esqueletais e se relacionam com ambientes deposicionais específicos (Flügel, 2004). Concentrações esqueletais podem ser definidas como qualquer acumulação relativamente densa de partes duras biológicas, independente da composição taxonômica, taxa de preservação ou grau de modificações *post-mortem* (Kidwell *et al.*, 1986). Kidwell *et al.* (1986) propõem o sistema para análise de concentrações fósseis mais utilizado entre pesquisadores. Os autores não só normatizam a nomenclatura para descrições de concentrações esqueletais em campo como também catalogam um esquema de classificação genética para ser aplicado na interpretação destas concentrações.

Apesar da descrição de concentrações esqueletais poder ser realizada através da análise de inúmeros parâmetros (Ager, 1963), o sistema de Kidwell *et al.* (1986) baseia-se na observação em campo de apenas quatro parâmetros descritivos: (a) composição taxonômica, (b) biofábrica, (c) geometria e (d) estrutura interna do depósito. A composição taxonômica refere-se à estrutura biológica das comunidades de organismo que originaram as partes duras das concentrações (Kidwell *et al.*, 1986). As geometrias podem ser bi e tridimensionais e são muito variáveis. A estrutura interna de um depósito, por sua vez, diz respeito às variações laterais e verticais da composição taxonômica, biofábrica e matriz das rochas de uma concentração (Kidwell *et al.*, 1986).

A biofábrica de uma concentração fóssil é resultado da interação entre orientação, empacotamento e seleção dos elementos esqueletais da rocha (Kidwell *et al.*, 1986). É consequência, primeiramente, da hidrodinâmica de concentração dos esqueletos. Secundariamente, reflete também a rotação e desarticulação de elementos durante a compactação, destruição preferencial da matriz por dissolução por pressão, ecologia e necrologia dos organismos - incluindo suas posições de vida - e a ecologia de outros organismos que modificaram os esqueletos (predadores, necrófagos e bioturbadores; Kidwell *et al.*, 1986).

Importante indicativo de paleocorrentes, a orientação dos bioclastos é normalmente representada por diagramas de Rosetta (Kidwell *et al.*, 1986). Para identificação das orientações de bioclastos observados sob microscópio óptico os autores sugerem a utilização dos termos: (a) concordante, quando os bioclastos estão alinhados subparalelos ou paralelos ao acamamento da rocha, (b) perpendicular, no caso de os bioclastos estarem orientados formando um ângulo alto com o acamamento da rocha e (c) oblíqua, para casos com orientação em ângulos intermediários (Figura 17). Outros termos como imbricação, *edgewise*, empilhamento, *telescoping* e *nesting* podem ser adicionados para complementar os termos descritos anteriormente (Kidwell *et al.*, 1986).

De acordo com Jimenez *et al.* (1982), a orientação pode ser ecológica, estimulada por variados fatores como toque, luz, calor, gravidade, química e correntes (Lawrence, 1971; Frey, 1971; Salazar-Jimenez *et al.*, 1982), ou bioestratinômica (Seilacher, 1973). As orientações bioestratinômicas podem ser: (a) côncava ou planar, incluindo orientações verticais e horizontais com concavidade das valvas para cima e para baixo (Toots, 1965b; Clifton & Boggs, 1970), (b) axial, alinhada ao maior eixo (Nagle, 1967); (c) concavo-axial, uma combinação entre concavidade e alinhamento axial (Brenchley & Newall, 1970), (d)

imbricada, incluindo paralela a concêntrica com empacotamento inclinado a vertical (Mii, 1957) e (e) orientação aleatória, sem alinhamento preferencial (Toots, 1965b).

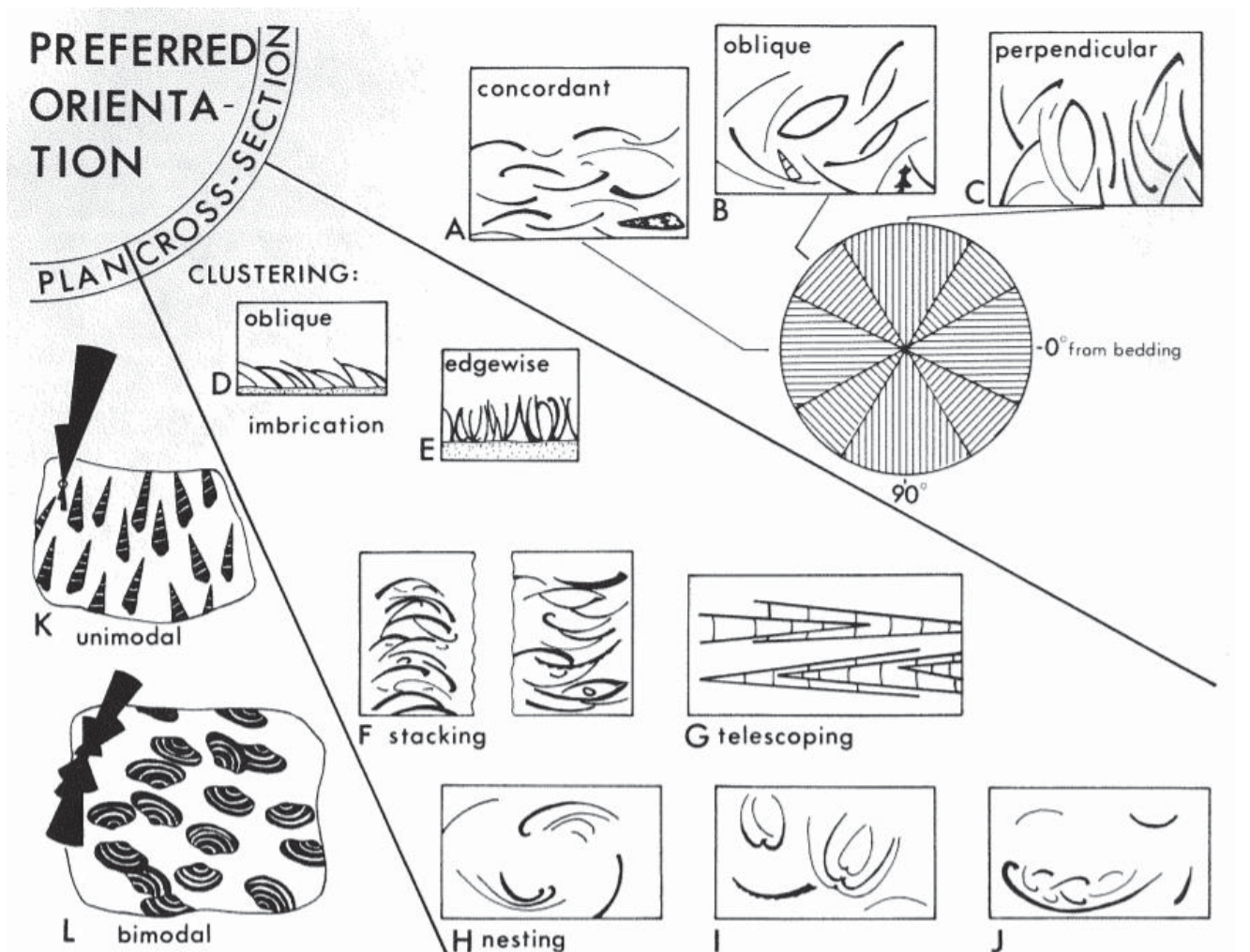


Figura 17: Terminologia para descrição de orientações de bioclastos. Fonte: Kidwell *et al.*, 1986

Conchas normalmente são transportadas por suspensão, tração ou saltação (Salazar-Jimenez *et al.*, 1982). Desta forma, a maioria das conchas é transportada com a concavidade para cima, porém, algumas podem tombar e rolar. Conchas muito pequenas podem ser transportadas com concavidade para baixo mesmo sem tombamento. Obstáculos, mesmo que pequenos, podem impedir o trânsito das valvas que são viradas em posições estáveis com a concavidade para baixo. Este tipo de processo é mais comum em ambientes lamosos que em arenosos (Jimenez *et al.*, 1982). Correntes podem alinhar as valvas axialmente e promover o posicionamento das valvas com as concavidades para baixo (Nagle, 1967; Kelling & Williams, 1967; Wobber, 1967; Brenchley & Newall, 1970;

Kelling & Moshrif, 1977) ou desarticular e selecionar as valvas (Martin-Kayne, 1951; Kornicker *et al.*, 1963).

Valvas com a concavidade para cima são normalmente atribuídas a ambientes de baixa energia nos quais predadores, necrófagos e animais que retrabalham o substrato, além da história de vida e morte dos moluscos, são os principais agentes de orientação (Emery, 1968; Clifton, 1971; Frey, 1972). Em zonas de energia moderada, valvas com a concavidade para baixo podem ser viradas e preservadas com a concavidade para cima pela migração de ripples arenosas, por exemplo (Menard & Boucot, 1951; Clifton & Boggs, 1970). Além disto, uma grande quantidade de conchas com a concavidade para cima ocorre preservadas em depósitos turbidíticos (Middleton, 1967). Orientações aleatórias são recorrentes em trapas sedimentares, deformação de sedimentos inconsolidados e sedimentos intensamente bioturbados (Toots, 1965a; 1965b). A aleatoriedade da orientação foi observada também em megaripples laminadas (Reineck & Singh, 1975). Exemplos de conchas mal a bem organizadas e com concavidade para cima podem ser observados na Figura 18.



Figura 18: Exemplos da ocorrência de conchas mal e bem organizadas, com a concavidade para cima e mal selecionadas com seixos em Shark Bay, Australia. Fonte: Jahnert *et al.*, 2012.

O empacotamento, também componente da biofábrica da concentração fóssil, pode variar entre muito disperso a denso, no caso de conter mais de 70% de grãos esqueléticos (Kidwell *et al.*, 1986). A estimativa visual do empacotamento é uma função do formato e orientação dos bioclastos, além de basear-se na abundância volumétrica (Kidwell *et al.*, 1968).

A hidrodinâmica e significado ecológico das distribuições de tamanho é pouco compreendida devido aos efeitos da geometria e densidade na hidráulica e a complexidade da dinâmica, ecológica, compactação e preservação diferencial de acordo

com o tamanho dos componentes de uma população (Kidwell *et al.*, 1986). A variação de tamanhos na classe dos bivalves, mais especificamente, tem sido alvo de estudos da relação entre longevidade e tamanho (Ridway *et al.*, 2011). Variações na espessura das conchas de bivalves podem ser atreladas a longevidade de bivalves. Conchas mais finas, por exemplo, são mais suscetíveis a predação e tendem a viver menos que conchas mais grossas (Kirby, 2001).

Outros parâmetros como fragmentação, abrasão, conectividade das conchas e tamanho dos bioclastos utilizados para descrição das amostras do presente trabalho foram recuperados dos trabalhos de Jahnert *et al.* (2012), Muniz (2013), Muniz & Bosence (2018), Muniz *et al.* (2018) e Oliveira *et al.* (2019). Conchas muito fragmentadas e arredondadas podem ser observadas na Figura 19.

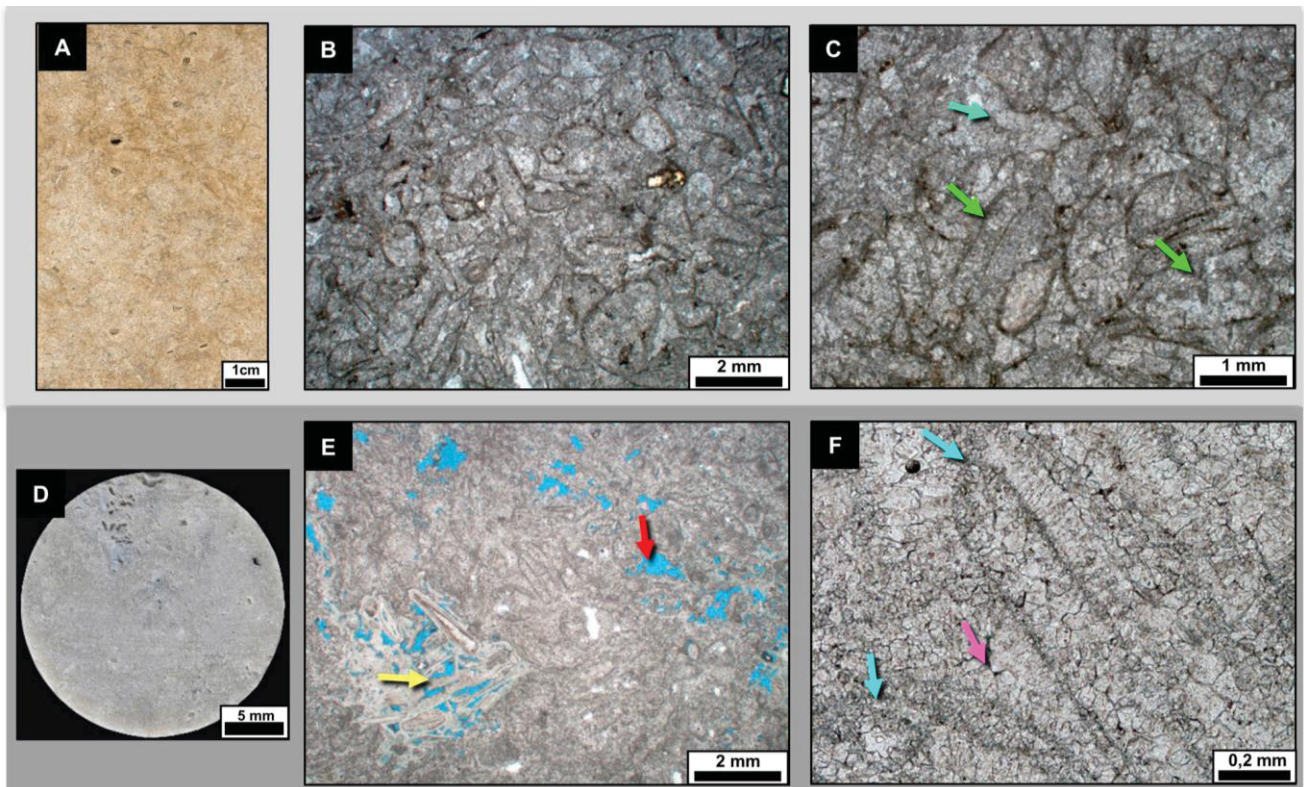


Figura 19: Exemplos de rudstones e grainstones com conchas fragmentadas e arredondadas da Formação Coqueiros, Bacia de Campos: (A) amostra macroscópica, (B) fotografia de lâmina sob nicóis paralelos, (C) conchas arredondadas e fragmentadas (seta verde) cimentadas por calcita em bloco (seta azul). (D) Aspecto macroscópico de amostra lateral. (E) Grainstone com conchas quebras e arredondadas, silicificadas (seta amarela) e dissolvidas (seta vermelha) sob nicóis paralelos. (F) Conchas com franjas micríticas e calcita em bloco interpartícula (nicóis paralelos). Fonte: Oliveira *et al.*, 2019.

De acordo com Flugel (2004), as partes duras de grãos esqueléticos podem ser degradados por processos de abrasão física, fragmentação e cominuição, infestação,

bioerosão e predação, micritização, recristalização sindeposicional associada a decomposição de tecidos orgânicos e dissolução biológica ou quimicamente induzida (e.g. Bathrust, 1966; Perry, 1998; Peterhänsel & Pratt, 2001). A quebra dos grãos esqueléticos e partes carbonáticas duras é controlada primeiramente pela mineralogia, ultraestrutura, tamanho, forma, porosidade e permeabilidade dos esqueletos, resistência a revestimentos orgânicos ao invés de decomposição e força da concha (Zuschin & Stanton, 2001) e morfologia do esqueleto (Flügel, 2004). O potencial de fragmentação de bioclastos varia conforme suas morfologias (Wilson, 1975). Bioclastos de invertebrados incrustantes, por exemplo, são relativamente muito mais resistentes à desintegração do que invertebrados que crescem de forma ramificada (Wilson, 1975).

Além disto, durante o transporte de bioclastos, os grãos podem perder suas morfologias originais enquanto se tornam progressivamente mais arredondados (Figura 20), o que diz respeito à abrasão de um bioclasto (Flügel, 2004). Conchas uni e bivalves, como gastrópodes, moluscos, ostracodes, braquiópodes e cefalópodes são altamente sujeitas a transportes sem retrabalhamento ou desarticulação (Brett & Baird, 1986). Em oposição, esqueletos de invertebrados pouco articulados, como de trilobitas e crinóides, estão sujeitos a serem transportados com desarticulação e retrabalhamento (Brett & Baird, 1986).

Termo apresentado à comunidade científica em meados da década de 1960 por A. Conrad Neumann, bioerosão refere-se ao ataque de substratos sólidos por organismos (Neumann, 2008). Normalmente é relacionada à perfuração por organismos vivos que procuram abrigo em substratos consolidados (Kelley, 2008).

De acordo com o autor, bioerosão pode ser também o resultado de perfuração predatória sobre a concha da sua presa. Bioerosão predatória é comumente gerada por gastrópodes (Ziegelmeier, 1954; Carriker, 1981), quitões, equinóides e, mais comumente, por moluscos. Estas bioerosões predatórias podem ser reconhecidas pela presença do icnofóssil *Oichnus ovalis* Bromley 1993. Escavações feitas por esponjas em conchas da Formação Rio Bonito (Permiano da Bacia do Paraná) podem ser observadas na Figura 21 (Schmidt-Neto *et al.*, 2018). Na Bacia de Santos, a bioerosão é utilizada como parâmetro tafonômico para distinguir entre tafofácies da Formação Itapema (Chinelatto *et al.*, 2020).



Figura 20: Conchas de braquiópodes com graus de abrasão progressivamente maiores da esquerda para a direita. Conchas da Praia Itamambuca, São Paulo. Fonte: Simões *et al.*, 2007

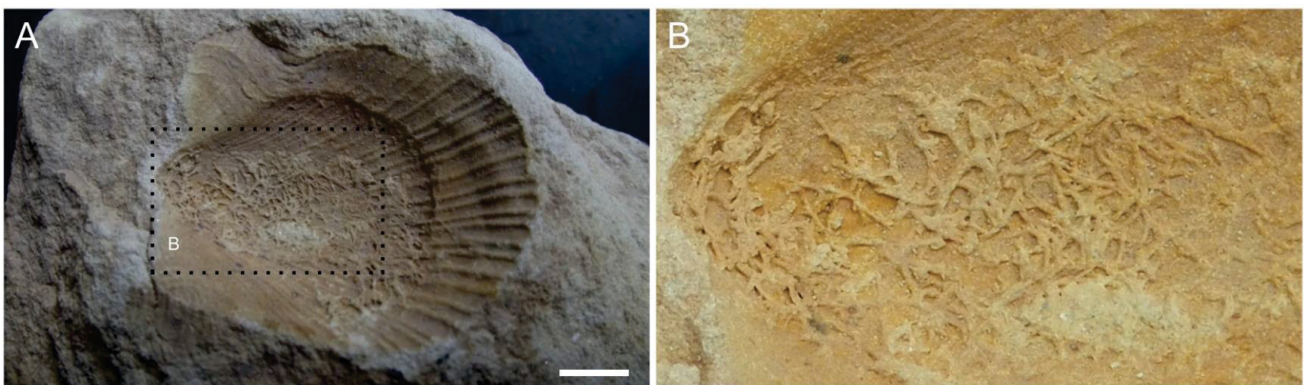


Figura 21: Clionolites isp. preservados internamente às valvas esquerdas do molusco *Heteropecten catharinae* em (A) visão geral e (B) em detalhe. Escala branca = 10 mm. Fonte: Schmidt-Neto *et al.*, 2018.

2.8 DIAGÊNESE, PRESERVAÇÃO DE GRÃOS ESQUELETAIS E POROSIDADE

A geometria e gênese dos sistemas de poros de carbonatos são geralmente complexas e diferentes das de rochas siliciclásticas (Choquette & Pray, 1970). A maioria das rochas carbonáticas apresenta baixa porosidade, mas a minoria que contém mais do que alguns espaços é de imensa importância econômica. Fácies de calcários e dolomitos

porosos representam aproximadamente metade dos reservatórios de óleo e gás e, em alguns locais, são reservatórios de ouro, chumbo e zinco. Poros em rochas carbonáticas podem auxiliar também na elucidação da história geológica da rocha, já que são muito sensíveis a variações físico-químicas (Choquette & Pray, 1970). A porosidade em carbonatos modernos varia entre 40 e 70% (Choquette & Pray, 1970) enquanto em carbonatos antigos litificados varia entre 5 e 15%. Esta redução é resultado principalmente da compactação, cimentação ou dissolução por pressão (Mukherjee & Kumar, 2018).

A relação entre os elementos componentes aloquímicos e o espaço poroso é denominada de seleção da textura (Choquette & Pray, 1970). Pode ser completamente dependente, no caso de porosidade primária interpartícula, até completamente independente, como em fraturas tectônicas e calcários não porosos. Se uma relação dependente entre um tipo de porosidade e os elementos do arcabouço da rocha for reconhecida, a porosidade é denominada de seletiva (*fabric selective*; Figura 22). A maioria das porosidades primárias e uma grande proporção das porosidades secundárias em fácies carbonáticas são seletivas. As porosidades podem ser também não seletivas ou seletivas a depender do caso (Figura 22). A compreensão desta relação é especialmente útil na determinação do momento de origem dos poros em relação a outros eventos durante a evolução diagenética (Choquette & Pray, 1970).









SELETIVA	NÃO SELETIVA	SELETIVA OU NÃO
 INTERPARTÍCULA	 FRATURA/FISSURAL	 BRECHA
 INTERPARTÍCULA	 CANAL	 ESCAVAÇÕES
 INTERCRISTAL	 VUGULAR	 ESCAVAÇÕES
 MÓLDICA	 CAVERNA	 RESSECAMENTO
 FENESTRAL		
 ABRIGO		
 FRAMEWORK DE CRESCIMENTO		

Figura 22: Classificação de porosidade de acordo com a seleção da textura com base em Scholle (1978). Modificado de Choquette & Pray (1970).

A preservação de grãos esqueléticos é fortemente controlada pela mineralogia primária do esqueleto, por processos tafonômicos e diagenéticos e pode ser interpretada de diferentes formas a depender da precisão do método (Flügel, 2004). Vários tipos de grãos esqueléticos apresentam diferentes taxas de preservação de acordo com o ambiente deposicional. O potencial de preservação pode variar de acordo com a susceptibilidade dos grãos frente a processos mecânicos, duração temporal da deposição, exumação e redistribuição de processos e dissolução de grãos previamente à cimentação da rocha (Flügel, 2004).

Por sua vez, a diagênese de bioclastos depende de diversos fatores espaciais e temporais, principalmente da mineralogia e ultraestrutura dos fragmentos (Flügel, 2004). A diagênese pode ser definida como o “conjunto de processos, físicos, químicos e/ou biológicos, que levam o sedimento a se transformar em rocha sedimentar ou que modificam a rocha sedimentar já formada, não incluindo intemperismo e metamorfismo (Tucker & Dias-Brito, 2017). As principais mudanças diagenéticas ocorrem sob temperaturas e pressão relativamente baixas e provocam alterações na textura e mineralogia dos minerais (Tucker & Dias-Brito, 2017). De forma geral, a ordem relativa de preservação de bioclastos de acordo com a mineralogia para ambientes meteóricos é: calcita > aragonita > calcita rica em magnésio (Flügel, 2004).

Bioclastos formados por aragonita, como moluscos, corais e algas verdes, são substituídos por calcita (Bathurst, 1964) e apresentam comportamento de alteração constante (Sandberg, 1985). Desta forma, a preservação de microestruturas originais é rara (Flügel, 2004). Esta transformação ocorre em ambientes meteóricos e freáticos por cimentação de calcita após a dissolução da aragonita, por calcificação *in situ*, por micro a macrorecristalização e substituição (Pingitore, 1976) e por micritização biogênica (Flügel, 2004). Bioclastos de aragonita também são propensos a dissolução em fundos oceânicos. A preservação de fósseis aragoníticos, portanto, requer condições deposicionais e diagenéticas muito específicas (Füchtbauer & Goldschmidt, 1964; Scherer, 1977). Dolomitização (Murray, 1964), silicificação, diagênese por soterramento e compactação também contribuem para a obliteração ou perda de grãos esqueléticos (Flügel, 2004). Processos diagenéticos também ocorrem comumente associados a atividades microbianas que modificam as rochas carbonáticas sedimentares através de processos químicos e físicos (Tucker & Dias-Brito, 2017).

Para as coquinas da Formação Itapema, Bacia de Santos, Chinelatto *et al.* (2020) definem seis tafofácies diferentes de acordo com variações na seleção, fragmentação, abrasão, entre outros (ver subcapítulo 1.20.5). Quanto à diagênese, os autores concluem que a cimentação de calcita é comum em todas as tafofácies e poros primários estão parcial ou completamente preenchidos por cimento calcítico. O cimento calcítico na forma de crostas ou drusas circungranulares normalmente ocorre dentro de poros interpartícula ou móldicos, enquanto que, na forma granular, o cimento ocorre em dentro de poros primários (Figura 23). Poros secundários, principalmente móldicos, são preenchidos por cimento calcítico tipo drusa (*drusy*) ou dente-de-cão (*dog-tooth*; Figura 22). Localmente, porém, os poros não são completamente preenchidos por cimento e porosidades do tipo intrapartícula e intercrystalina ocorrem preservadas (Chinelatto *et al.*, 2020).

Localmente, há ocorrência de cimentos dolomítico e de sílica. Cristais dolomíticos ocorrem como uma fase tardia dentro de poros móldicos, intrapartícula e interpartícula, normalmente sobrepostos em cristais de calcita (Figura 22; Chinelatto *et al.*, 2020). Em alguns casos, a dolomita está parcialmente dissolvida. Cimentação por sílica ocorre na forma de aros de quartzo com textura total ou parcial de drusa ou na forma de calcedônia (Figura 23). De forma geral, os cimentos dolomítico e de sílica não preenchem completamente os poros e são constituintes minoritários em todas as tafofácies, sem distribuição preferencial (Chinelatto *et al.*, 2020).

Neomorfismo também é comum em todas as tafofácies e pode ser observado na substituição de conchas de aragonita por calcita (Chinelatto *et al.*, 2020). Em algumas valvas, é possível observar as estruturas de crescimento aragoníticas ainda preservadas (Figura 23). Micritização é comum em todas as tafofácies e apresenta intensidade variada. Em tafofácies bem selecionadas, por exemplo, a micritização forma aros muito finos ao redor dos bioclastos. Em fácies mal selecionadas, os aros são mais grossos e mais escuros (Figura 23). A dissolução das conchas varia de parcial a total em todas as fácies e resulta em poros móldicos. Quando a dissolução é não seletiva, resulta em poros vulgares (Chinelatto *et al.*, 2020).

Em termos de porosidade, Chinelatto *et al.* (2020) concluem que as porosidades variam entre 2 e 22% em lâminas delgadas, de 1 a 8% com escaneamento tomográfico computadorizado (CT), de 2,3 a 15% em plugs e de 14 a 32% sob análise de injeção de gases. A permeabilidade medida em plugs varia de 18mD a 8D (Chinelatto *et al.*, 2020).

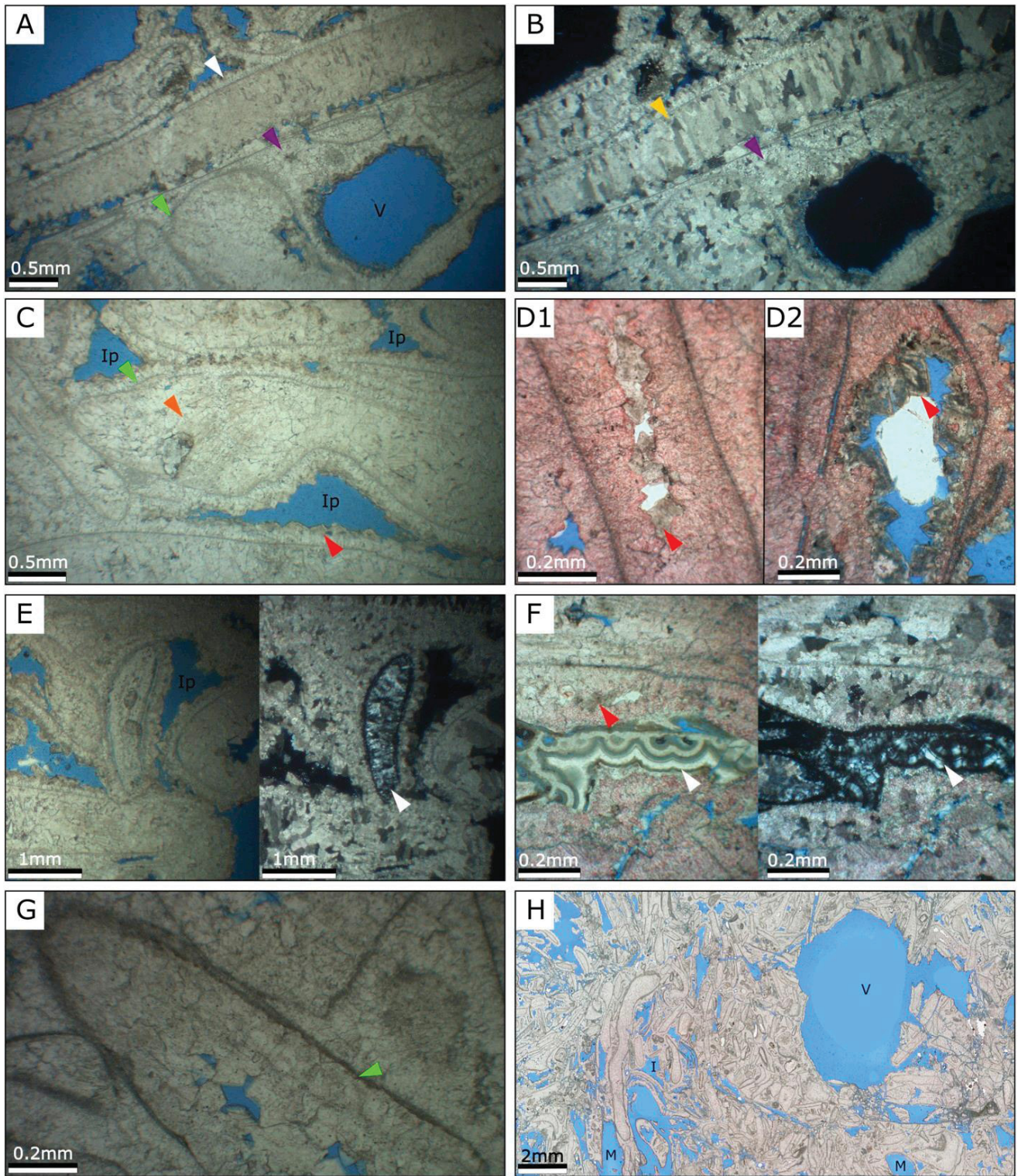


Figura 23: Feições gerais da diagênese e porosidade. (A) Cimento calcítico circungranular (seta branca), cimento calcítico tipo drusa (seta roxa), bioclastos micritizados (seta verde) e poro vugular isolado (V). (B) Dente-de-cão dentro de bioclasto (amarelo) e cimento calcítico tipo drusa (roxo). (C) Grãos micritizados (seta verde), microestrutura de aragonita preservada (seta alaranjada), cristais de dolomita (seta vermelha) e poros interpartícula (Ip). (D1-D2) Cristais de dolomita dentro de uma concha dissolvida. (E) Cimentação de sílica dentro de um poro móldico e porosidade interpartícula (Ip). (F) Calcedônia dentro de um poro móldico. (G) Borda escura da micritização de bioclastos das tafofácies mal selecionadas (seta verde). (H) Porosidade vugular (V) e móldico (M). Fonte: Chinelatto *et al.*, 2020.

Os principais tipos de poros são interpartícula, intrapartícula, móldicos e vugulares (Chinelatto *et al.*, 2020). A porosidade interpartícula localiza-se entre os bioclastos e é um produto deposicional do tamanho dos grãos, tipo de matriz e alterações diagenéticas tais como dissolução. A porosidade intrapartícula ocorre dentro dos grãos como resultado da dissolução das conchas. Poros móldicos são resultado da lixiviação intensa das conchas a qual preserva apenas um pequeno envelope micrítico ao redor dos grãos lixiviados. Poros vugulares são normalmente maiores que os grãos das rochas e são formados pela dissolução tanto do cimento quanto dos bioclastos. Fraturas de compactação também contribuem para o sistema de poros na forma de micro e macrofraturas. Microfraturas ocorrem dentro dos bioclastos e macrofraturas cortam os grãos e são comumente aumentadas por dissolução (Chinelatto *et al.*, 2020).

2.9 POÇOS

A perfuração de poços compõe parte importante do processo de exploração de petróleo. Diferentes tipos de poços são perfurados de acordo com a demanda da empresa. Segundo a Petrobras (2015), os tipos de poços podem ser divididos entre poços de pesquisa, de exploração e de acordo com a direção. Os principais poços de pesquisa são: (a) poço pioneiro, (b) poço estratigráfico, (c) poço de extensão, (d) poço pioneiro adjacente, (e) poço para jazida mais rasa e (f) poço para jazida mais profunda. Os poços exploratórios são divididos em (g) poço de produção ou desenvolvimento, (h) poço de injeção ou injetor e (i) poço especial. De acordo com a direção, os poços podem ser (j) verticais, (k) direcionais ou (l) horizontais.

A recuperação de testemunhos é realizada em intervalos regulares com uma broca especial com uma abertura central que deixa a parte interior da rocha penetrada intacta (Veeken, 2007). Os testemunhos cilíndricos podem ter um diâmetro entre 12 a 22 cm e até 2000 metros de comprimento (Petrobras, 2015). Amostras laterais são recuperadas das paredes dos poços com uma broca especial após a perfilagem elétrica (Veeken, 2007). As amostras de calha são recuperadas a partir do fluido de perfuração que retorna à superfície trazendo pequenos cascalhos das rochas penetradas pela broca. Estes cascalhos são cuidadosamente analisados e descritos para compor um perfil litológico de cada perfuração.

O método mais utilizado na caracterização de reservatórios, é a caracterização das rochas e sua correlação com os perfis petrofísicos e com dados sísmicos, uma ferramenta importante para redução de riscos e incertezas relacionados à exploração de hidrocarbonetos, principalmente em altas profundidades da coluna estratigráfica (Veeken, 2007; Mavko *et al.*, 2009; Bodunde & Enikanselu, 2019). A obtenção de perfis petrofísicos é realizada por ferramentas de medição de parâmetros físicos. Os dados normalmente incluem perfis de raios gama, calliper, sônico, densidade, potencial espontâneo e de resistividade (Veeken, 2007).

Perfis log representam a obtenção contínua de um parâmetro geofísico chamado de log geofísico de acordo com a profundidade (Rider, 2002). Este método foi inventado na França por Conrad Schlumberger e Henri Doll e foi chamado inicialmente de *Corottage Électrique (electrical coring)*. A obtenção de perfis pode ser feita durante a perfuração ou após a perfuração. Perfis geofísicos se referem aos perfis obtidos após a perfuração enquanto que os logs de perfuração são feitos durante a perfuração (Rider, 2002).

2.9.1 Perfil de Raios Gama (GR)

Perfis de raios gama (Figura 24) medem a radiação natural da rocha emitida pelos elementos instáveis U-238, Th-232 e K-40 (Rider, 2002; Veeken, 2007; Stevanato, 2011). A unidade de medição dos raios gama é API, calibrada pelo Instituto Americano de Petróleo em uma pedreira localizada nos Estados Unidos da América (Rider, 2002). Os perfis de raios gama são importantes para correlação de poços, identificação de litologias, indicação da quantidade de argila e interpretação de sequências sedimentares. Raios gama simples dão a radioatividade combinada dos três elementos enquanto os perfis gama espectral mostram o valor de urânio, tório e potássio (Rider, 2002).

A distinção entre as rochas por meio dos perfis de raios gama relaciona-se com a presença de minerais radioativos (Rider, 2002). Rochas metamórficas e ígneas, por exemplo, são naturalmente mais radioativas que as rochas sedimentares (Stevanato, 2011). Entre estas, a distinção ocorre principalmente pela quantidade de argilominerais presentes. Argilas e folhelhos com maior concentração de argilominerais como a ilitia, micas e feldspatos alcalinos terão maior valor de API.

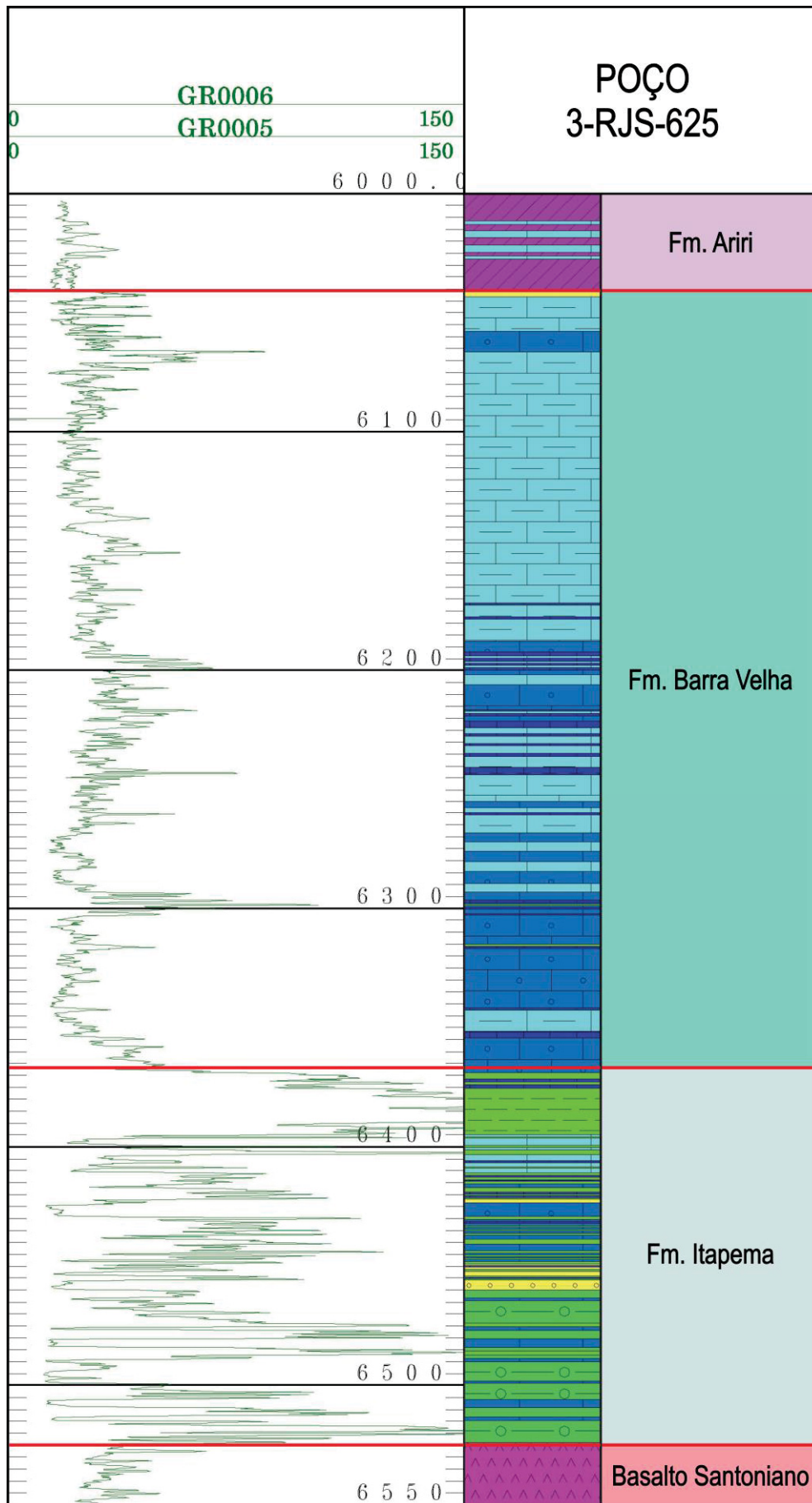


Figura 24: Seção-tipo da Formação Barra Velha com perfil de raios gama. Modificado de Moreira *et al.*, 2007.

Arenitos sem frações argilosas representativas vão apresentar valores de API médios a baixos (Veeken, 2007; Stevanato, 2011). Calcários, evaporitos e carvão apresentam baixo valor de radioatividade. Em folhelhos, muitos minerais radioativos são incorporados na estrutura cristalina dos argilominerais, resultando em picos de raios gama (Veeken, 2007). Apesar de folhelhos apresentarem naturalmente grande quantidade de elementos radioativos em sua composição, nem todos os picos muito anômalos no perfil geofísico indicam folhelhos (Rider, 2002; Stevanato, 2011). Alguns destes picos podem indicar sais potássicos, folhelhos negros e arenitos arcoseanos. Perfis espectrais, que medem separadamente os três elementos radioativos, auxiliam na interpretação dos picos anômalos, além de indicarem a quantidade de cada mineral radioativo (Stevanato, 2011). Ao colocar uma sonda com braços retráteis que medem o diâmetro e forma do poço é possível obter informações importantes para descartar medidas errôneas dos outros perfis sísmicos causadas pela geração de cavernas pela lama de perfuração (Veeken, 2007).

A principal utilização do log de raios gama é na quantificação do volume de folhelho (Rider, 2002). Qualitativamente pode ser usado para fazer correlações, sugestões de fácies e sequências e para reconhecimento de litologia. O gama espectral, por sua vez, pode ser usado para realizar análises quantitativas de volume de minerais e uma análise ainda mais acurada do volume de folhelho. Qualitativamente pode ser usado também para indicar tipos de argilominerais que podem indicar ambientes deposicionais (Rider, 2002).

Entretanto, qualquer litologia interpretada através de perfis de raios gama deve ser confirmada por outros logs (Rider, 2002). Rochas detríticas, por exemplo, têm como principal componente o quartzo, portanto, arenitos normalmente apresentam baixos valores de raios gama. Associados ao quartzo, porém, estão os minerais radioativos como feldspatos, micas, minerais pesados e fragmentos líticos. A presença desses elementos vai gerar arenitos com valores médios a altos de gama (Rider, 2002). Carbonatos em seus estados puros não são radioativos, o que ajuda em suas identificações (Rider, 2002). Porém, em algumas fácies, a presença de matéria orgânica pode aumentar a radioatividade devido ao urânio (Rider, 2002). Em evaporitos, como halita e anidrita, os valores de raios gama são extremamente baixos (Rider, 2002). Porém, a presença de potássio em associação também pode aumentar a radioatividade dos sais.

Para correlações, os raios gama são os mais utilizados por serem repetitivos, padronizados e não afetados pela profundidade (Rider, 2002). A forma da curva dos perfis

de raios gama é comumente usada para fazer correlações de poços, principalmente em arenitos. Em carbonatos, as formas de curva são normalmente relacionadas à distribuição de folhelhos, portanto, são mais consistentes (Rider, 2002).

2.9.2 Perfil de Resistividade

Conrad Schlumberger começou sua empresa com perfis de resistividade (Rider, 2002). A resistividade é a resistência de uma rocha à passagem de energia elétrica. A maior parte das rochas é isolante enquanto, enquanto que a maioria dos fluidos presentes nelas são condutivos. A resistividade varia com a composição destes fluidos nas rochas. Quando uma formação é porosa e contém água salgada, por exemplo, a resistividade vai ser baixa. Hidrocarbonetos, entretanto, são uma exceção à condutividade dos fluidos e são altamente resistivos. Portanto, altas resistividades podem indicar formações porosas com hidrocarbonetos (Rider, 2002).

2.9.3 Perfis de Densidade (DENS ou RHOB)

O perfil de densidade é obtido a partir da emissão dos elementos radioativos C-60 ou Cs-137 na parede do poço que, ao colidirem com elétrons são retroespalhados pelo efeito Compton (Stevanato, 2011). A quantidade de radiação retroespalhada que retorna ao detector corresponde à densidade da unidade medida (Veeken, 2007; Stevanato, 2011).

A densidade não pode ser utilizada individualmente na identificação da litologia, uma vez que a composição e textura da unidade podem interferir na densidade obtida (Rider, 2002). Litotipos similares podem apresentar grandes variações na densidade a depender: (i) do alto grau de compactação da rocha, que aumenta a densidade; (ii) da idade, rochas mais antigas são normalmente mais densas e (iii) da composição, como por exemplo o aumento da densidade devido à presença de carbonatos em folhelhos (Rider, 2002; Stevanato, 2011). Perfis de densidade podem indicar também a porosidade uma vez

que os valores de densidade do fluido envolvido e da formação rochosa sejam conhecidos (Rider, 2002).

2.9.4 Perfil Sônico

O perfil sônico mede o tempo de percurso de uma onda acústica entre um aparelho emissor e um receptor e é definido pela unidade $\mu\text{s}/\text{m}$ (Rider, 2002). A profundidade de penetração de um perfil sônico depende do comprimento normalmente das ondas P (compressional) e S (cisalhante). A informação do perfil sônico é importante para modelagens sofisticadas de reservatório e fornece informações diretas de cada unidade contemplada no poço (Rider, 2002). A correlação entre os perfis sônico e de densidade é um passo importante durante as etapas de amarração poço-sísmica, por serem indicadores dos contrastes de impedância acústica das superfícies limitadoras de camadas.

2.10 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

Desenvolvida através da análise dos processos sedimentares integrada com a observação da geometria e escala dos elementos deposicionais, a estratigrafia de sequências tem como objetivo fornecer o arcabouço geral de um determinado contexto deposicional a fim de auxiliar em reconstruções paleogeográficas e predição de litotipos em áreas com lacunas de informação (Catuneanu *et al.*, 2011). O método engloba a descrição, interpretação, classificação e nomenclatura de rochas sedimentares com base nos padrões de empilhamento e relações estratigráficas entre elas (Catuneanu, 2017).

A nomenclatura para os elementos que envolvem a aplicação da estratigrafia de sequências é crucial para que a comunicação e entendimento de modelos conceituais seja eficiente. Os conceitos básicos definidos por Catuneanu *et al.* (2011) são espaço de acomodação e padrão de empilhamento. Espaço de acomodação refere-se ao espaço de preenchimento disponível para os sedimentos gerado primordialmente pelos mecanismos de formação de bacias e secundariamente por isostasia glacial, peso dos sedimentos e compactação (Jervey, 1988; Catuneanu, 2006; Miall, 2010; Posamentier & Allen, 1999). As

arquitecturas dos depósitos sedimentares de uma bacia são denominadas de padrões de empilhamento, controlados principalmente por mudanças no nível do mar relativo (Catuneanu *et al.*, 2011). Os padrões variam de acordo com a relação entre espaço de acomodação e aporte de sedimentos e variam entre regressão normal, regressão forçada e transgressão.

Regressões normais ocorrem quando o aporte de sedimentos ultrapassa o espaço de acomodação disponível e é caracterizada por padrões agradacionais ou progradacionais. Regressões normais subsequentes a regressões forçadas definem os tratos de sequência de mar baixo (*lowstand tract*; Figura 24) e quando ocorrem após transgressões definem tratos de sequência de mar alto (*highstand tract*; Figura 25; Catuneanu *et al.*, 2011). Um trato de sequência não corresponde necessariamente a uma sequência deposicional, sendo que tratos de sequência diversos podem ser observados internamente às sequências deposicionais (Catuneanu *et al.*, 2011).

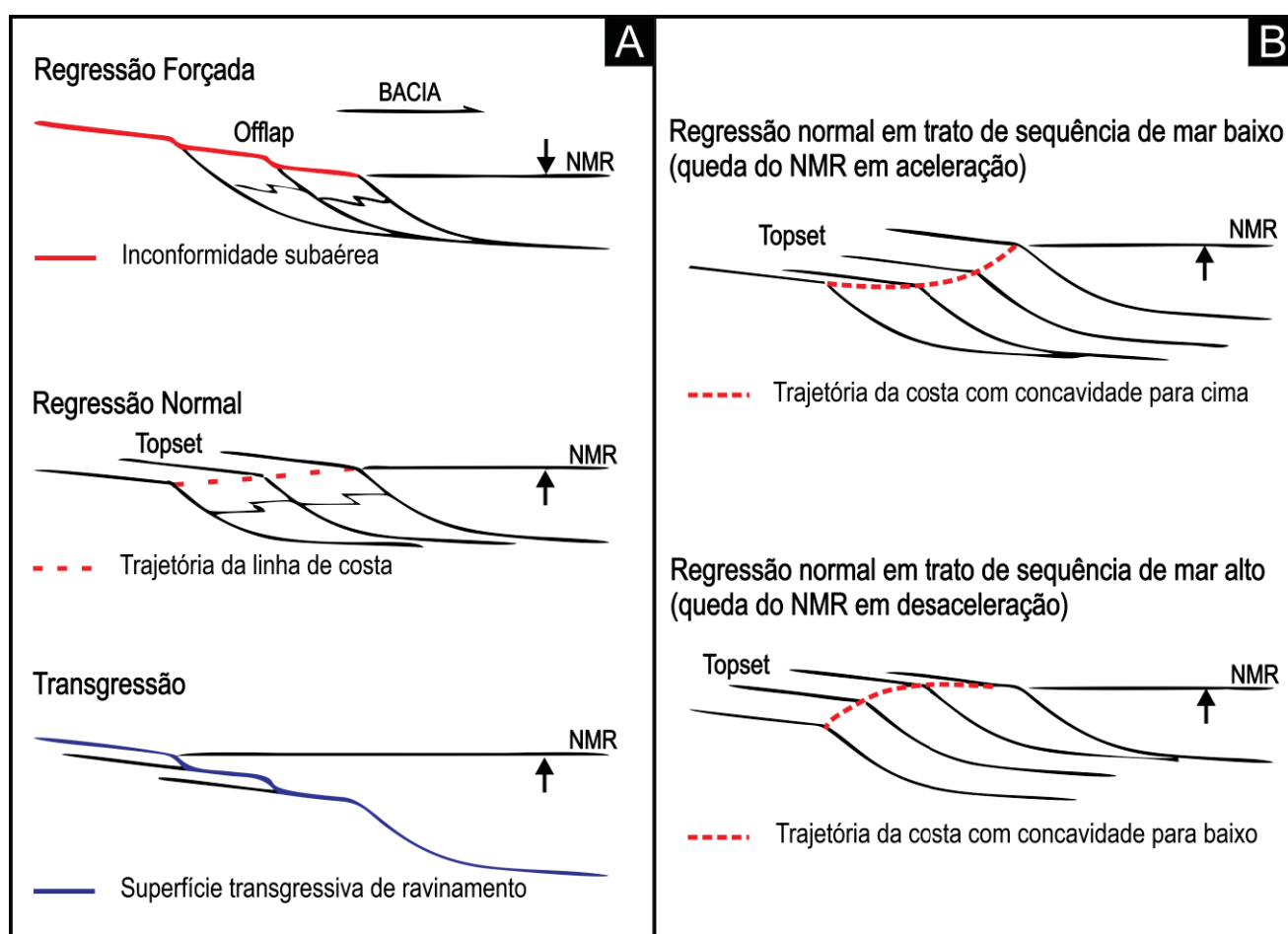


Figura 25: Padrões de empilhamento associados à trajetória da linha de costa baseado em Catuneanu *et al.*, 2010 e (B) padrões de empilhamento dos tratos de sequência da regressão normal baseado em Catuneanu (2006). Modificado de Catuneanu *et al.* (2011).

Regressões forçadas definem momentos de queda do nível do mar relativo acompanhadas de inconformidades subaéreas em ambientes marinhos (Catuneatu *et al.*, 2011). Exceções a este padrão ocorrem em contextos fluviais nos quais a regressão forçada pode culminar em processos de acreção lateral. A regressão forçada é o único padrão de empilhamento que é definido apenas por depósitos marinhos, enquanto que regressões normais e transgressões ocorrem com depósitos continentais correlatos. Transgressões, por sua vez, ocorrem quando o aporte de sedimentos é insuficiente para preencher o espaço de acomodação gerado pelo aumento do nível do mar relativo. São caracterizadas pelo deslocamento da linha de costa em direção ao continente (Catuneanu *et al.*, 2011).

2.11 SISMOESTRATIGRAFIA

Técnica de obtenção de dados de subsuperfície, a sísmica de reflexão é baseada nas variações de propriedades acústicas das rochas (Nichols, 2009; Simm & Bacon, 2014). A impedância acústica é a variável que mede as alterações da velocidade sônica de acordo com variações de densidade quando o sinal sísmico passa de um meio para outro. Superfícies refletoras ou refletores muito bem delineados nas imagens sísmicas indicam contraste abrupto de densidade entre as camadas superior e inferior ao refletor (Nichols, 2009).

A obtenção dos dados sísmicos de subsuperfície é feita a partir da geração artificial de ondas acústicas na direção da área de interesse (Nichols, 2009; Simm & Bacon, 2014). O tempo de percurso que uma onda leva para penetrar as rochas e voltar à superfície é medido por geofones ou hidrofones, a depender do ambiente da campanha sísmica, terrestre ou marinho, respectivamente (Nichols, 2009). Este tempo de percurso é então relacionado à profundidade do refletor (Nichols, 2009).

Entretanto, a relação não pode ser realizada de forma direta, uma vez que reflexões captadas em receptores mais próximos à origem das ondas acústicas apresentam ângulos menores do que aqueles que estão mais longe (Simm & Bacon, 2014). Desta forma, o sinal recebido por refletores mais distantes demora mais tempo para chegar. Ou seja, quanto maior a distância do receptor, maior o tempo de retorno da onda acústica. Esta

diferença é denominada de offset e é corrigida durante a fase *gather* do processamento sísmico (Simm & Bacon, 2014).

Além do *gather*, é necessário realizar a migração dos dados, que pode ser definida como uma tentativa de posicionar as superfícies refletoras em seus locais exatos ao longo das profundidades (Simm & Bacon, 2014). Após o processamento dos dados, todos os traços do *gather* são unidos em linhas de tempo constantes para aumentar o sinal de superfícies refletoras e diminuir os ruídos. A união dos traços dá origem aos dados *post-stacking* (pós-empilhamento) os quais apresentam as imagens sísmicas prontas para a interpretação (Simm & Bacon, 2014).

Reflexões sísmicas ocorrem principalmente em superfícies de acamamento ou inconformidades que limitam rochas mais antigas de rochas mais recentes (Vail & Mitchum, 1977). Uma superfície de reflexão sísmica, portanto, indica a cronoestratigrafia e padrões estruturas em um determinado momento do tempo geológico e não possuem significado litoestratigráfico direto (Vail & Mitchum, 1977). A sísmica de reflexão permite a obtenção de: (a) correlações temporais, (b) unidades correlatas, (c) espessuras e ambientes deposicionais das camadas, (d) paleobatimetria, (e) história de soterramento, (f) inconformidades topográficas, (g) paleogeografia e evolução geológica e (h) deformações pós-deposicionais (Vail & Mitchum, 1977). Apesar da maioria das reflexões sísmicas terem significado cronoestratigráfico, refletores não-cronoestratigráficos também são comuns e podem estar relacionados a reverberação, múltiplas simples, múltiplas de reflexão, reflexões-fantasmas, reverberações de lâmina d'água, *bright spots*, entre outros (Timoteo, 2013).

Outras importantes considerações das imagens sísmicas incluem o entendimento da correlação não direta entre profundidade e tempo e da escala de trabalho investigadas pelas imagens sísmicas, que, em contraste com as escalas centimétricas a decamétricas de afloramento, oferecem resoluções mínimas de aproximadamente 15 metros (Nichols, 2009). Variações na escala de trabalho variam também com a disponibilidade de informações. Sequências deposicionais, por exemplo, interpretadas em correlações de poços podem ser menores em escala que aquelas interpretadas em escala sísmica (Mitchum *et al.*, 1977). Avanços recentes na obtenção de dados sísmicos já sinalizam a geração de imagens sísmicas HR3D (*high-resolution 3-D seismic data*) com resolução de

até 1 m que permitem a visualização muito mais detalhada que em imagens sísmicas 3-D convencionais (Figura 26, Lebedeva-Ivanova *et al.*, 2018).

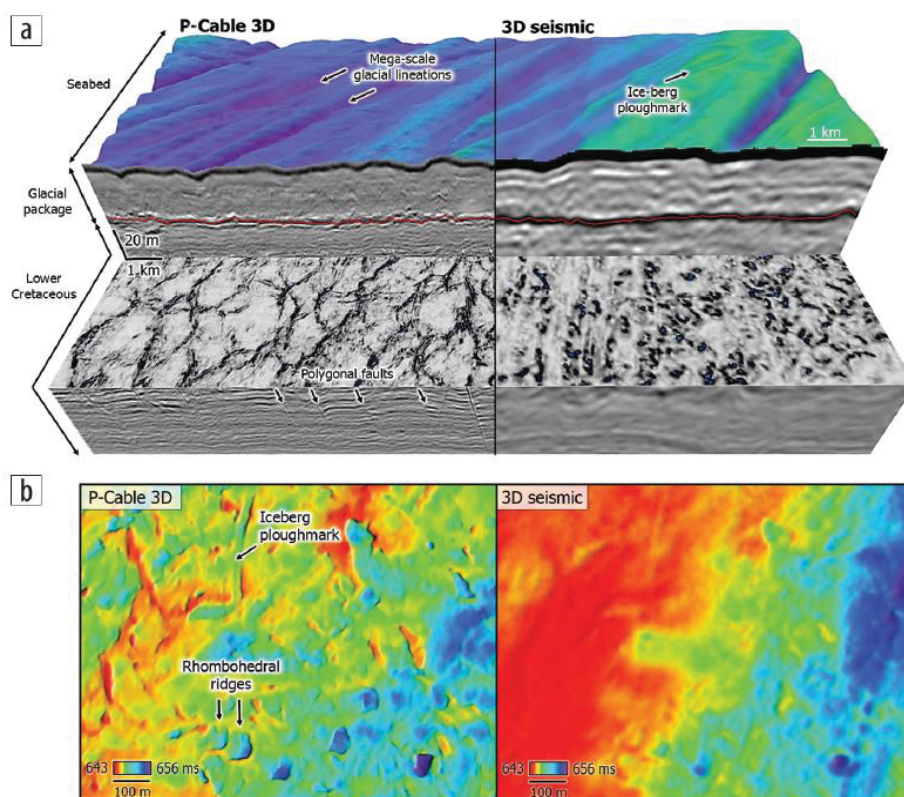


Figura 26: Exemplo de aplicação de imagens HR3D (high-resolution 3-D seismic data). Fonte: lebedeva-Ivanova *et al.*, 2018

Mitchum & Vail (1977) indicam que uma interpretação sísmica deve ser feita seguindo os seguintes passos: (a) análise de seqüências deposicionais, (b) análise de fácies sísmicas e (c) análise das mudanças relativas do nível do mar. Uma seqüência deposicional pode ser definida como uma unidade composta por uma sucessão relativamente homogênea de rochas geneticamente relacionadas e limitada na base e no topo por inconformidades ou suas conformidades relativas.

As inconformidades limitantes de seqüências podem ser erosivas ou simplesmente hiatos deposicionais (Mitchum *et al.*, 1977). Na interpretação sísmica, as inconformidades são dominadas de horizontes sísmicos, correspondentes a refletos de alto contraste de impedância acústica que comumente representam limites de seqüências. Relações concordantes ou discordantes entre as seqüências deposicionais são estabelecidas a partir da identificação de terminações de refletos, que podem ser paralelas ou oblíquas às

inconformidades (Mitchum *et al.*, 1977). O segundo passo indicado na interpretação sísmica é a definição de fácies sísmicas Mitchum & Vail (1977).

O terceiro e último passo indicado para a interpretação sísmica consiste na análise da variação do nível do mar relativo para construção de curvas de variação (Mitchum & Vail, 1977). O nível do mar relativo é definido como o aumento ou a queda aparente do nível do mar em relação à superfície continental. Variações do nível do mar relativo podem ocorrer em escala local, regional ou global. Normalmente, aumentos relativos ocorrem gradualmente enquanto quedas relativas são abruptas (Vail *et al.*, 1977). A construção das curvas ocorre a partir da obtenção das seguintes informações retiradas a partir da sísmica: (a) idade e duração das sequências deposicionais, (b) distribuição das sequências e (c) natureza e medição do *onlap* costeiro de cada sequência (Mitchum & Vail, 1977).

2.12 SÍSMICA TRIDIMENSIONAL

A diferença entre *surveys* 2-D e 3-D consiste na configuração e espaçamento dos fones (Nichols, 2009). Na obtenção de sísmica 3-D, por exemplo, eles são muito menos espaçados, resultando em imagens sísmicas de maior resolução em áreas reduzidas, em comparação a *surveys* 2-D. Imagens sísmicas também podem ser obtidas sinteticamente a partir de perfis petrofísicos de densidade e sônicos (Timoteo, 2013). Apesar de ser amplamente realizada na exploração de hidrocarbonetos em bacias sedimentares, a interpretação de sísmica 3-D é utilizada também em contextos metamórficos (*e.g.* Casini *et al.*, 2010; Curia *et al.*, 2017) e até mesmo na prospecção de depósitos minerais como sulfetos, sulfuretos e ouro (*e.g.* Calvert & Li, 1999; Urosevic *et al.*, 2007; Urosevic *et al.*, 2012).

Desde 1967, com a obtenção do primeiro survey 3D pela empresa Exxon no Campo Friendswood no Texas, a sísmica tridimensional tem sido amplamente aplicada para reduzir incertezas na exploração de hidrocarbonetos (Dorn, 1998). Segundo Dorn (1998), a extração de informações geológicas de um survey 3-D deve ser feita inicialmente com a visualização total do survey a fim de identificar (a) estruturação e estratigrafia da área, (b) variações na qualidade dos dados, (c) principais horizontes sísmicos e (d) falhamentos regionais. Segundo Posamentier *et al.* (2007), a visualização geral do survey

tem também como objetivo a identificação de FLT's (i. e. "funny looking things") como sinais de amplitude muito realçados ou atenuados, lineamentos, ou, no geral, feições que podem ter significado geológico. Desta forma, o intérprete obtém informações suficientes para planejar como será feita a interpretação (Dorn, 1998; Posamentier *et al.*, 2007).

A visualização de um volume sísmico tridimensional é realizada normalmente em três eixos de direções perpendiculares entre si, além das direções oblíquas: (a) visualização vertical *in-line*, de direção paralela ao mergulho do talude da bacia de estudo, (b) visualização vertical *cross-line* ou seção *dip*, perpendicular ao mergulho do talude da bacia de estudo e (c) visualização no eixo-Z, que fornece imagens que cortam horizontalmente o volume sísmico (Dorn, 1998). Erroneamente, métodos iniciais de interpretações 3-D incentivavam o intérprete a considerar um volume 3-D como uma malha 2-D muito densa. Porém, atualmente, interpretações eficientes de dados 3-D devem ser realizadas visualizando o survey em todas as direções possíveis (Dorn, 1998).

Duas regras principais devem ser consideradas na interpretação de um *survey* 3-D (Dorn, 1998). A primeira é que o banco de dados disponível nunca será o suficiente, portanto, descartar quaisquer informações dispostas em um volume é desconsiderar a resolução dos dados e perder o controle das informações. A segunda regra indica que visualizar o volume apenas através de seções verticais (*in-line*, *cross-line* e oblíquas), significa a perda de informações acerca de importantes feições geológicas com mergulhos entre 0 e 45°, como falhas e canais fluviais (Dorn, 1998).

Brown (2005) também enumera alguns dos erros mais comuns entre intérpretes sísmicos, tais como a identificação equivocada de um horizonte, distorção de um resultado com a escolha ruim de escala de cores, uso de atributo sísmico inadequado, não identificação de importantes sinais defeituosos no dado sísmico ou a não utilização de auto-tracking. Para evitar estes e outros erros que possam culminar em interpretações geológicas incompletas ou incoerentes, Brown (1998, 2005) indica as seguintes recomendações: usar todo o dado disponível, entender o dado e apreciar seus defeitos, utilizar seções horizontais (visualização no eixo Z), selecionar a escala de cores com cuidado, amarrar os dados sísmico com dados petrofísicos, entender os atributos sísmicos selecionados para o trabalho, entre outros.

O processamento, visualização, interpretação e modelagem de informações sísmicas são realizados com auxílio de softwares como o Opendtect, Petrel, RMS, entre

outros. O mapeamento de horizontes sísmicos e elementos estruturais na sísmica pós-*stack* pode ser feito por seleção (*picking* ou *tracking*) manual, interpolação, seleção automática (*auto-picking* ou *auto-tracking*), entre outros (Dorn, 1998). Segundo o autor, seleção manual é a forma mais simples de mapear uma feição sísmica, porém a menos efetiva em questão de tempo e esforço. Apesar de ser relativamente mais eficiente, a interpolação pode gerar erroneamente a suavização local dos horizontes estratigráficos. A utilização da seleção automática no mapeamento de horizontes estratigráficos, portanto, é a ferramenta mais indicada (Dorn, 1998; Brown, 2005).

Recurso disponível desde o início dos anos 1980, a seleção automática utiliza um algoritmo que permite a extrapolação do traço de um horizonte estratigráfico lateralmente a partir de uma “semente” (*seed*) posicionada pelo intérprete. O algoritmo busca nas proximidades da semente parâmetros físicos que sejam similares aos parâmetros da semente (Dorn, 1998). Os softwares de interpretação sísmica permitem a seleção dos parâmetros de seleção automática, como amplitude e diferença relativa de amplitude.

Considerada um método avançado de interpretação sísmica (Timoteo, 2013), a geomorfologia sísmica faz referência à aplicação de técnicas analíticas (atributos sísmicos) em dados sísmicos 3D pertinentes ao estudo de feições do terreno e à análise de superfícies geomorfológicas antigas e soterradas (Posamentier *et al.*, 2007). A ferramenta pode ser considerada como um ramo da estratigrafia sísmica que tem como foco a geração de imagens de feições estratigráficas em planta que permitem o intérprete a reconstrução de ambientes deposicionais e predição do litotipo da unidade estratigráfica imageada (Hart, 2007). As imagens resultantes para os horizontes estratigráficos estudados são comparáveis a imagens aéreas e de satélite da superfície terrestre atual (Maharerntong *et al.*, 2014). Exemplos da aplicação podem ser observados nas figuras 26 e 27.

Inicialmente utilizados para delinear planos de falha em horizontes estratigráficos com potencial reservatório (Dorn, 1998), atributos sísmicos podem ser definidos como quaisquer medidas quantitativas extraídas diretamente de um traço ou grupo de traços sísmicos em intervalos estratigráficos com geometria, cinemática, dinâmica e feições estatísticas específicas derivadas do dado sísmico (Timoteo, 2013). Os atributos sísmicos mais utilizados na geomorfologia sísmica estão relacionados com o tempo, amplitude, fase ou frequência de dados sísmicos (Brown, 1998).

Cada atributo sísmico, se interpretado corretamente, tem um significado geológico. A amplitude de reflexão de um horizonte, por exemplo, pode ser relacionada com a porosidade no intervalo analisado (Dorn, 1998). Segundo Dorn (1998), ao aplicar um atributo sísmico, o intérprete deve compreender de que forma a feição geológica a ser interpretada influencia os dados sísmico. Estabelecendo, desta forma, quais os melhores atributos e qual o significado de cada um para identificação da feição. O autor ressalta também a importância de aplicar mais de um atributo sísmico para interpretar corretamente uma feição geológica.

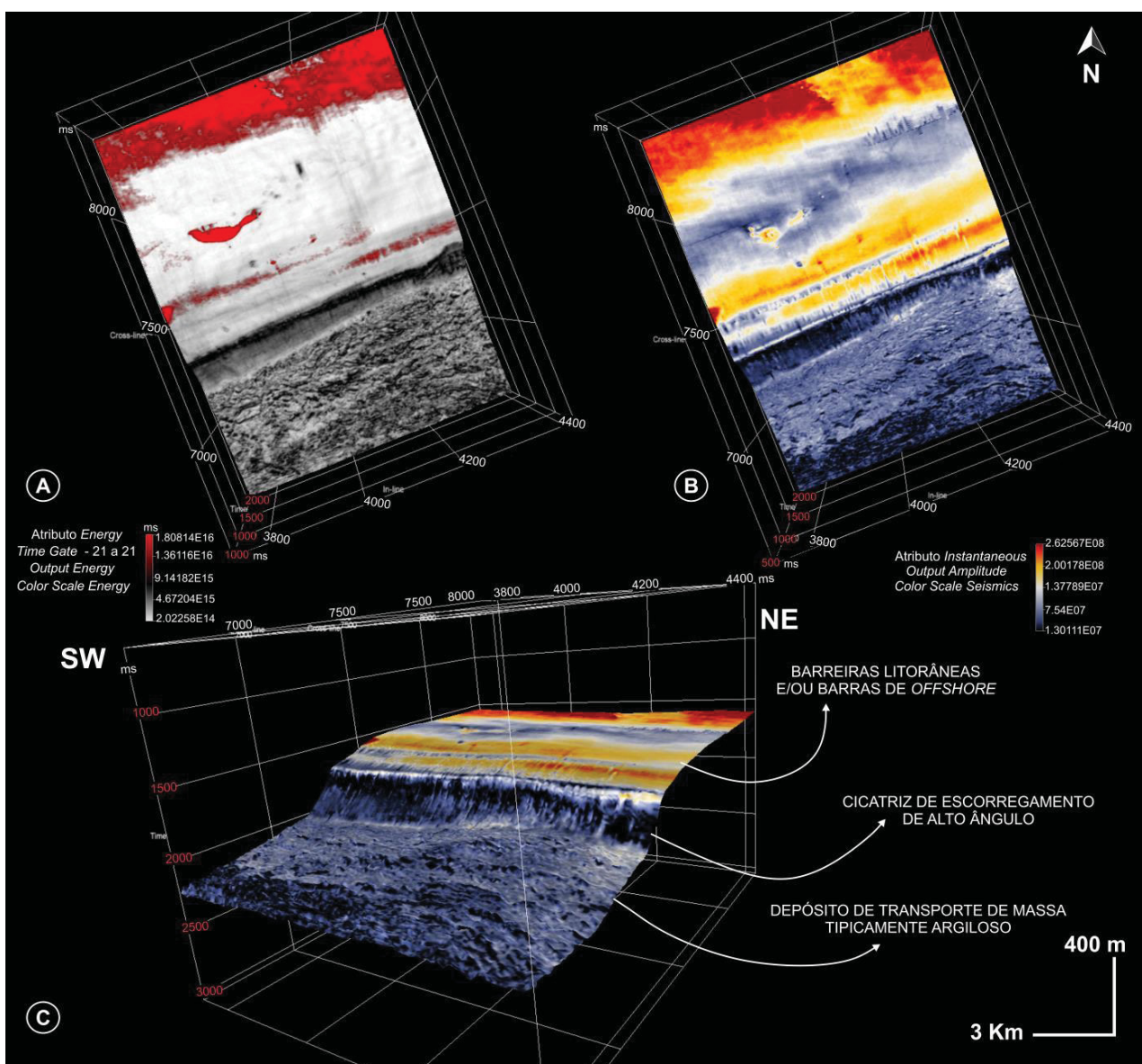


Figura 27: Exemplo de aplicação dos atributos (a) Energy, (b) Instantaneous e (c) Instantaneous em visão em mapa em horizonte superior de uma clinoforma do intervalo eocênico da Bacia de Santos. Fonte: Monteiro, 2018.

Dunne (2009) discute sobre erros comuns na interpretação do atributo de amplitude, tais como a falta de entendimento do intérprete acerca do que pode ou não ser inferido a partir das amplitudes sísmicas, favoritismo do intérprete na utilização de um determinado atributo e subestimação da importância do atributo de amplitude na interpretação sísmica. Segundo o autor, erros humanos podem ser evitados se o intérprete cautelosamente evitar os erros enumerados acima.

Algumas das técnicas analíticas utilizadas são, segundo Posamentier *et al.* (2007): (a) *horizon picking and illumination* (mapeamento de horizontes); (b) *horizon parallel or stratal slicing time-slicing* (“recorte em tempo”); (c) *horizon or slice amplitude extraction*; (d) *Interval attribute analysis*; (e) *voxbody picking*; (f) *horizon-based attribute mapping* (Figura 28); (g) *volume-based attribute mapping* e (h) *volume co-rendering*. Outras técnicas de imageamento incluem *perspective rendering, opacity rendering, color bar selection/animation, pseudo cube* e *RGB blending, discontinuity, volumetric curvature*, entre outros (Chopra, 2007; Jibrin *et al.*, 2013; Bock & Rybakov, 2017). Segundo Posamentier *et al.*, (2007), novos atributos de geomorfologia sísmicas estão continuamente sendo desenvolvidos.

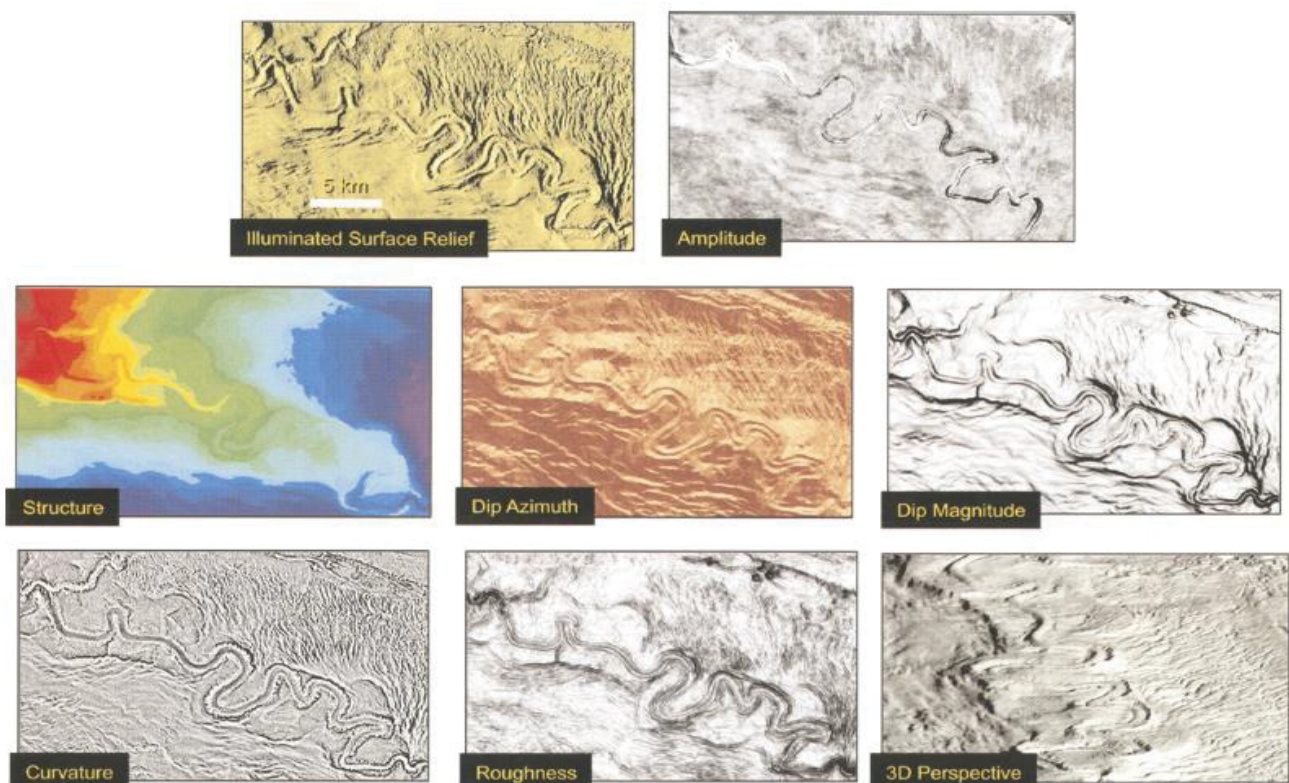


Figura 28: Exemplos de atributos *horizon-based* da superfície de contato superior de um canal turbidítico profundo, Golfo do México. Fonte: Posamentier *et al.* (2007).

A geomorfologia sísmica é utilizada principalmente no entendimento do desenvolvimento das paisagens em ambientes siliciclásticos e carbonáticos (Posamentier *et al.*, 2007), nas quais aplicação dos diversos atributos pode gerar informações acerca do ambiente deposicional, acamamento, inconformidades, continuidades de descontinuidades, litotipo, falhas, fraturas, presença de indicadores de hidrocarbonetos, absorção e porosidade (Bock & Rybakov, 2017). Segundo Posamentier *et al.* (2007), a ferramenta tem potencial de contribuir com interpretações acerca de paleoceanografia, paleoclimatologia, biogeografia, geomorfologia tectônica e geomorfologia ígnea, entre outros.

2.12.1 Evolução do Recobrimento Sísmico no Campo de Búzios

Os levantamentos sísmicos na área do Campo de Búzios tiveram início em 2000 com o volume 3D do levantamento 0276_BS500 (GeoAnp, 2021; Tabela 2). Em 2001 e 2009, os levantamentos 2D 0260_2D e 0258_2D, respectivamente, foram obtidos também na área do campo. Em 2012 foi realizado o primeiro levantamento (0302_FRANCO) com enfoque no Campo de Búzios (GeoAnp, 2021). Estes dados foram no mesmo ano reprocessados em conjunto com os dados do levantamento 0276_BS500 originando o volume sísmico 0276_BS_500_FRANCO_FLORIM.

Tabela 2: Nomes e datas de conclusão dos levantamentos realizados na área do Campo de Búzios. Fonte dos dados: GeoANP, 2021

2D	
Nome Levantamento	Data de Conclusão
0260_2D_SPEC_SANTOS	20/04/2001
R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_S	30/09/2009
3D	
Nome Levantamento	Data de Conclusão
0276_BS500	17/11/2000
R0014_SANTOS-I-PSDM	10/08/2009
R0276_BS_500_FRANCO_FLORIM	31/01/2012
0302_FRANCO	22/03/2012

Em novembro de 2019, a Petrobras concluiu o que é considerado o maior levantamento sísmico do mundo na área do Campo de Búzios (Agência Petrobras, 2019). O projeto é denominado de 3D Búzios Nodes e demorou um ano para ser concluído. O levantamento foi realizado com o método OBN (*ocean bottom nodes*), uma das mais modernas e de mais alta resolução entre as tecnologias utilizadas na indústria. Com este método, receptores foram colocados em 6.600 posições diferentes no fundo oceânico possibilitando a cobertura de uma área de 1.620 km² (Petrobras, 2019).

2.13 PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

Plataformas carbonáticas são sucessões de calcários formadas sob água rasa em margens continentais passivas normalmente em bacias intracratônicas, riftes abortados e em bacias foreland (Tucker & Dias-Brito, 2017). Formam depósitos extensos desde o Pré-Cambriano até o Fanerozoico e se arranjam de forma complexa (Wilson, 1982). Além de serem importantes reservatórios de óleo, água, ouro, entre outros, são muito sensíveis a oscilações eustáticas e climáticas (Wilson, 1982).

A importância das plataformas carbonáticas passou a ser reconhecida na década de 1970 (Pomar, 2001). O primeiro trabalho discutindo a distinção entre plataformas costeiras e carbonáticas foi publicado por Ahr (1973) enquanto que o primeiro modelo de plataformas carbonáticas foi publicado por Wilson (1975; Pomar, 2001). O iminente reconhecimento da importância e ocorrência global de plataformas carbonáticas levou a realização da Conferência Penrose na Itália em 1981 (Wilson, 1982). Os principais tópicos discutidos na conferência foram os controles tectônicos e eustáticos no desenvolvimento e evolução das plataformas carbonáticas. A partir de então, diversos trabalhos de classificação e reconhecimento propondo modelos faciológicos e estatísticos foram publicados (Pomar, 2001).

De acordo com Insalaco *et al.* (2000), o aspecto mais intrínseco à plataforma carbonática é o papel predominante de organismos na produção, processamento e/ou aprisionamento de sedimentos carbonáticos. Este aspecto faz com que a generalização das características de plataformas carbonáticas seja especialmente difícil. As características associadas com os organismos que compõem a plataforma carbonática a

afetam de diferentes formas (Insalaco *et al.*, 2000). Entre elas destacam-se: (a) ecologia e paleoecologia das biotas bentônicas; (b) taxas de produção de esqueletos, de bioerosão e de sedimentação e (c) influência tafonômica e diagenética.

As principais características morfológicas das plataformas carbonáticas são isolamento ou não isolamento do continente, tamanho, perfil deposicional e evolução através do tempo geológico (Pomar, 2001). As características podem variar com diversos fatores como contexto tectônico, topografia original e variações no nível eustático.

Os tipos básicos de perfis deposicionais de plataforma são discutidos principalmente nos trabalhos de Handford & Loucks (1993), Wright & Burchette (1996) e Pomar (2001). São eles: (a) plataforma orlada ou plataforma com borda, (b) plataforma em rampa, rampa carbonática ou rampa homoclinal; (c) plataforma epêrica ou epicontinental, (d) plataforma isolada e (e) plataforma afogada (Pomar, 2001; Tucker & Dias-Brito, 2017). De acordo com Pomar (2001), os perfis deposicionais das plataformas carbonáticas não isoladas podem variar dentre um amplo espectro cujos membros finais são as plataformas orladas e as rampas homoclinais (Figura 29).

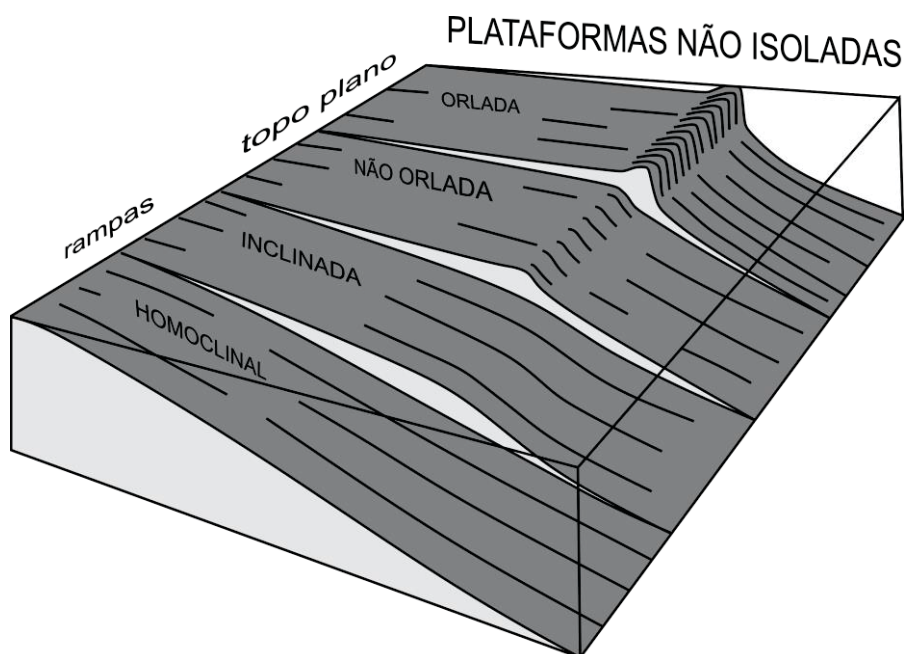


Figura 29: Principais tipos de plataformas que ocorrem dentro do espectro de perfis deposicionais entre os membros finais plataforma orlada e rampa homoclinal. Modificado de Pomar (2001).

Plataformas orladas, um dos membros finais do espectro de perfis deposicionais, estão sob lâminas de água rasas e em uma das extremidades apresentam uma quebra

nítida no contato com o talude (Tucker & Dias-Brito, 2017). A quebra é acompanhada de um aumento abrupto da declividade devido à presença, principalmente, de recifes de corais (Pomar, 2001; Tucker & Dias-Brito, 2017). A declividade pode também ser consequência de construções carbonáticas bioclásticas ou química/bioquímicas – ou uma junção de ambas (Pomar, 2001; Tucker & Dias-Brito, 2017). Plataformas orladas ativas ocorrem no alto mar do Sul da Flórida, Estados Unidos, Belize e Queensland, Austrália, na Grande Barreira de Recifes (Tucker & Dias-Brito, 2017).

Segundo membro final do espectro de perfis deposicionais, as rampas carbonáticas são plataformas nas quais o gradiente deposicional do talude muito baixo (comumente menos de 0,1°; Wright, 1998). O talude neste caso liga a linha de costa rasa aos depocentros das bacias (Burchette & Wright, 1992; Wright, 1998). A plataforma ocorre geralmente com uma parte interna coberta por uma lâmina d'água de alta energia que, costa afora, passa a uma rampa externa mais profunda com águas calmas, afetada periodicamente por tempestades (Tucker & Dias-Brito, 2017). Na linha de costa, podem ocorrer complexos de ilhas de barreira e deltas de maré com lagunas e planícies de maré ou sistemas de planícies costeira e cristas de praia. Manchas de recifes podem ocorrer na rampa interna e na parte profunda pode haver pináculos de recifes e morros de lama. Exemplos ativos ocorrem na Costa de Yucatan e em Shark Bay (Tucker & Dias-Brito, 2017).

Plataformas isoladas não são conectadas à linha de costa e são circundadas por águas profundas (Tucker & Dias-Brito, 2017). São comumente muito afetadas por ventos e tempestades e podem ter entre alguns quilômetros e centenas de quilômetros de extensão. Plataformas isoladas normalmente não contém sedimentos siliciclásticos e suas margens podem ser consideradas rampas carbonáticas (Tucker & Dias-Brito, 2017).

2.14 SISTEMAS DEPOSICIONAIS ASSOCIADOS A PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

Estudos em sedimentos carbonáticos recentes demonstram a importância de grandes eventos de tempestade na morfologia de plataforma carbonáticas e no transporte de sedimentos (Kelling & Mullin, 1975; Brenchley *et al.*, 1979; Aigner *et al.*, 1982).

Ondas de tempo bom e, principalmente, eventos de tempestades são os principais agentes de retrabalhamento, transporte e deposição das coquinas das bacias de Campos e Santos (Carvalho *et al.*, 2000; Muniz & Bosence, 2018; Mizuno *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020). Portanto, cada um dos sistemas sedimentares, depósitos e respectivos processos formadores associados ao ambiente deposicional de plataforma carbonática serão discutidos nos subcapítulos a seguir.

2.14.1 Barras de praia e depósitos associados

Cristas ou barras de praia (Figura 30) são feições geológicas paralelas a costas progradantes (Bates & Jackston, 1980; Carter, 1988; Hesp *et al.*, 2005; Tamura, 2012). Elas formam-se na praia ou em locais adjacentes por um *potpourri* de processos e depósitos como ondas, intermarés, supramarés e submarés, eólicos, de *swash* e *washover* (Otvos, 2000; Tamura, 2012). As cristas podem ficar isoladas dos processos subaquáticos conforme há a progradação ou retrogradação da costa consequentemente formando montes alongados reliquiares, paralelos a subparalelos à costa (Stapor, 1975).

Cristais de praia podem ser formadas em ilhas de barreira, cordões arenosos e planícies costeiras (Tamura, 2012) e são importantes indicadores da movimentação da linha de costa e da variação do nível do mar (*e.g.*, Davies, 1957, 1961; Tanner & Stapor, 1971; Otvos, 2000; Sanderson *et al.*, 2000; Jahnert *et al.*, 2012), além de oferecerem informações geocronológicas essenciais para reconstruções paleoambientais (Tanner, 1988; Jahnert *et al.*, 2012). As cristas são formadas primariamente por areia, grânulos e seixos ou uma combinação destes sedimentos (Hesp *et al.*, 2005). Outros sedimentos marinhos como madeira, conchas e púmices podem ser encontrados.

O grau de contribuição de cada um dos processos formadores de cristas ou barras, como *swash* e ondas de tempestade, permanece em discussão (Hesp *et al.*, 2005). Autores sugerem que as cristas podem ser formadas durante tempestades e eventos de aumento do nível do mar por processos tanto marinhos como lagunares ou lacustres (Hesp *et al.*, 2005). Hipóteses contraditórias indicam que os processos de *swash* são os maiores responsáveis pela deposição das barras de praia durante condições calmas e sem tempestades (Tanner & Stapor, 1971, 1972).

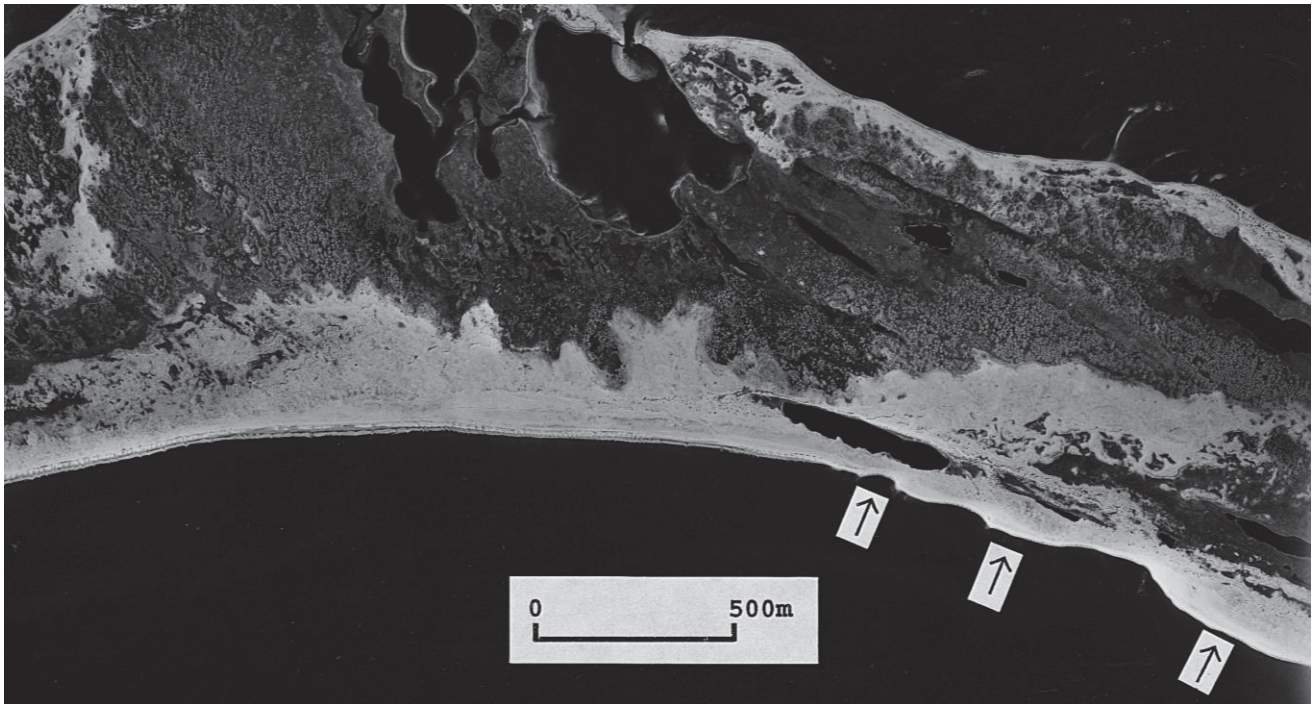


Figura 30: Barras de praia na Ilha Horn, Mississippi. Setas indicam lagunas alongadas paralelas à costa que ficaram isoladas do Golfo do México. Fonte: Otvos, 2000.

As cristas de praias apresentam diferentes sistemas sedimentares diferenciados entre si por variações estruturais, texturais e em suas dimensões e geometrias específicas: (a) bermas e cristas de praia, (b) dunas do backshore (porção anterior à crista de praia) e (c) *swales* (Otvos, 2000). Bermas podem ser definidas como corpos lineares paralelos à linha de costa (Figura 31). As seções transversais destes corpos apresentam geometria triangular e são horizontais ou inclinados suavemente em direção ao continente (backshore) e inclinados com alto ângulo em direção à bacia (foreshore, Otvos, 2000). As bermas são efêmeras e relativamente frequentes em praias. No backshore, as correntes de *swash* são responsáveis pela sedimentação de bermas agradacionais localmente com escarpamentos erosivos (Otvos, 2000).

Constituídas por feições construídas por ondas de inter e supramaré, as bermas são compostas por depósitos de *swash* e *overwash* (*washover*) limitados também pelo backshore e foreshore (Otvos, 2000). Quando formadas nas costas continentais ou em barras arenosas, as cristas de berma são limitadas por depósitos lagunares do backshore e pelo foreshore. Estas lagunas alongadas e paralelas à praia ficam restritas durante o crescimento das barras de areia.

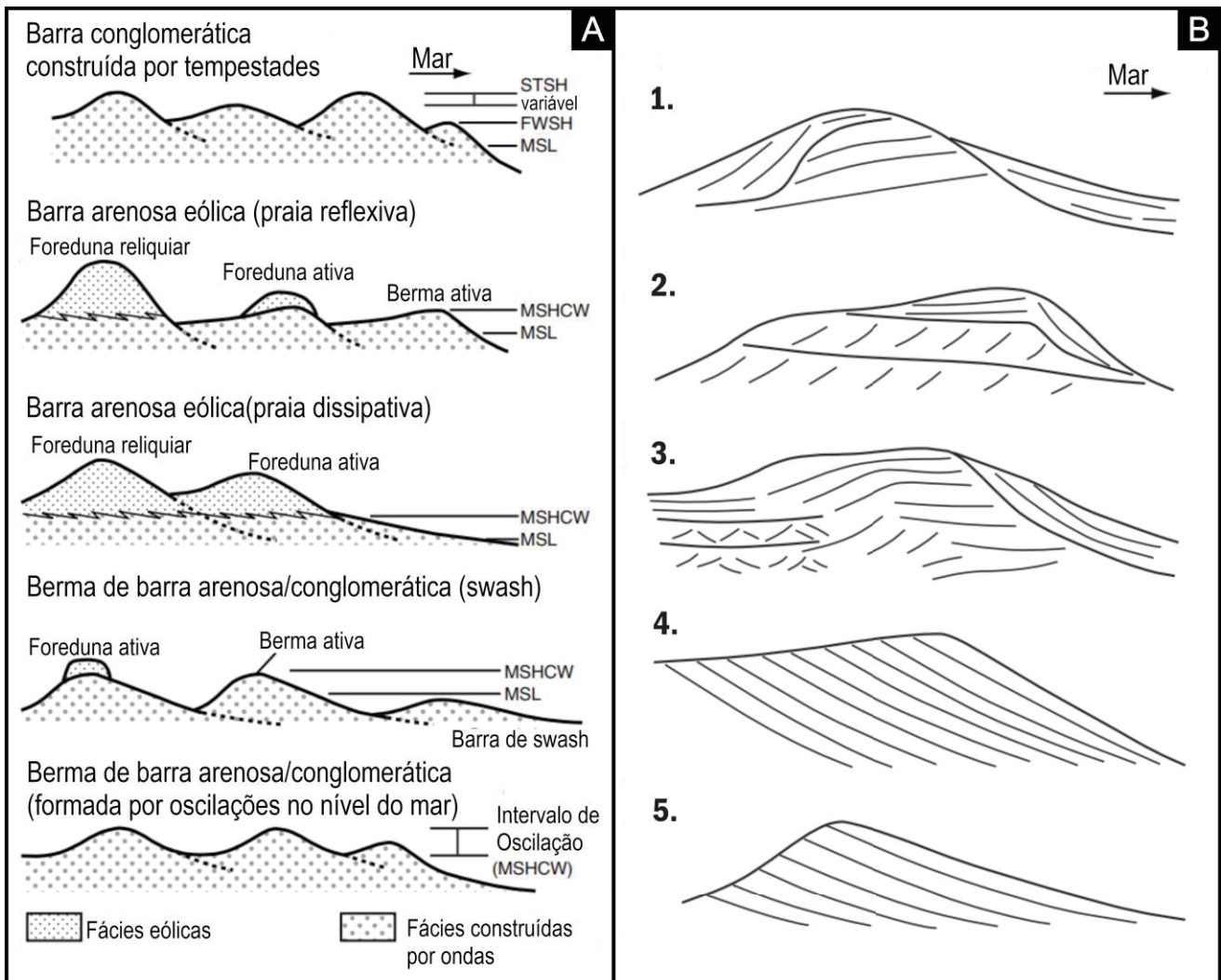


Figura 31: (A) Ilustração esquemática indicando os processos formadores de barras de praia. MSL = nível médio do mar, FWSH = nível de base de ondas de tempo bom, STSH = nível de base de ondas de tempestade, MSHCW = altura máxima de *swash* de onda construtiva. (B) Variações das estruturas sedimentares internas de barras de praia de acordo com (1) Psuty (1965), (2) Hine (1979), (3,4) Carter (1986) e (5) Tanner & Stapor (1971). Modificado de Tamura, 2012.

Segundo Otvos (2000), a sedimentação de cristas de bermas varia entre fina, grossa e até mesmo conglomerática, a depender da energia das ondas. A seleção varia entre grossa e fina. Em direção à bacia, os depósitos podem apresentar laminação plano-paralela ou cruzada de baixo ângulo ($3 - 5^\circ$) na porção superior do foreshore. No *backshore*, laminações subhorizontais ou levemente inclinadas também podem ocorrer. As dimensões, altura acima do nível da água e os ângulos de mergulho das superfícies da berma dependem das condições das ondas, das variações da maré ou do nível dos lagos, incluindo os aumentos dos níveis de mares e lagos induzidos por ventos (Otvos, 2000; Figura 31).

No backshore ocorrem dunas (foredunes) semiparalelas à margem do foreshore (Bates & Jackson, 1980; Otvos, 2000). As dunas são eólicas e apresentam sedimentos finos a médios e estratificações cruzadas (Otvos, 2000). Swales, por sua vez, são depressões alongadas entre duas cristas sub paralelas à linha de costa (Bates & Jackson, 1980). Estas feições apresentam lagunas e baías do *backshore* (porção anterior à crista de barra, em direção ao continente; Hesp *et al.*, 2005).

2.14.2 Depósitos de washover e fluxos gravitacionais

Feições comuns em costas atingidas por grandes tempestades, os depósitos de *washover* são importantes para o entendimento de sistemas de barras de praia antigos e são depósitos favoráveis para a formação e acumulação de óleo (Schwartz, 1975; Davis & Kuhn, 1985; Morton, 1994; Sedgwick & Davis Jr., 2003). Além disto, representam uma área de interesse para estudos costeiros em praia atuais, já que, devido ao grande volume transportado durante um evento de *washover*, podem ser muito erosivos (Schwartz, 1975). Inclusive, técnicas de crescimento e estabilização artificiais de sistemas de foredunas podem ser usados para minimizar ou prevenir inundações e deterioração das costas.

Washovers podem ser definidos como material depositado pela ação do *overwash*, ou seja, o volume de água que desencadeia o processo e a deposição do *washover* (American Geological Institute, 1972; Schwartz, 1975). *Overwashes*, por sua vez, são gerados por fluxos de alta energia que sobrepõem a barra de praia e transportam sedimentos para o backshore (ver subcapítulo 1.15.1; Hayes, 1967; Leatherman *et al.*, 1977; Kochel & Dolan, 1986; Kochel and Wampfler, 1989; Sedgwick & Davis Jr., 2003). A diminuição da velocidade do fluxo do *overwash* em direção ao continente resulta na deposição de leques ou planícies de *washover* (Sedgwick & Davis Jr., 2003).

O principal pré-requisito para a geração dos depósitos de *washover* é que as condições do corpo da água, mar ou lago permitam que volumes de água ultrapassem as barras (Schwartz, 1975). Neste contexto, ondas de tempestade são a principal causa para esta ultrapassagem. Secundariamente, marés altas ou aumentos do nível do lago anormais também podem contribuir para a deposição. A intensidade e duração dos *washovers* dependem das condições climáticas, variantes da tempestade e efeitos da maré (Schwartz, 1975). As condições hidráulicas de um evento de *overwash* são afetadas pela altura das

ondas e surgências de tempestade, grau de abrangência de um fluxo de overwash e elevação da barreira (Ritchie & Penland, 1988). A textura e composição dos depósitos de *washover* varia de acordo a origem dos sedimentos e tendem a assemelharem-se às das praias de tempestade correspondentes (Schwartz, 1975; Sedgwick & Davis Jr., 2003). Consequentemente, os restos de vertebrados e invertebrados também são semelhantes em ambos os sistemas.

Depósitos arenosos de *washover* incluem leques e terraços de *washover* (Schwartz, 1975). Os leques tipicamente são formados quando uma tempestade cria braços isolados em uma crista ou *foredunas* culminando na sedimentação na forma de depósitos lobados. Os leques de *washover* apresentam morfologia variante entre subretangular e semicircular ou alongado. Pequenos canais de escape podem ocorrer na terminação dos lóbulos. Um corpo arenoso de *washover* isolado, corpos coalescentes ou depósitos de *washover* planares podem ser o resultado e apenas uma única fonte pontual, uma série de fontes pontuais ou uma fonte linear (Schwartz, 1975). Por sua vez, os terraços de *washover*, formados quando uma tempestade sobrepõe toda uma seção da crista e deposita um cinturão contínuo e estreito de sedimentos de *washover* no backshore (Morton, 2002; Morton & Sallenger, 2003).

Os depósitos de *washover* apresentam dois tipos básicos de estrutura interna: (1) estratificação ou acamamento paralelo a subparalelo, horizontal ou de baixo ângulo ($<4^{\circ}$) e (2) estratificação ou acamamento cruzado de meso escala com gradação normal (Figura 32; Schwartz, 1975). A estratificação cruzada em associação com a horizontal representa uma feição tipicamente da porção mais perto do continente. Essas estruturas se desenvolvem quando os sedimentos do *washover* são transportados até uma subacia aquosa como uma laguna ou uma poça perene.

Localmente, estratificações cruzadas de pequeno porte podem se desenvolver dentro das fácies com estratificação plano-paralela. As cruzadas neste caso são formadas quando o sedimento é transportado por superfícies deposicionais irregulares e acaba preenchendo pequenas depressões ou preenchendo canais de escape. Segundo Schwartz (1975), camadas argilosas ou siltosas sobrepondo depósitos de *washover* em poças perenes indicam a estabilização e a sedimentação predominantemente de material suspenso durante períodos que sucedem eventos de *washover*.

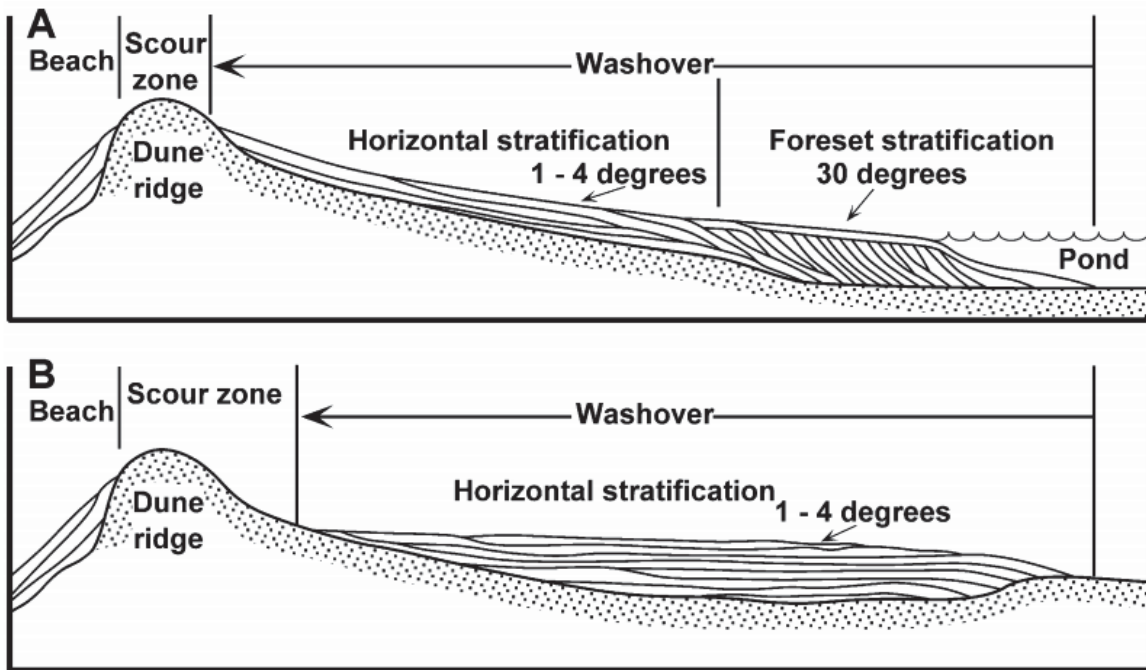


Figura 32: Estratigrafia geral proposta por Schwartz (1975) de um leque de *washover* mostrando (A) laminação de foreset formada durante a deposição subaquática e (B) areia com laminação plano paralela em *washovers* de supemaré. Fonte: Sedgwick & Davis Jr., 2003

Laminação subhorizontal ou gentilmente mergulhando em direção ao continente caracteriza a exposição subaérea no backshore, enquanto que laminação foreset mergulhando para o continente caracteriza deposição progradante subaquático em um backshore inundado (Figura 31; Schwartz, 1975; Davis *et al.*, 1989; Neal *et al.*, 2003; Sedgwick and Davis, 2003; Williams, 2009). Depósitos de *washover* podem causar agradação considerável no backshore. Apesar de serem mais raros, *washovers* gerados por tempestades podem também incluir a concentração de camadas de conchas (*e.g.* Boyajan & Thayer, 1995).

O grau de preservação de um depósito de *washover* varia com a taxa de bioturbação, frequência do overwash, espessura das unidades e magnitude e taxa das variações do nível do mar (Sedgwick & Davis Jr., 2003). Devido a estes fatores, além do grau de retrabalhamento, a distinção entre unidades individuais e subfácies dentro dos depósitos é difícil (Sedgwick & Davis Jr., 2003). Sedgwick & Davis Jr. (2003) propõem a divisão de um depósito de *washover* na Flórida entre subfáceis cujas variações granulométricas, texturais e estruturais variam de acordo com a localização dentro do depósito (Figura 33).

Muitas das propriedades estruturais e texturais dos depósitos de *washover* são explicadas em diversos estudos por fluxos gravitacionais turbidíticos de águas profundas (Schwartz, 1975). O termo fluxo gravitacional é utilizado de forma geral para descrever misturas de sedimento e fluidos sob influência da gravidade (Middleton & Hampton, 1973). Segundo Schwartz (1975), a sedimentação de *washovers* pode ser considerada análoga aos mecanismos conceituais dos fluxos gravitacionais e a sedimentação de *backwash* em praias. Em ambos os casos, o fluxo ocorre talude abaixo o que facilita efeitos de inércia. Apesar de as superfícies de deposição dos *washovers* serem normalmente de baixo ângulo, acredita-se que uma vez que o material é injetado no sistema com altíssima velocidade inicial superimposta com cisalhamento do volume de fluido, fluxo de clastos com muita interação de grãos pode ocorrer.

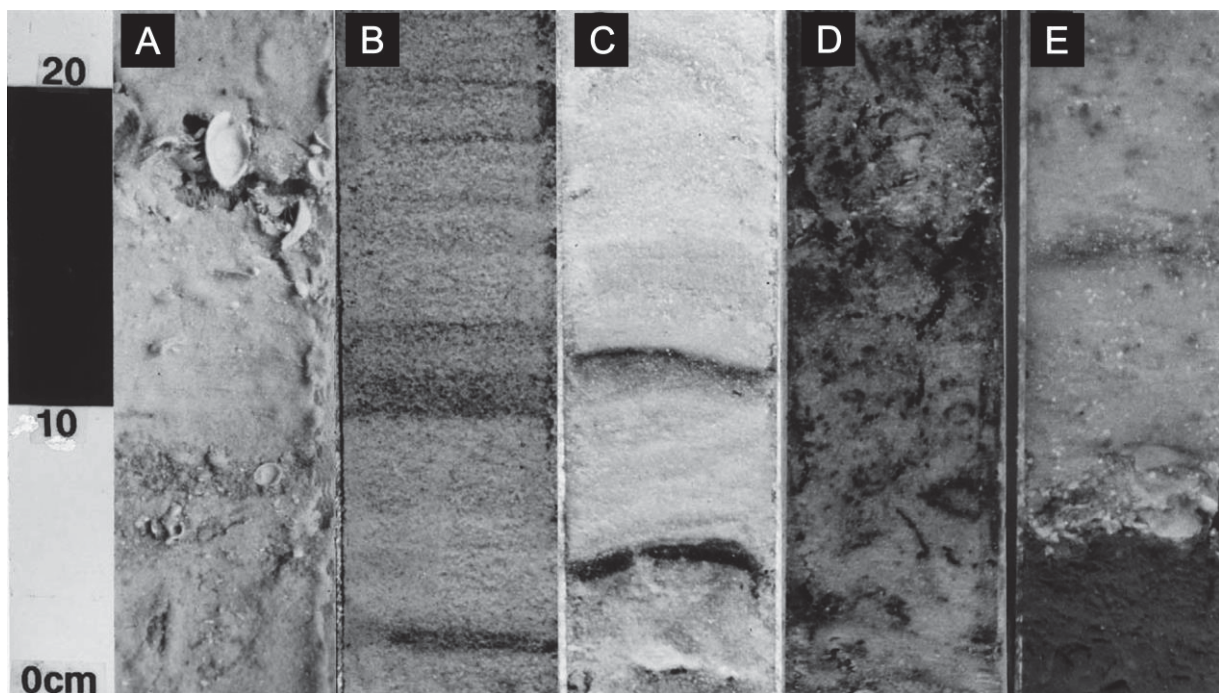


Figura 33: Fotografias de testemunhos de sondagem indicando as características comuns em uma sequência de *washover*: (a) areia estratificada, (b) laminação por minerais pesados, (c) tapetes algáicos entre os eventos de *washover*, (d) bioturbação e (e) contato basal. Fonte: Sedgwick & Davis Jr., 2003.

A influência exata de furacões na deposição de *washover* e cristas de praia é pouco conhecida (Schwartz, 1975) e foi constatada nos depósitos bioclásticos de Shark Bay (Jahnert *et al.*, 2012). Além disto, um depósito de *washover* na Planície de Chenier originado pelo Furacão Ike em 2008 é documentado por Williams (2011; Figura 34). A planície, localizada no sudoeste do estado de Louisiana, Estados Unidos, tem

aproximadamente 200 km de comprimento de 30 km de largura e ocorre em um ambiente de delta marginal rico em sedimentos finos no Golfo do México (Gould and McFarlan, 1959; Roberts, 1997). É composta por lama marinha cercada de depósitos pantanosos e intercalada com numerosas elevações arenosas estreitas e barras de coquinas, caracterizadas como barras transgressivas, cristas de praia ou *spits* (McBride *et al.*, 2007). Em 2008, surgências de tempestades desencadeadas pelo Furacão Ike atingiram a planície formando depósitos de conchas na forma de leques de *washover* sobre depósitos arenosos e pantanosos de *backshore* (Williams, 2011).

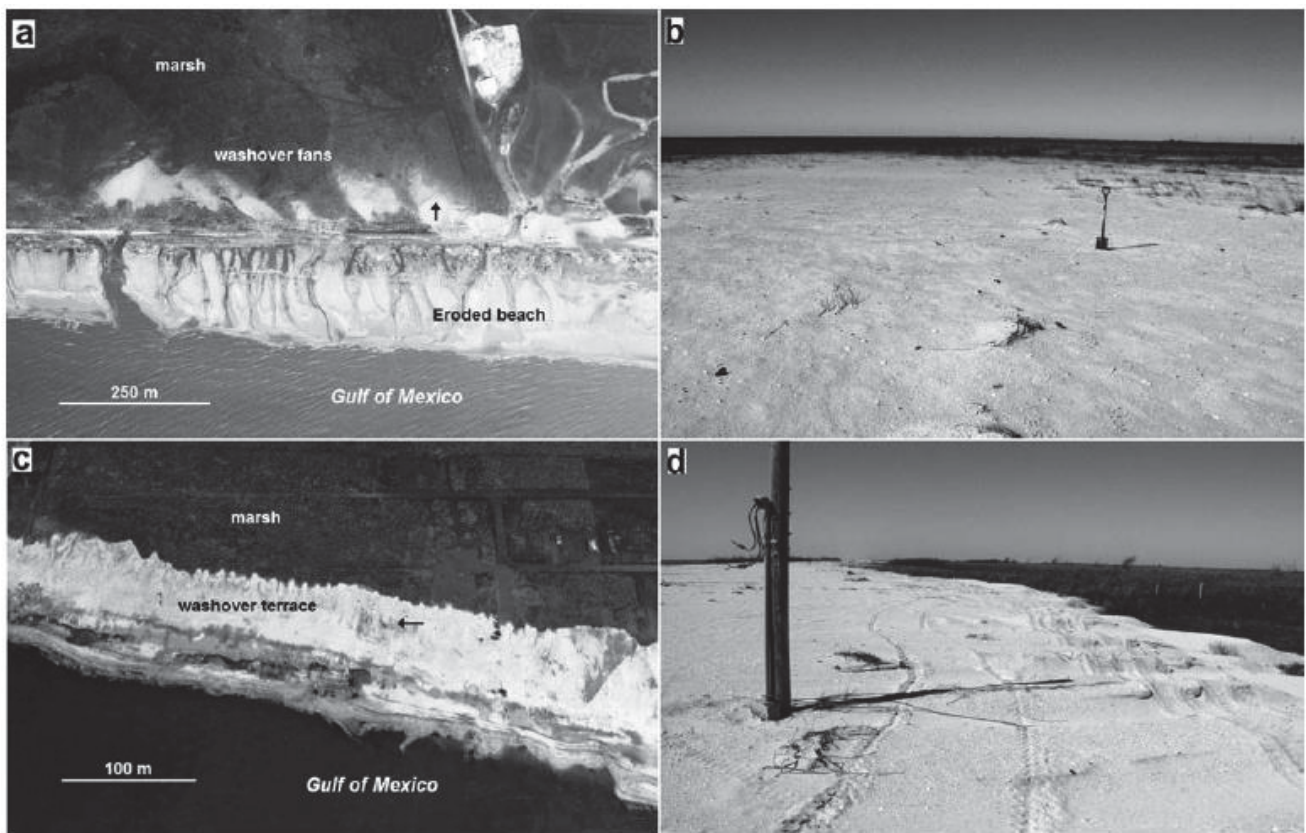


Figura 34: (A) Leques de washover depositados pelo Furacão Ike, no Texas, e canais erodidos em praia causados pela corrente de retorno da tempestade no Golfo do México, (b) superfície de um leque de *washover*, (c) terraço de *washover* depositado pelo Furacão Ike, Louisiana e (d) Superfície do terraço de *washover*. Fonte: Williams, 2011.

O depósito bioclástico resultante das tempestades tem forma de cunha em perfil, com espessamento lateral a partir do continente em direção ao mar e atinge maior espessura (27 cm) logo antes de acabar abruptamente no limite continental com o pântano no backshore (Williams, 2011). Na área de estudo, a camada tem 40 m de largura e se estende por centenas de metros acompanhando a linha de costa. A camada apresenta

gradação normal. As coquinas são sustentadas por bioclastos desorganizadas comumente com valvas desarticuladas e estruturas de *nesting*. O contato basal da camada é abrupto e erosivo, com sedimentos subjacentes compostos por areia do backshore ou depósitos pantanosos (Williams, 2011).

2.14.3 Tempestitos

Por serem indicativos de tempestades, os tempestitos são o foco principal do relativamente novo campo da geologia, a paleotempestologia (Liu, 2004). Uma tempestade inicia-se com o deslocamento da superfície da água e a superelevação do nível da água em direção ao *onshore* (Walker & Plint, 1992). Assim que a superfície da água é deslocada, um gradiente altimétrico é estabelecido entre o onshore e o offshore. A fim de normalizar este gradiente, um fluxo de fundo em direção ao offshore é desenvolvido e desviado pela força de Coriolis dando origem a uma corrente geoestrófica (Walker & Plint, 1992). Segundo Aigner (1982), a circulação desta corrente é responsável pela remoção, transporte lateral e deposição alóctone de sedimentos do fundo. Durante o evento, são geradas ondas de tempestade as quais removem e retrabalham os sedimentos *in situ*. Ambas as componentes (correntes e ondas) estão envolvidas no processo deposicional dos tempestitos (Aigner, 1982).

As ondas de tempestade também são responsáveis pela geração dos volumes de água (*overwash*) que podem sobrepor as barras e avançar até o backshore formando depósitos de *washovers* (Schwartz, 1975). Parte da água que ultrapassa a barra fica retida em depressões ou em *swales* e abastece as lagunas. Durante a tempestade, desestabilizações na rampa e barra podem desencadear fluxos densos (Oliveira *et al.*, 2019). No final das tempestades, sedimentos finos em suspensão decantam gerando os tempestitos profundos (Li *et al.*, 2014). Entre os eventos de tempestade, a barra e o shoreface são dominados por ondas de tempo bom responsáveis pelos *swashes* e *backswashes*, correntes de *longshore* e correntes de retorno (Walker & Plint, 1992). No backshore, camadas lamosas sobrepondo depósitos de *washover* indicam a estabilização do sistema após a entrada dos volumes de *overwash* (Aigner, 1982). No offshore transition e offshore a deposição entre tempestades ocorre também por decantação de finos.

A maioria dos tempestitos apresenta evidência de desaceleração do fluxo na forma de gradação normal ou estratificações particulares. Apresentam estratificação variável, desde unidirecional a oscilatório e suas características mais distintas são as ocorrências da estratificação hummocky (Myrow, 2005). A estrutura interna de tempestitos é muito diversificada e depende das histórias temporal e espacial dos processos deposicionais (Myrow, 2005). Devido a esta diversificação, dois exemplos de depósitos de tempestitos serão discutidos a seguir.

2.14.3.1 Sequência Muschelkal, Bacia Germânica, Alemanha

Os depósitos da sequência Muschelkal ocorrem em ambiente marinho raso epicontinental e são correlacionáveis com uma ingressão marinha na Bacia Germânica. Os sedimentos da bacia sugerem sedimentos litorâneos como bancos de areia alongados a uma costa NE-SW (Aigner, 1982). Os tempestitos são identificados em uma zona crinoidal ou conchal, parcialmente formada por bancos de oólitos, seguida de uma fácies de ambiente marinho aberto, composta por margas lateralmente intercaladas por calcários (Aigner, 1982). A textura deposicional mais abundante é packstone e bioclastos de moluscos, braquiópodes e localmente de vertebrados formam o arcabouço albioquímico das rochas. Intraclastos provenientes das camadas subjacentes e extraclastos são particularmente comuns (Aigner, 1982).

As sequências de fácies encontradas por Aigner (1982) indicam que a sequência ideal para os tempestitos carbonáticos é muito similar à sequência de Bouma (1962) para turbiditos. Desta forma, a base das sequências corresponde a packstones com contato erosivo formado pela própria tempestade (Aigner, 1982). As camadas de packstones ocorrem com granodecrescência ascendente e contato superior gradacional com camadas bioclásticas formadas pela redeposição de sedimentos detríticos (Aigner, 1982). Por sua vez, as camadas bioclásticas são sobrepostas por carbonatos com laminação plano-paralela formadas em regime de fluxo superior. Marcas onduladas formadas sob regime de fluxo inferior correspondem aos topos dos tempestitos (Aigner, 1982).

Os contatos inferiores e superiores dos tempestitos normalmente são com pelitos laminados (Aigner, 1982). O acamamento dos tempestitos varia entre métrico a decimétrico

é muito regular, localmente com amalgamento lateral das camadas (Aigner, 1982). Em escala de bacia, os tempestitos proximais tendem a ocorrer com acamamento relativamente espesso enquanto tempestitos distais equivalentes são dominados por lama (Aigner, 1982). Em ambientes marinhos raso, tempestades são possivelmente os gatilhos de uma grande variedade de fatores que dificultam interpretações detalhadas dos depósitos de tempestitos (Aigner, 1982).

Dois tipos de processos sedimentares são responsáveis pela geração dos tempestitos (Kelling & Mullin, 1975): (a) ondas, responsáveis pela remoção e retrabalhamento de sedimentos de fundo *in situ* e (b) correntes, responsáveis pelo transporte lateral e pela deposição alóctone de sedimentos. Correntes, como as correntes de fundo e de retorno, são iniciadas por processos como *winddrift*, corrente de *backflow*, surgência de tempestades e marés e dão origem a uma grande variedade de mecanismos deposicionais (Aigner, 1982). Os estudos realizados nos depósitos de Muschelkalk sugerem que tanto as ondas quanto as correntes são responsáveis pela deposição de tempestitos. Isto é evidenciado pela ocorrência de feições que indicam a presença de ondas (marcas de onda oscilatórias, *grain-shelters*) em associação com feições de corrente como transporte lateral de conchas, entre outros (Aigner, 1982).

Em resumo, os tempestitos são formados em águas rasas pela entrada repentina de sedimentos e rápida deposição, causada por eventos raros de alta energia, muito provavelmente tempestades ou furacões (Aigner, 1982). A associação particular de estruturas sedimentares indica a presença de correntes unidirecionais e correntes oscilatórias. Verticalmente, as sequências de tempestito são caracterizadas por (a) gradação ascendente de estruturas sedimentares e (b) gradação descendente do grau de bioturbação. Lateralmente, os tempestitos mostram que as sequências proximais são um pouco mais proeminentes que as distais e podem ser exageradas por eventos posteriores (Aigner, 1982). O modelo deposicional proposto pode ser observado na Figura 35.

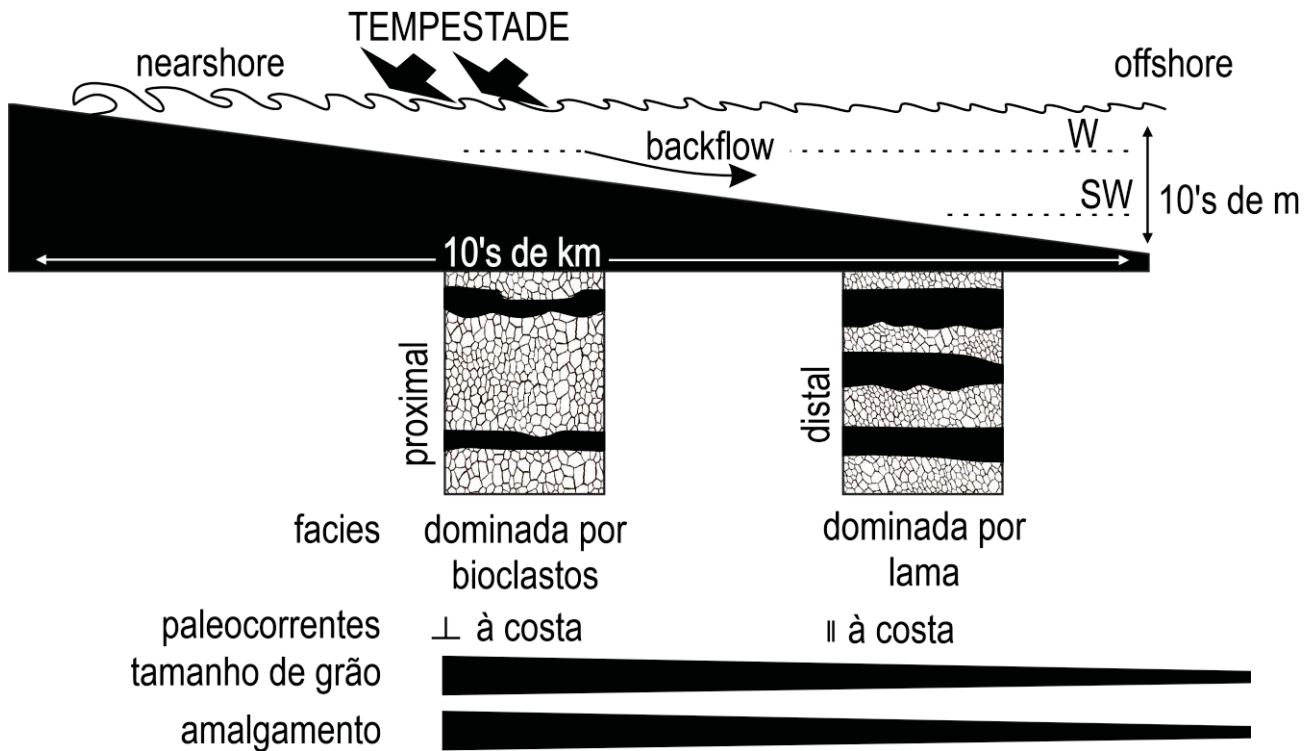


Figura 35: Proposta de modelo de fácies de acordo com os tempestitos no exemplo da Sequência Muschelkalk. Modificado de Aigner (1972).

2.14.3.2 Bacia de Qaidam, China

A Bacia de Qaidam, China (Figura 36), é uma bacia lacustre (Zhao *et al.*, 2004) com deposição de tempestitos durante o Cenozóico (Li *et al.*, 2014). A bacia localiza-se a 3000 metros de altitude na porção noroeste do Platô Qinghai-Tibet (Li *et al.*, 2014). Os tempestitos são formados por silte, areia fina e mudstones e 15 a 45% dos componentes das unidades correspondem a fragmentos líticos.

Estruturas erosivas como sulcos, linhas de corte (*cutoff structures*) e superfícies erosivas são comuns e constituem evidências diretas da ocorrência de fluxos de tempestade que atingiram o fundo do lago (Figura 37). Os sulcos variam entre 1 e 2 cm, com profundidade variando entre 0,15 e 0,8 cm e limitados por paredes íngremes (80-90°) ou perpendiculares (Li *et al.*, 2014). Além disto, não apresentam direção preferencial e costumam ocorrer sozinhos. Sulcos podem ser gerados na base de sequências de tempestitos (Harms *et al.*, 1975; Dott and Bourgeois, 1982; Walker *et al.*, 1983; Cheel, 2003) ou em fácies de frentes deltaicas (Mutti *et al.*, 2000; 2003). Fluxos de tempestades fortes sempre erodem o fundo do corpo d'água (Morsilli & Pomar, 2012) e comumente ondulam ou truncam a superfície sobreposta (Li *et al.*, 2014). Linhas de corte são formadas

quando o estresse cisalhante da corrente de fundo contrária à tempestade erode sedimentos arenosos previamente depositados, cisalhando-os e formando superfícies irregulares (Li *et al.*, 2014).

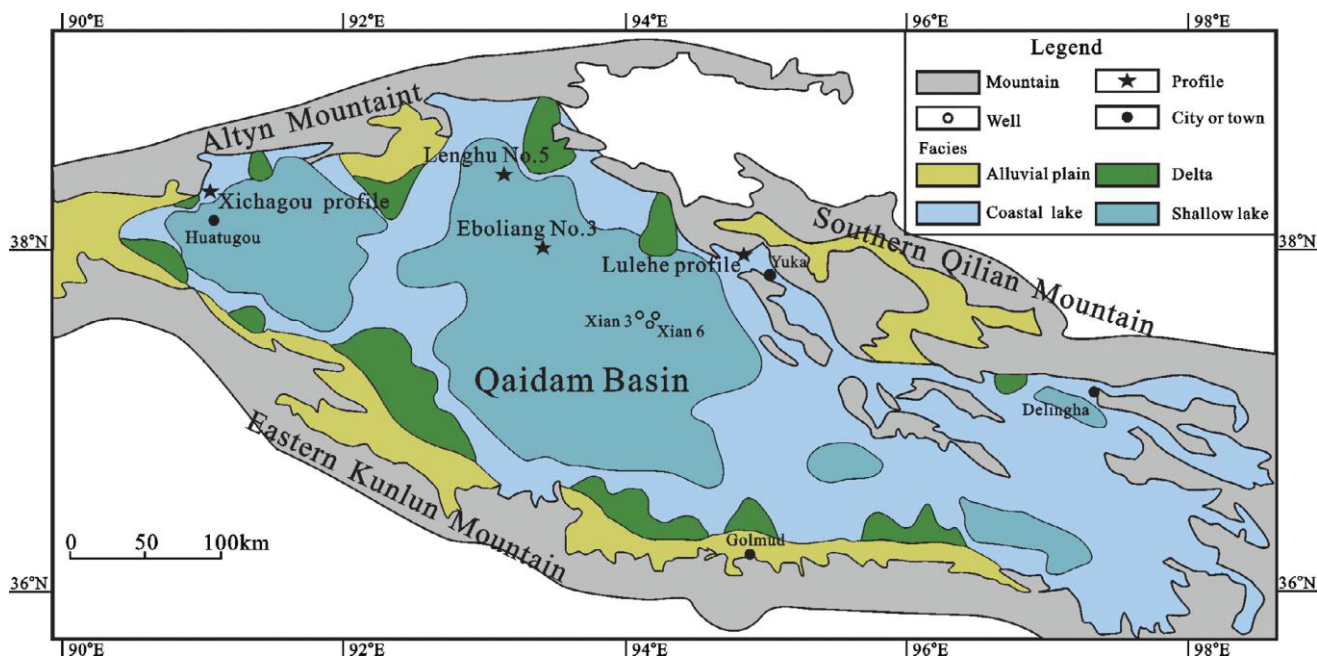


Figura 36: Localização e contexto deposicional da Bacia de Qaidam, China. Fonte: Li *et al.*, 2014.

Os tipos de estratificações e acamamentos que ocorrem nos tempestitos da Bacia de Qaidam são: (a) acamamento gradacional, (b) acamamento paralelo, (c) estratificação cruzada gerada por ondas e (d) estratificação cruzada do tipo hummocky (Figura 37). As camadas gradacionais têm entre 5 e 25 cm de espessura e ocorrem logo acima de superfícies erodidas em conglomerados finos, areias conglomeráticas e areias grossas (Figura 37). A gradação neste caso é causada por diferenciação gravitacional que leva à rápida deposição da corrente densa de tempestade. Estas camadas estão sempre subjacentes a camadas com acamamento planar (Li *et al.*, 2014).

Por sua vez, as camadas planares são formadas por areias finas e siltitos depositadas por regime de fluxo superior durante os eventos de tempestade (Li *et al.*, 2014). Camadas com estratificação cruzada gerada por ondas ocorrem em siltitos e arenitos finos e são formadas pelo fluxo oscilatório sob regime de fluxo inferior como consequência da recessão da onda de tempestade (Figura 37). Ocorrem com camadas com laminações progradacionais com tendências opostas as quais cavalgam umas sobre as outras (Li *et al.*, 2014).

Estratificações cruzadas do tipo hummocky são reconhecidas por superfícies de erosão de baixo ângulo (normalmente menor que 15°) e estratificações de baixo ângulo (Figura 37; Du *et al.*, 2001; Li *et al.*, 2009; Liang, 1994). Desde sua definição por Harms *et al.* (1975), hummockys são consensualmente estruturas diagnósticas do *shoreface* e *offshore transition* (Li *et al.*, 2014). Entretanto, essas mesmas estruturas foram repetidamente reportadas em ambientes lacustres, estuarinos, planícies de maré, pelágicos e até em turbiditos. Desta forma, o significado paleoambiental das estruturas hummocky deve ser determinado com auxílio do contexto sedimentar no qual elas ocorrem. No caso da Bacia de Qaidam, na qual fácies fluviais e turbidíticas são ausentes, estruturas hummocky muito possivelmente ocorrem associadas aos tempestitos lacustres rasos e costeiros tanto em arenitos finos quanto em arenitos siltosos (Li *et al.*, 2014).

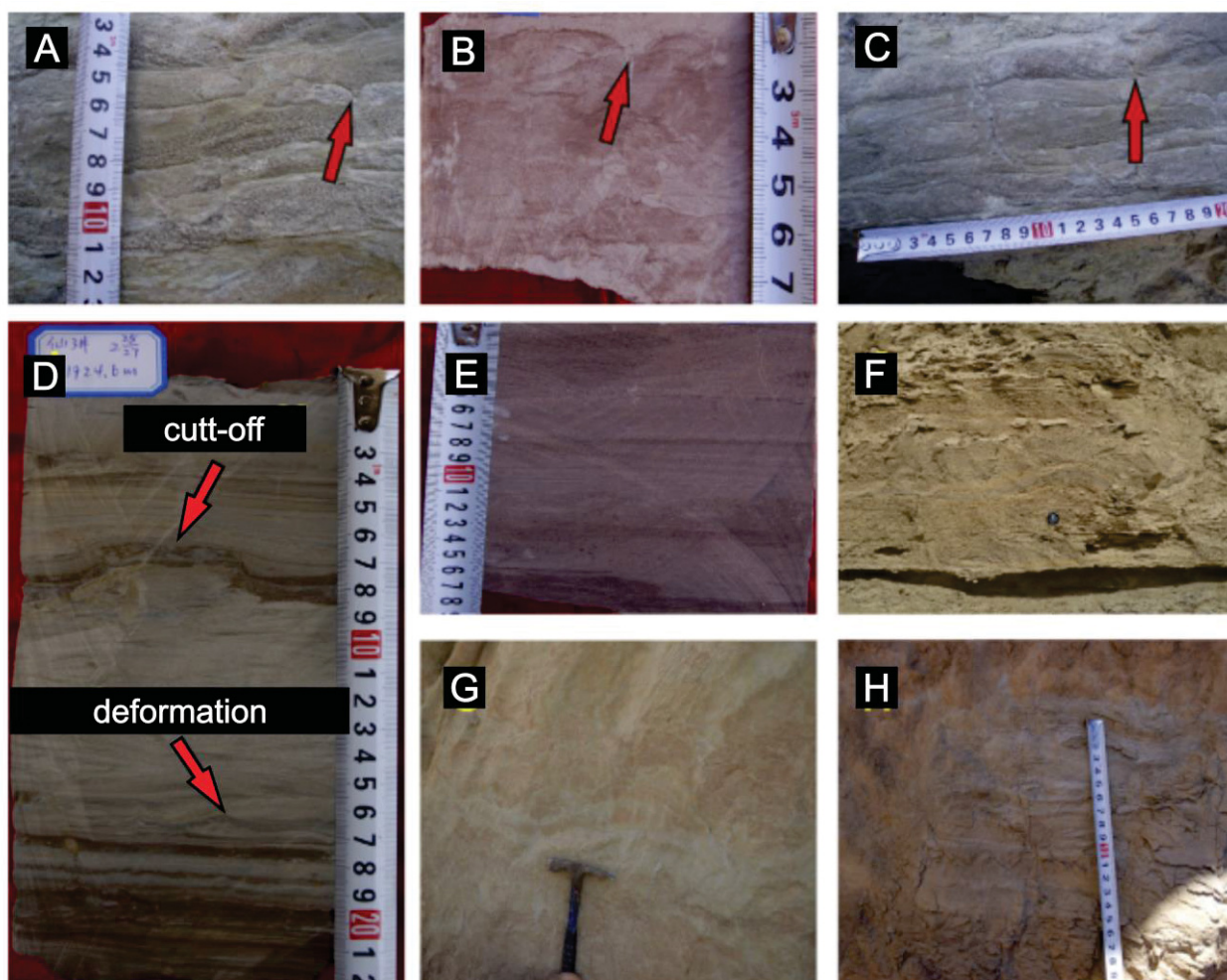


Figura 37: Fotografias de estruturas sedimentares na Bacia de Qaidam: (a-b) groove casts, (c) superfície de erosão, (d) estrutura cutoff e deformação de sedimentos inconsolidados, (e) granocrescência ascendente e hummocky, (f) estrutura de escoamento, acamamento. Fonte: Li *et al.*, 2014.

Além dos acamamentos descritos anteriormente, ocorrem localmente estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (Li *et al.*, 2014). Frequentemente, estruturas de deformação induzidas pela liquefação de sedimentos inconsolidados são registro confiáveis da ação de ondas de tempestade relacionados com o estresse impulsivo em ambientes marinhos rasos (Darlympe, 1979) e em estresse cíclico de ondas profundas de tempestade (Molina *et al.*, 1998; Alfaro *et al.*, 2002).

Variações na corrente de tempestade são responsáveis por cinco (Sa a Se; Figura 38) diferentes fácies sedimentares em um único depósito de tempestades (Aigner, 1982; Li *et al.*, 2014). A camada Sa é gradual composta por arenitos conglomeráticos e arenitos finos com camadas maciças a gradadas, superfícies irregulares de escoamento e *groove casts* desenvolvidos na base. O contato com as camadas inferiores é abrupto. A camada Sb apresenta laminação plano paralela forma pela alternância entre siltes e arenitos finos com acamamento paralelo e localmente podem ocorrer ripples no topo e superfície de erosão na base (Li *et al.*, 2014).

Estruturas hummocky ocorrem associadas à fácies Sc na forma de estruturas de corte e preenchimento e superfícies de erosão formadas como resultado de um fluxo oscilante combinado gerado por ondas e por fluxo puramente oscilatório (Li *et al.*, 2014). A fácies Sd ocorre com acamamento cruzado gerado por onda que consiste em siltitos com laminações intermitentes, lenticulares ou acamamento horizontal com contatos retilíneos no topo e base. Por último, a fácies Se é composta por lamitos escuro, normalmente relacionado a depósitos lacustres profundos de lama depositados em laminação paralela depois de uma tempestade (Li *et al.*, 2014).

Feições de granodecrescência ascendente são comuns em pedreiras e testemunhos da Bacia de Qaidam e demonstram a atenuação da energia da tempestade e nas correntes (Li *et al.*, 2014). Duke *et al.* (1991) descrevem a relação entre a ação das tempestades com as sequências granodecrescentes em sete etapas. (1) Inicialmente, uma forte corrente de tempestade escoar os sedimentos do fundo e desenvolve as superfícies e estruturas de erosão. Concomitantemente, sedimentos duros como conchas são carregados pela tempestade e geram marcas de ferramentas (*tool marks*) na lama. (2) Secundariamente, a densidade da corrente deposita os grãos rapidamente formando um acamamento gradacional por diferenciação gravitacional em resposta da diminuição da corrente de tempestade.

(3) Posteriormente, a corrente é convertida em um fluxo combinado predominantemente oscilatório, uma vez que vai sendo progressivamente dissipada. Desta forma, a areia se acumula com laminação planar, refletindo o fluxo de energia superior dos depósitos de corrente. (4) *Ripples* métricas e arredondadas começam a ser formadas ainda sob regime do fluxo combinado predominantemente oscilatório. O crescimento desacelerado das *ripples* e suas migrações iniciam o processo de formação da estratificação cruzada hummocky. (5) Grande parte da areia é realocada e retrabalhada pela tempestade e por ondas de *swelling* (dilatação) enquanto a corrente de fundo se dissipa. (6) Sexto, enquanto a movimentação das ondas de tempestade diminui em velocidade, um manto retrabalhado com *ripples* de onda é formado. (7) Por último, a areia é soterrada por lama (Duke *et al.*, 1991).

Depósitos de tempestito são raramente preservados (Li *et al.*, 2014). Inclusive, as camadas de tempestitos podem ser modificadas e retrabalhadas por novos eventos de tempestade e deturpadas pela diagênese. De acordo com Liu *et al.* (2012), a proveniência dos sedimentos formadores dos tempestitos é na plataforma costeira rasa. Este tipo de sedimento é distribuído em ambientes de água rasa e estas areias são facilmente remexidas por fluxos de tempestade para formar tempestitos entre a base das ondas de tempo bom e a base das ondas de tempestade (Liu *et al.*, 2012),

Durante episódios transgressivos, a influência da tempestade em sedimentos do fundo gradualmente diminui, o que tem um importante efeito na distribuição lateral dos tempestitos, formando os tempestitos distais e proximais (Li *et al.*, 2014). Isso é evidenciado por uma série de variações laterais dos depósitos no tamanho das camadas, tamanho dos grãos e componentes bioclásticos. Esta variação indica uma diferença de composição dos tempestitos em direção ao depocentro acompanhada pelo aumento da profundidade da água e dos acumulados lamosos (Aigner, 1982). As relações das fácies e estruturas de acordo com a posição no talude no lago podem ser observadas na Figura 38 (Li *et al.*, 2014). Desta forma, Li *et al.* (2014) divide os tempestitos da área de estudos em três tipos: tempestitos (a) proximais, (b) transicionais e (c) distais.

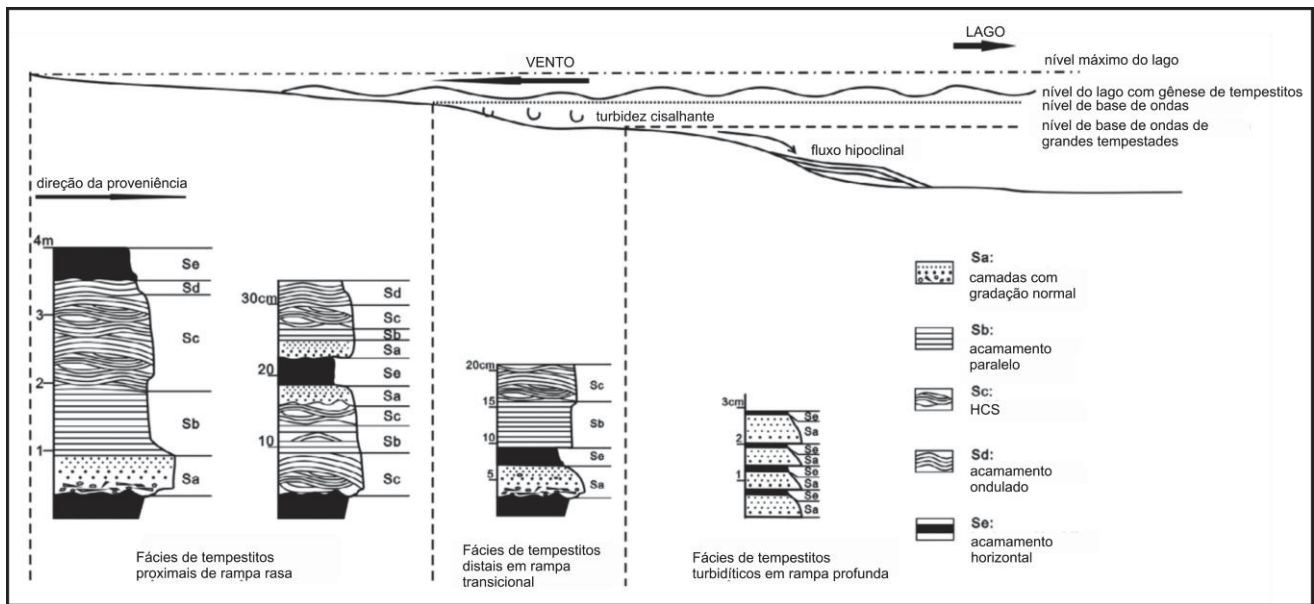


Figura 38: Sistema sedimentar influenciado por tempestades da Bacia de Qaidam. Fonte: Li *et al.*, 2014.

Os tempestitos proximais são formados por estruturas de grande escala ou sedimentos muito grossos depositados em áreas rasas acima da base da onda de tempo bom por tempestades e fluxos relativamente fortes. Ocorrem associados os *groove casts* na base, hummocky e com acamamento paralelo e horizontal entre 15 e 25 cm (Li *et al.*, 2014).

Os tempestitos transicionais ocorrem com acamamento laminar e gradual com pequenas *hummockys* constituído de *packsand* e siltstone. Esses tempestitos são formados em regiões relativamente profundas entre as bases das ondas e tempo bom e das ondas de tempestade numa transição entre a rampa rasa e profunda. Eles apresentam superfícies de escoamento, *groove casts*, estruturas de erosão e a sequências completas, porém pequenas, de Sa-Se com 10 a 20 cm. São comumente siltitos (Li *et al.*, 2014).

Tempestitos distais são formados por siltitos e lama em lago semi-profundo abaixo da base de ação das ondas de tempestade, onde a máxima tempestade nunca atinge. A sedimentação nesta área é composta por estruturas de escorregamento e convolutas. Em alguns casos, sequencias sedimentares com acamamento pequeno gradual pode ser formado por fluxos hiperpicnais causados por tempestades, o que também faz parte dos tempestitos (Li *et al.*, 2014).

2.15 BACIA DE SANTOS

Localizada na costa dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, a Bacia de Santos tem contexto tectônico de margem passiva extensional associada a quebra diácrona, de sul para norte, do Gondwana Oeste entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Superior (220-200 Ma; Szatmari, 2000). Magmatismo induzido pelo *hotspot* Tristão da Cunha teve papel essencial na abertura do Atlântico Sul ao enfraquecer a litosfera continental expelindo grandes volumes de fluxos de basaltos toleíticos continentais (aproximadamente 1,2 milhões de km³) entre 145 e 129 Ma ao longo da Província Magmática Paraná-Etendeka (Hawkesworth, 1992; Meisling *et al.*, 2001).

Aflorante no Estado de São Paulo, o embasamento cristalino da Bacia de Santos é formado por granitos e gnaisses pré-cambrianos da Faixa Ribeira (Figura 39; Moreira *et al.*, 2007). Por sua vez, o embasamento econômico é formado pelos depósitos basálticos da Formação Camboriú. Devido à presença de uma charneira cretácea, os mergulhos do embasamento são mais suaves a oeste e mais acentuados a leste. A charneira limita a ocorrência de depósitos cretáceos apenas para oeste da bacia (Moreira *et al.*, 2007). A charneira cretácea é o limite oeste da calha central da Bacia de Santos, delimitada a leste pela Falha de Cabo Frio (Figura 40; Assine *et al.*, 2008).

Três supersequências podem ser observadas na Bacia de Santos: rifte, pós-rifte e drifte (Figura 39; Moreira *et al.*, 2007). A supersequência rifte corresponde aos depósitos entre o Hauteriviano (andares Rio da Serra e Aratu) e início do Aptiano (andar Jiquiá). Com limite discordante no topo e na base, a sequência K20-K34 (Formação Camboriú) é formada por derrames basálticos. A sequência K36 (Formação Piçarras) é formada por sedimentos siliciclásticos lacustres depositados durante o Aratu e Buracica no Barremiano (Moreira *et al.*, 2007). Os sedimentos formam leques aluviais nas porções proximais e arenitos, siltitos e folhelhos nas porções distais do lago.

Conhecida informalmente como “a sequência das coquinas”, a sequência K38, foco do presente estudo, corresponde à Formação Itapema depositada entre o Neobarremiano ao Eoaptiano nos andares Buracica Superior e Jiquiá (Figura 39; Moreira *et al.*, 2007). O limite inferior da sequência é denominado de discordância intrabarremiano de 126,4 milhões de anos e o limite superior é a discordância pré-Alagoas (DPA). A sequência é

formada pela intercalação entre coquinas e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica nas porções mais distais. A porção proximal é caracterizada por depósitos de leques aluviais conglomeráticos e arenosos (Moreira *et al.*, 2007).

A primeira sequência da supersequência pós-rifte corresponde à porção inferior da Formação Barra Velha (K44-K46) depositada durante o Eoaptiano (Andar Alagoas Inferior). O limite superior da sequência corresponde a derrames basálticos de 117 Ma (Figura 39; Moreira *et al.*, 2007). Estes derrames apresentam forte contraste de impedância acústica positiva na sísmica.

Porção superior da Formação Barra Velha, a sequência K46-K48 foi depositada durante o Neoaptiano (Andar Alagoas Superior). O limite superior corresponde à base dos evaporitos de 113 Ma (Figura 39). Os depósitos são formados por calcários microbiais estromatolíticos e laminados intercalados com folhelhos. De acordo com Moreira *et al.* (2007), o ambiente deposicional para as duas sequências da Formação Barra Velha é um ambiente transicional e altamente estressante que favoreceu a deposição de calcários microbiais, estromatolitos e laminitos na porção proximal e folhelhos nas porções distais. Ostracodes podem ocorrer associados a grainstones e packstones estromatolíticos (Moreira *et al.*, 2007).

Formada pelos evaporitos da Formação Ariri, a sequência K50 é do Neoaptiano e corresponde ao andar local Alagoas Superior (Figura 39; Moreira *et al.*, 2007). O tempo de deposição da sequência é estimado entre 0,7 e 1 milhão de anos (Dias, 1998). O limite superior é marcado pela passagem entre os sedimentos evaporíticos e sedimentos siliciclásticos das formações Florianópolis e Guarujá (Moreira *et al.*, 2007). Os depósitos são formados principalmente por halita e anidrita e, em menor quantidade, taquidrita, carnalita e silvinita.

O soterramento contínuo dos evaporitos da Formação Ariri resulta na movimentação do sal em subsuperfície, processo denominado de halocinese (Fossen, 2010). As propriedades reológicas diferenciadas dos evaporitos resultam em taxas de deformação muito altas e deslocamentos multidirecionais (Talbot, 1995). Entre estas propriedades, a baixa densidade relativa das rochas evaporíticas é a principal facilitadora da halocinese (Mohriak & Szatmari, 2008). Quando o sal é soterrado em profundidades maiores que 1000 metros por longos períodos de tempo, a movimentação ocorre de forma

fluida e heterogênea, devido a pressões diferenciadas da carga sedimentar subjacente (Mohriak & Szatmari, 2008; Fossen, 2010).

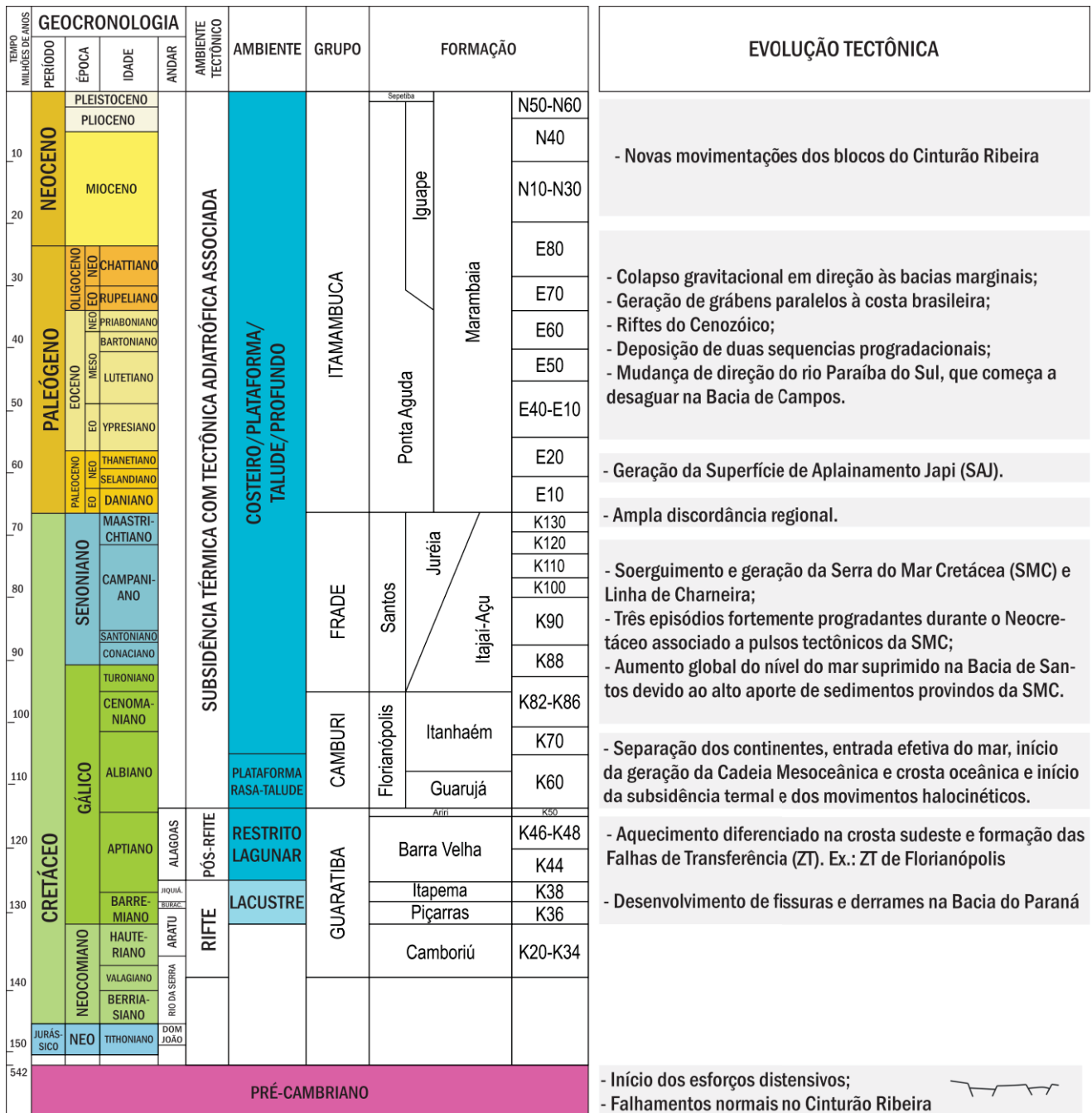


Figura 39: Coluna estratigráfica da Bacia de Santos com base em Assine *et al.* (2008), Macedo (1989), Zalán & Oliveira (2005) e Moreira *et al.* (2007). Modificado de Antunes (2018).

Em bacias sedimentares de regime extensional como a Bacia de Santos, σ_1 posiciona-se no eixo Z da bacia o que resulta na movimentação lateral do sal de locais com alta pressão, normalmente na porção proximal, para locais com baixa pressão, localizados

na porção distal da bacia com menos carga sedimentar (Mohriak & Szatmari, 2008). O movimento do sal para dentro da bacia gera compressão nas porções distais e distensão nas porções proximais, dando origem aos domínios distensivo e compressivo (Brun & Fort, 2004; Garcia *et al.*, 2012).

Na Bacia de Santos, o limite entre os domínios compressivo e distensivo do sal corresponde à Falha de Cabo Frio (Antunes, 2018). O domínio distensivo é dominado por estruturas como dobras de arrasto, dobras de *rollover*, anticlinais de *rollover*, grábens apicais e coincide com a província domos de sal. Por sua vez, o domínio compressivo, para leste da Falha de Cabo Frio, é caracterizado por estruturas de cavalgamentos nos ápices dos domos e deposição de sedimentos pós-sal em mini-bacias. Este domínio é coincidente com a província das muralhas de sal (Antunes, 2018; Figura 40). Estruturas similares foram reconhecidas na Bacia Angolana, análoga à Bacia de Santos (Brun & Fort, 2004).

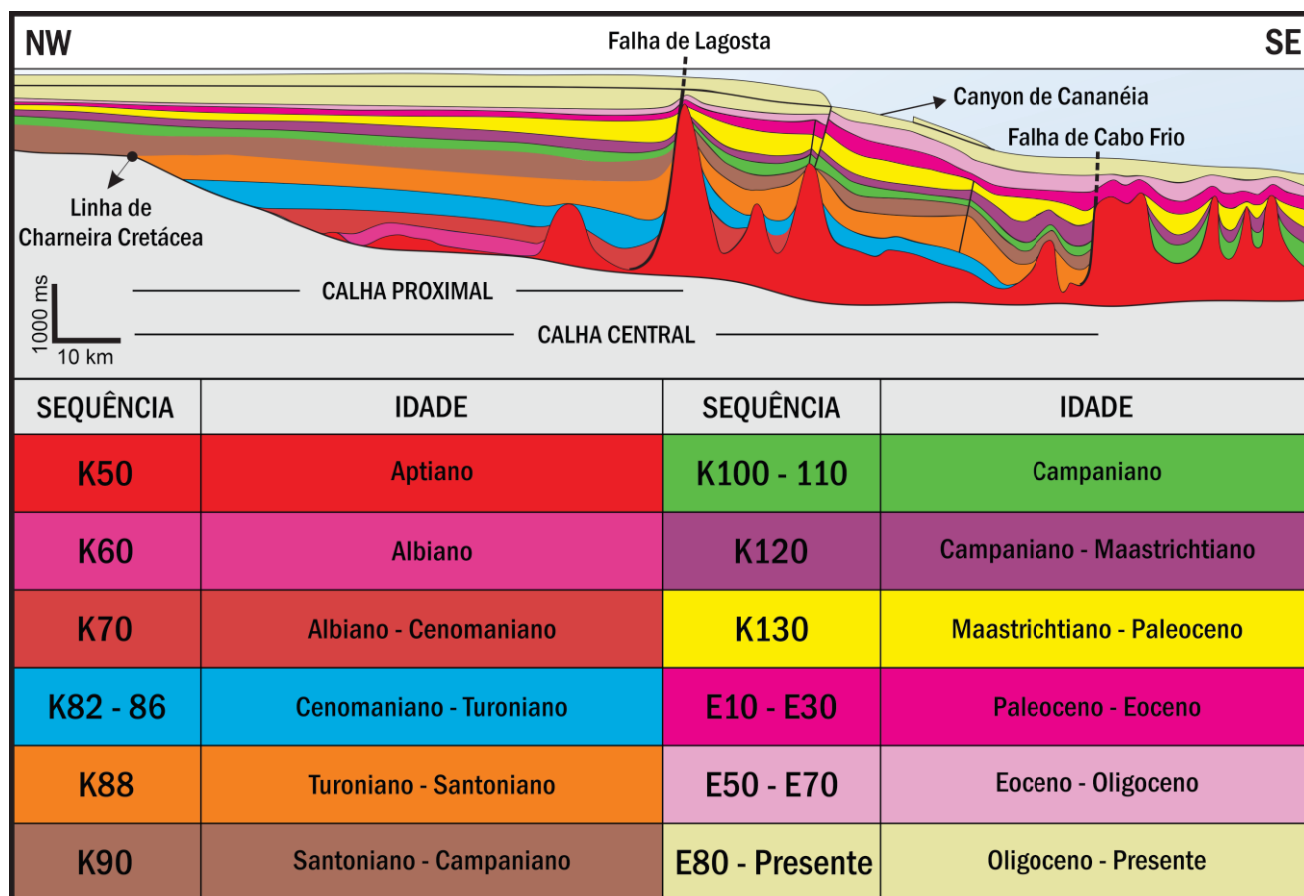


Figura 40: Seção tipo do pós-sal da Bacia de Santos e as principais feições estruturais de Assine *et al.* (2008) e Antunes (2018). Modificado de Antunes (2018).

A supersequência drifte da Bacia de Santos é formada por 23 sequências siliciclásticas (Figura 40; Moreira *et al.*, 2007). Entre estas, destaca-se a sequência K90 cujo contato inferior é a maior discordância da Bacia de Santos e corresponde ao descolamento do limite da bacia para oeste da charneira cretácea (Moreira *et al.*, 2007). Onlaps das sequências campanianas e maastrichtianas sobre as discordâncias evidenciam este possível deslocamento. Eventos tectônicos importantes da bacia durante a supersequência drifte podem ser observados na compilação da Figura 39

2.15.1 Tectônica da fase rifte

O contexto tectônico durante a deposição dos carbonatos das bacias de Santos e Campos controla ativamente as geometrias deposicionais e distribuição de fácies (Guardado *et al.*, 2000). A tectônica da fase rifte na Bacia de Santos é associado com a propagação da quebra das placas sul-americana e africana no Eo-Cretáceo (Chang *et al.*, 2008). A quebra ocorreu de sul para norte e é controlada pela distribuição de tensões regionais as quais atenuaram a litosfera em uma faixa de deformação ampla. Na porção sul da bacia, a deformação resulta em estruturas N-NNNE com inflexão para N40-N50 na porção norte (Correa *et al.*, 2007; Chang *et al.*, 2008). Além da tectônica, fatores climáticos, químicos e biológicos também são importantes fatores controladores da deposição de rochas carbonáticas (Moore, 2001; Tucker & Wright, 1990).

De forma geral, um rifte é definido como uma depressão alongada limitada por falhas normais as quais convergem no centro (Muniz, 2013). Riftes são gerados a partir de processos deformacionais que estiram a litosfera (Neuman & Ramberg, 1978; Burchfiel, 1980). Desta forma, bacias extensionais do tipo rifte podem ser classificadas de acordo com a quantidade deste estiramento (Dorobek, 2008). Elas podem ser do tipo SAG intercontinentais (menos de 10% de estiramento) ou bacias rifte intercontinentais (estiramento entre 10-80%). Bacias do tipo SAG ocorrem normalmente no interior dos continentes e são amplas, relativamente rasas e apresentam taxas de subsidência baixas durante longos períodos de tempo (menos de alguns centímetros por ano; Dorobek, 2008). Bacias de rifte intercontinentais podem estar localizadas no interior das placas ou podem ser projetadas para dentro de margens passivas ou convergentes (Sengor, 1995).

Diversos modelos de formação de rifte foram propostos (Muniz, 2013). Entre eles, destaca-se o modelo de fluxo de calor por convecção mantélica proposto por Morgan (1972) e Van der Pluijm & Marshak (1997; Muniz, 2013). De acordo com este modelo, a ressurgência do manto culmina em deformações na litosfera e crosta que resultam em rifteamento e soerguimento de flancos (Muniz, 2013). Resfriamento subsequente faz com que a litosfera retorne à sua espessura original dando origem a uma fase pós-rifte de subsidência termal com bacia tipo SAG (Figura 40; McKenzie, 1978).

A fase de rifteamento pode ocorrer de forma ativa e passiva (Muniz, 2013). Em riftes ativos, a ressurgência do manto resulta no soerguimento regional que culmina em extensão e vulcanismo sin-rifte. Riftes passivos, por sua vez, são formados em resposta a extensão litosférica causada por estresses regionais e normalmente ocorrem sem vulcanismo associado, uma vez que a movimentação da placa responsável pela extensão ocorre fora da bacia (Sengor & Burke, 1978; Muniz, 2013).

Bacias do tipo rifte são normalmente estreitas e alongadas e podem ser assimétricas no caso de estruturas do tipo hemigrabens serem dominantes (Rosendahl *et al.*, 1986). No início do rifteamento, hemigrabens tendem a dominar as paisagens. Conforme o rifteamento evolui, a assimetria tende a ser perdida e os riftes viram dominantes. Portanto, grabens são associados a estágios finais do processo de rifteamento (Muniz, 2013).

De acordo com Rosendahl *et al.* (1986), um hemigraben isolado pode ser considerado a unidade fundamental de um rifte. Os limites de um hemigraben correspondem a uma falha normal, com geometria arqueada em visão planar, e uma borda flexural (Rosendahl *et al.*, 1986). O depocentro da bacia se desenvolve ao longo da falha normal. O hemigraben isolado progressivamente evolui para um sistema complexo de falhas sintéticas (paralelas à falha normal principal) e antitéticas (com dip inverso ao da falha normal principal; Rosendahl *et al.*, 1986; Muniz, 2013). As unidades fundamentais – hemigrabens – podem interagir entre si de diferentes formas no tempo e espaço (Rosendahl *et al.*, 1986).

Chang *et al.* (2008) dividem as sequências do pré-sal da Bacia de Santos de acordo com o contexto tectônico. De acordo com os autores, as fases sin-rife I e sin-rifte II são litoestratigraficamente correspondentes às rochas das formações Camboriú, Piçarras e Itapema. A fase sin-rifte I é caracterizada pela conversão dos esforços sobre a crosta em

afinamento, dando origem a falhas crustais (Chang *et al.*, 1992; Karner & Driscoll, 1999). Desta forma, a fase sin-rifte II se desenvolveu já com litosfera parcialmente atenuada, resultando na diminuição das tensões σ_1 e σ_3 . A atenuação da tensão σ_3 resultou em rupturas com progressiva diminuição da resistência ao cisalhamento (*strain softening*; Chang *et al.*, 2008).

Muniz (2013), ao trabalhar com dados sísmicos da Bacia de Campos, conclui que as feições estruturais e geométricas no contexto de tectônica extensional da fase rifte da bacia são consequência tanto da deformação oblíqua da bacia como das estruturas herdadas do embasamento cristalino.

Estas estruturas herdadas têm direção NNE-SSW, são normalmente paralelas à margem da bacia e formam segmentos de falhas escalonadas (Muniz, 2013). Estruturas intrabaciais, porém, tendem a ser perpendiculares à direção de maior tensão do rifteamento com direção NW-SE, ou seja, apresentam direção NE-SW (Muniz, 2013). Estas são características de rifteamento oblíquo (McClay & White, 1995). A obliquidade do rifteamento resultou em uma bacia rifte com padrão geométrico poligonal, hemigrabens, horsts e eventualmente grábens (Muniz, 2013). Estruturas mais complexas estão associadas com zonas de transferência por acomodação de blocos rotacionados e falhados (Rosendahl *et al.*, 1986; Muniz, 2013).

De acordo com Muniz (2013), hemigrábens individuais proximais são mais assimétricos e possuem falhas limitantes mais retilíneas. Em oposição, hemigrábens distais tendem a formar depressões mais simétricas que se assemelham mais a grábens com falhas limitantes conjugadas e curvilíneas. A partir destas diferenças, Muniz (2013) define três domínios tectônicos, DI, DII e DIII, com fatores de estiramento iguais a $\beta_1=1.24$, $\beta_2=1.4$ and $\beta_3=1.59$, respectivamente (Figura 41). As variações nos fatores podem indicar o desenvolvimento diferencial do rifte com variações laterais (Chang *et al.*, 1992; Manatschal, 2010; Magnavita *et al.*, 2010). Outra possibilidade seria uma diferença no grau de evolução da área do rifte (Muniz, 2013). Desta forma, o Domínio DIII estaria em um estágio evolutivo mais avançado e um grande grábens seria resultado do amalgamento de vários hemigrabens assimétricos durante a evolução do rifte (Rosendahl, 1987).

O rifteamento, tanto na Bacia de Santos como na Bacia de Campos, promoveu o desenvolvimento de um sistema de hemigrabens extenso no qual uma série diversas

bacias lacustres se desenvolveram, tornando-se periodicamente isoladas entre si durante momentos de queda do nível do mar (Thompston *et al.*, 2015). Plataformas isoladas são o tipo mais comum de plataforma em contexto de riftes (Dorobek, 2008). Neste contexto, os hemigrabens são preenchidos por sucessões espessas de sedimentos fluvio-lacustrinos do Barremiano ao Neoptiano que exibem grande variabilidade em fácies e espessura devido à geometria assimétrica intrínseca à bacia (Thompston *et al.*, 2015). Concomitantemente, acumulações de carbonatos não marinhos eram depositados em altos estruturais rasos, enquanto rochas geradoras eram desenvolvidas em depocentros adjacentes (Thompston *et al.*, 2015). Ao mesmo tempo, bacias do norte do sistema de riftes do Atlântico estavam depositando sedimentos siliciclásticos (Mohriak *et al.*, 2002).

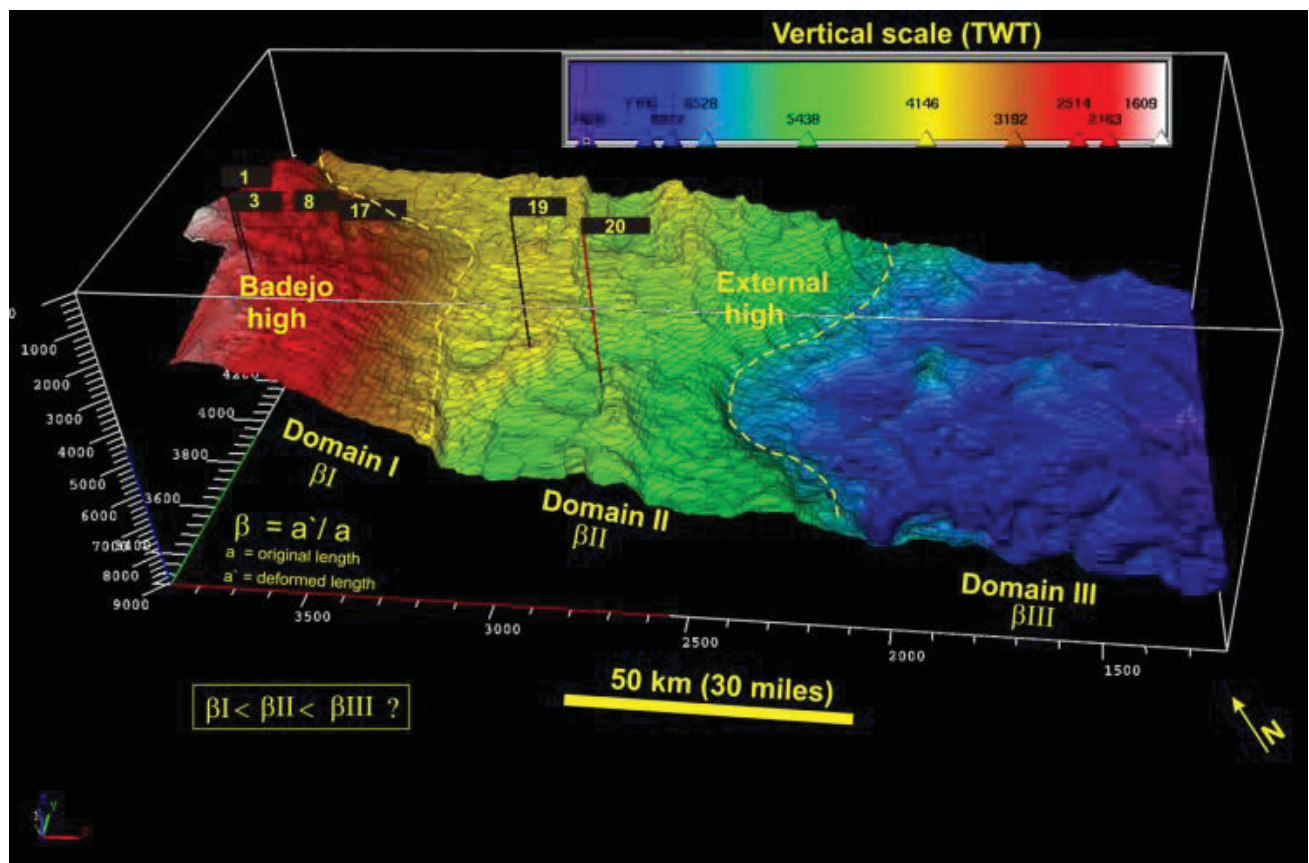


Figura 41: Visão tridimensional da área de estudo do embasamento acústico com os três domínios e topografia da Bacia de Campos. Fonte: Muniz (2013).

Os depósitos das formações litoestratigráficas Barra Velha e Ariri são correspondentes à fase sin-rifte III durante a qual ocorreu o rompimento da litosfera (Chang *et al.*, 2008). A fase ocorreu com o desenvolvimento de uma depressão tipo SAG e possivelmente corresponde ao início da subsidência térmica ou a processos de

cisalhamentos dúcteis na base crustal (Karner & Driscoll, 1999; Chang *et al.*, 2008). A partir da fase sin-rifte III os espessos pacotes de evaporitos são depositados condicionados por altos vulcânicos como a Dorsal de São Paulo (Demerican, 1996; Chang *et al.*, 2008). Esses evaporitos são correspondentes à Formação Ariri (Moreira *et al.*, 2007).

A base da fase sin-rifte III de Chang *et al.* (2008) na Bacia de Santos é correlata à inconformidade pós-rifte de Muniz (2013) entre os estágios Barremiano e Aptiano da Bacia de Campos. Assim como observado por Chang *et al.* (2008) na Bacia de Santos, a inconformidade marca uma mudança drástica na configuração da bacia para tipo SAG na Bacia de Campos (Muniz, 2013). Conseqüentemente, a geometria e estratigrafia da bacia também são drasticamente diferentes a partir deste ponto no tempo.

Falhas sin-rifte ativas durante as fases anteriores apresentam-se majoritariamente truncadas pela inconformidade pós-rifte regional, principalmente no domínio mais proximal da Bacia de Campos (DI; Muniz, 2013). Os estratos tendem a ser tabulares e a espessura se mantém homogênea lateralmente. Eventuais variações laterais da espessura estão associadas a paleogeografias herdadas da fase rifte ou reativadas por falhas normais também da fase rifte (Muniz, 2013).

Esta inconformidade, correspondente ao topo da sequência das coquinas, apresenta superfícies onlapadas de soterramento por parte dos organismos microbiais da Formação Macabu (correlata à Formação Barra Velha; Rangel *et al.*, 1994; Muniz e Bosence, 2015). Os depósitos da Formação Macabu foram depositados em contexto de lago alcalino de clima árido com diminuição da profundidade em direção ao topo (Muniz e Bosence, 2015).

Nos domínios DII e DIII, entretanto, as falhas sin-rifte ultrapassam a inconformidade pós-rifte e a sucessão SAG e chegam até a base do sal (Muniz, 2013). Estas falhas de longa duração permitiram a reativação do rifteamento para a porção leste da bacia, na qual as altas taxas de subsidências e rifteamento contínuo culminaram em espessuras maiores da fase SAG em direção ao continente (Muniz, 2013). Na Bacia de Santos, os falhamentos extensionais da fase SAG ocorrem até a base do sal no final do Aptiano (Figura 42; Karner & Gamboa, 2007), contexto mais similar aos domínios DII e DIII de Muniz (2013).

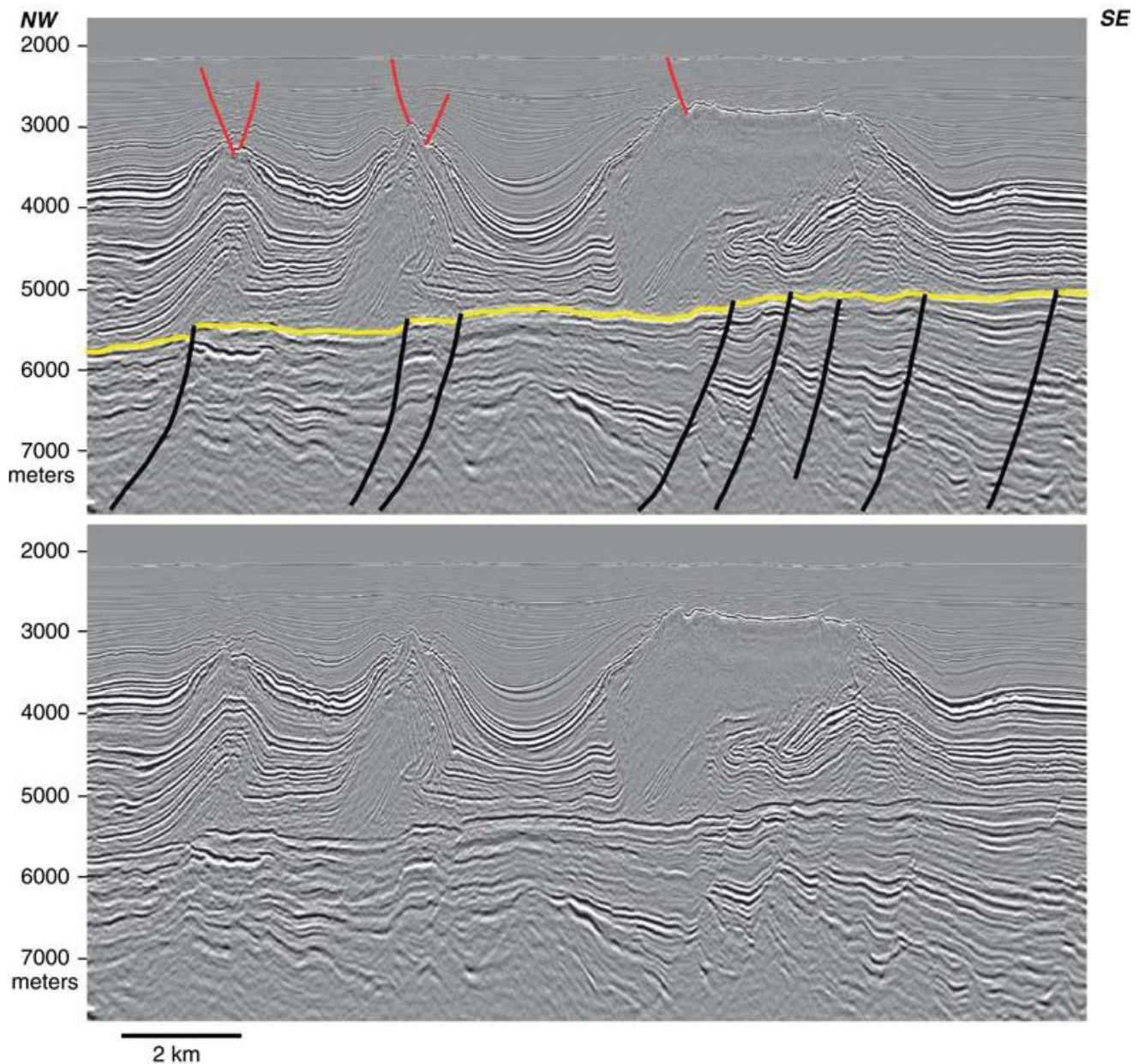


Figura 42: Sísmicas interpretada e não interpretada na porção distal da Bacia de Santos indicando estilo de falhamento (linhas pretas) dentro do pré-sal e pequenas fraturas nas cristas de diápiros de sal (linhas vermelhas). Falhamentos extensionais dentro da bacia na fase sag ocorrem até a base dos evaporitos (linhas amarelas). Fonte: Karner & Gamboa, 2007.

2.15.2 Clinoformas da Formação Itapema

Um estudo recente conduzido por Barnett *et al.* (2020) documenta em detalhe a existência de pacotes de clinoformas com espessura de 100 m na Formação Itapema dentro da área do Campo de Mero (Figura 43). Em 2011, o poço 2-ANP-2A perfurado no campo em questão atingiu o que foi anteriormente interpretado como um mound microbial

(Barnett *et al.*, 2020). O “*mound*” perfurado na verdade eram pacotes de clinoformas sem evidência de influência microbial. Após o sucesso na perfuração do poço, um levantamento 3D foi realizado no campo indicando um fechamento da estrutura de 550 km² (Barnett *et al.*, 2020). O principal eixo do Campo de Libra se estende por 50 km na direção NW-SE e apresenta três altos estrutural proeminentes (Carlotto *et al.*, 2017). A área de estudo de Barnett *et al.* (2020) é o alto estrutural NW, renomeado de Campo de Mero após a declaração de comercialidade de área.

A partir do mapeamento em uma sísmica 3D não identificada (Figura 43), Barnett *et al.* (2020) conclui que, da base para o topo, cada pacote de clinoformas representa (1) um aumento do nível do lago representado por uma sucessão fina formada por carbonatos argilosos, horizontalmente estratificados e ricos em matriz. Este aumento no nível d’água é seguido pelo (2) aumento da energia do lago provavelmente associado com a diminuição do nível do lago identificada pela transição da camada fina anterior para grainstones e rudstones horizontalmente estratificados. Areias e cascalhos formados por moluscos foram inicialmente desenvolvidos como acumulações com estratificações horizontais com pouco relevo deposicional significativo, como indicado pelo baixo ângulo de mergulho das camadas. Posteriormente, há a (3) deposição de areias e cascalhos de moluscos semelhantes aos anteriores com relevo deposicional significativo e mergulhos com ângulo médio de 15°. Por último, há uma (4) erosão indicada por truncamento e mudanças no azimute do mergulho anteriormente à deposição dos estratos subjacentes (Barnett *et al.*, 2020).

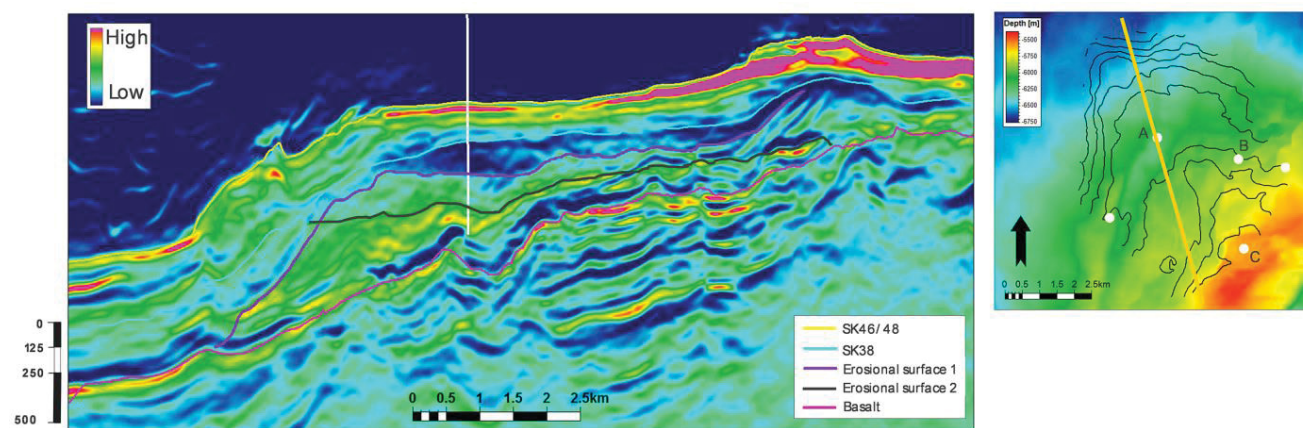


Figura 43: Seção dip com contrastes de impedância acústica e poço (linha branca). A linha sísmica da seção em mapa é indicada pela linha alaranjada na articulação à direita. Notar as mudanças proeminentes na impedância acústica entre as superfícies SK38 (topo das coquinas), ES1 (superfície erosiva 1) e ES2 (superfície erosiva 2). Fonte: Barnett *et al.* (2020).

As clinofórmãs da Formação Itapema, Campo de Mero, são interpretadas como depósitos gigantesco na forma de barras gerados pelo retrabalhamento de bivalves por correntes paralelas à costa em ambiente de baixa energia. As barras foram formadas por *spits* e desenvolvidas preferencialmente em locais onde as correntes paralelas à costa convergiam com proeminências do embasamento (Barnett *et al.*, 2020).

2.16 CAMPO DE BÚZIOS

O Campo de Búzios, na Bacia de Santos, foi descoberto pela Petrobras em 2010, ocupa uma área de 852 km² e abriga reservatórios com até 480 metros de espessura (Kahn, 2020). O início da produção foi em abril de 2018 e nos próximos 11 meses seguintes, 4 unidades de operação foram instaladas. Atualmente, 45 poços já foram construídos dentro da área de campo. Em março de 2020, o Campo de Búzios foi leilado na 17^a rodada de leilões da Petrobrás. O leilão resultou na compra do campo por parte da Petrobras (90%), CNOCC (5%) e CNOCC (5%). O Campo de Búzios é o campo de maior volume entre os campos de águas profundas do mundo e entre os campos da Petrobrás (Kahn, 2020).

Complexidades na exploração do campo resultaram em diversos avanços tecnológicos como a primeira linha flexível de produção de 8 polegadas para aumentar a produtividade do campo e o primeiro *manifold* de injeção simultânea de água e gás para aumentar o fator de recuperação de óleo (Kahn, 2020).

A partir de 2019, diversos trabalhos na área começaram a ser publicados principalmente pelo grupo de pesquisa GIECAR (Interpretação Exploratória e Caracterização de Reservatórios) da Universidade Federal Fluminense, Brasil (e.g. Castro, 2019; Ferreira *et al.*, 2019; Dias *et al.*, 2019; Mello, 2020; Ferreira *et al.*, 2021a,b).

A permo-porosidade comparativa entre as formações Barra Velha e Itapema no Campo de Búzios são discutidas no trabalho de Castro (2019). De acordo com a autora, ambas as formações contêm reservatórios de ótima qualidade. Os carbonatos da Formação Barra Velha apresentam espessura média de *net pay* (reservatório efetivo) aproximadamente três vezes maior enquanto que os reservatórios da Formação Itapema apresentam propriedades de permeabilidade e porosidade melhores, cerca de 1,66 vezes

maiores (Castro, 2019). Desta forma, apesar da Formação Barra Velha apresentar reservatórios maiores, a Formação Itapema também é um importante alvo exploratório no Campo de Búzios (Castro, 2019).

Ocorrências de estevensita (argila magnésiana) na porção superior da Formação Barra Velha nos poços 3-BRSA-1064-RJS, 8-BUZ-5-RJS e 9-BRSA-1159-RJS são possíveis causadoras de comportamentos de não-reservatório das rochas (Castro, 2019). Em outros poços (2-ANP-1-RJS e 9-BUZ-7-RJS) a estevensita foi possivelmente substituída por dolomita e sílica neste mesmo intervalo, mesmo assim resultando no comportamento de não reservatório (Castro, 2019). O início do comportamento de não-reservatório também é coincidente com a discordância intra-Alagoas na Formação Barra Velha e pode ser verificado tanto em seções sísmicas como nos poços. Desta forma, Castro (2019) conclui que a presença de estevensita é coincidente com o início da fase SAG, marcada pela discordância intra-Alagoas.

2.17 COQUINAS DAS BACIAS DE SANTOS E CAMPOS

Até recentemente, os estudos envolvendo as rochas bioclásticas das bacias do Pré-Sal foram conduzidos quase que exclusivamente na Bacia de Campos, em detrimento da Bacia de Santos. Portanto, devido às similaridades das formações de coquinas nas duas bacias, grande parte do conhecimento adquirido na Bacia de Campos serviu como base para a presente pesquisa. As bacias são limitadas entre si pelo Alto Cabo Frio (Assine *et al.*, 2008). A correlação entre as seções Pré-Sal das duas bacias pode ser observada na Figura 44.

Os estudos acerca do Pré-Sal começaram a ser publicados durante a década de 1980, abrangendo exclusivamente campos de água rasa da Bacia de Campos (*e.g.* Castro & Azambuja, 1980; Bertani & Carozzi, 1985a, 1985b; Dias *et al.*, 1988; Carvalho *et al.*, 2000; Bruhn *et al.*, 2003). O primeiro trabalho de detalhe acerca das coquinas foi publicado por Carvalho *et al.* (2000). Descobertas recentes de acumulações gigantescas de petróleo nas coquinas do pré-sal das bacias de Santos e Campos culminaram em novas caracterizações geológicas para estes reservatórios (Mello, 2008; Petersohn & Abelha, 2013; Carlotto *et al.*, 2017; Oliveira *et al.*, 2019).

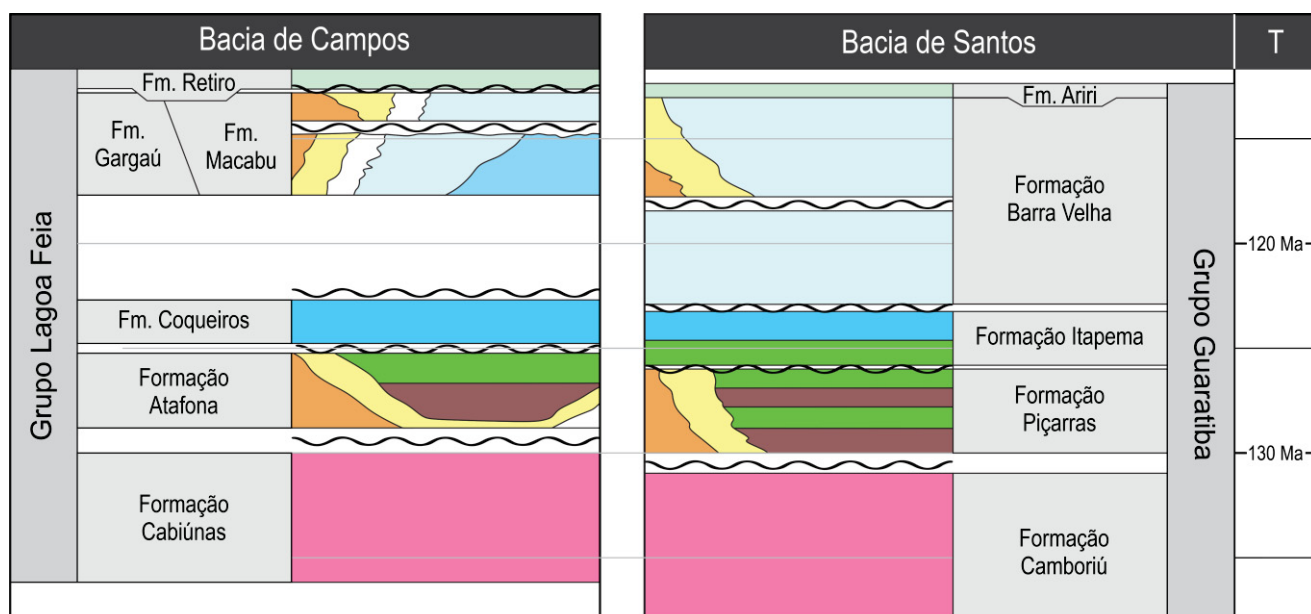


Figura 44: Relação entre o pré-sal da Bacia de Campos (de acordo com Winter *et al.*, 2007) com a mesma seção na Bacia de Santos (de acordo com Moreira *et al.*, 2007). T = tempo em milhões de anos.

Até 2007, a Formação Lagoa Feia agregava todas as sequências do Pré-Sal que posteriormente foram promovidas a formações dentro do Grupo Lagoa Feia (Winter *et al.*, 2007). Nesta reclassificação, a sequência de coquinas da Bacia de Campos passou a ser denominada de Formação Coqueiros. No mesmo ano, a sequência de coquinas da Bacia de Santos foi nomeada como Formação Itapema, inserida dentro do Grupo Guaratiba (Moreira *et al.*, 2007). Nos últimos anos, importantes trabalhos acerca das coquinas da Formação Coqueiros foram publicados (Mizuno *et al.*, 2018; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019). Mais recentemente, o primeiro trabalho acerca das tafofácies das coquinas da Bacia de Santos foi publicado (Chinelatto *et al.*, 2020). Os trabalhos citados serão discutidos com detalhe nos próximos capítulos.

De forma geral, as coquinas das bacias marginais foram depositadas em contexto lacustre e formam pacotes com até 400 metros de espessura (Thompson *et al.* 2015). Elas foram depositadas durante o andar Jiquiá entre 125,8 e 120 Ma (Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007). Mudanças laterais e verticais na qualidade e espessura dos reservatórios são atribuídas principalmente a alterações diagenéticas, biológicas, topográficas e climáticas (Thompson *et al.* 2015).

Grandes descobertas dos reservatórios em coquinas foram realizadas durante as décadas de 1960 a 1980, principalmente durante a “black golden age” entre 1960 e 1970 na África (Thompson *et al.*, 2015). A primeira descoberta do play resultou na exploração do Campo Pointe Indienne, na Formação Toca no onshore do continente africano em 1957. A

descoberta foi seguida de novas explorações nos campos de Malongo Norte (1967), Malongo Oeste (1970), Takula (1971) e Kambala (1971; Da Costa *et al.*, 2001; Scheevel *et al.*, 2004) e, no final dos anos 80, no Campo Viudo, na Bacia do Congo (Thompson *et al.* 2015). Na Bacia de Campos, os reservatórios foram descobertos a partir do meio da década de 1970 até o começo da década de 1980, com o primeiro no Campo Badejo em 1975 (Bruhn *et al.*, 2003). Em seguida, vários campos foram descobertos como os campos de Pampo (1978); Linguado (1978) e Trilha (1982; Thompson *et al.* 2015).

As evidências da origem lacustrina para os depósitos sin-rifte carbonáticos são: (1) ausência de faunas marinhas stenohalina (ex.: braquiópodes, equinodermatas, cefalópode e briozoários), (2) rápidas flutuações de salinidade em comparação com sequências marinhas (baseadas em mudanças nas assembleias faunais durante o tempo); (3) ausência de feições sedimentares indicativas de processos marinhos, como correntes de maré e/ou forte ação das ondas, (4) assembleias vertical e lateralmente complexas, típicas de contextos lacustrinos e/ou mudanças climáticas de alta frequência, (5) presença de minerais quimicamente distintivos de contextos não marinhos, como estevensita (Bertani & Carozzi, 1985; Abrahão & Warne, 1990). Falhamentos sin-sedimentares são muito importantes no controle do espessamento das coquinas, pois determinam a intensidade da subsidência (Horschutz *et al.*, 1990; Castro, 2006).

2.17.1 Carvalho *et al.* (2000)

O trabalho de Carvalho *et al.* (2000) foi o primeiro trabalho faciológico acerca das coquinas do pré-sal da Bacia de Campos. O trabalho abrange a antiga Formação Lagoa Feia e discute tanto os depósitos siliciclásticos basais (Dias *et al.*, 1988) quanto os depósitos de coquinas, cada um dos dois contemplados em uma sequência diferente.

A sequência das coquinas ocorre localmente interdigitada com fácies siliciclásticas e é formada principalmente por coquinas de bivalves, gastrópodes e ostracodes depositados em zonas eulitoral e litoral do paleolago (Tucker & Wright, 1990; Carvalho *et al.*, 2000). Raramente, ocorrem em contexto sublitoral. Os padrões lateral e horizontal das camadas bioclásticas são complexos, principalmente em porções marginais (Carvalho *et al.*, 2000). As sete associações de fácies definidas indicam flutuações frequentes do nível

do lago, exposição subaérea e pedogênese, evidenciando a importância na evolução climática no controle do paleoambiente das coquinas.

A primeira associação de fácies corresponde a depósitos de praias bioclásticas arenosas formadas por calciruditos com baixo empacotamento de bivalves (grão suportado com 30-50% de conchas; Figura 45A). As camadas apresentam espessura menor de 10 metros e ocorrem com estratificações cruzadas de baixo ângulo em sets de 30 a 70cm. Ocorrem associadas com camadas (de menos de 10m) de conglomerados siliciclasticos, arenitos com estratificações cruzadas e folhelhos. As sucessões de camadas desta fácies têm entre 50 e 500 metros. Evidências indicam que as rochas desta fácies foram depositadas em margens de lagos. Sedimentos siliciclasticos foram misturados com as conchas por correntes de tempestade (Carvalho *et al.*, 2000).

A segunda associação de fácies (Figura 45B), praias bioclásticas de calcarenitos são formadas por unidades de calcarenitos bioclásticos (espessura <10m) associados com siltitos, folhelhos e camadas de calcilutitos (espessura <5m; Carvalho *et al.*, 2000). Ocorrem com estratificações cruzadas de baixo ângulo (sets de 20 a 50 cm). Os calcarenitos são compostos por fragmentos de conchas de bivalves, raramente gastrópodes com alto grau de abrasão e envelopes micríticos. As sucessões de camadas desta fácies apresentam entre 50 e 150m de espessura (Carvalho *et al.*, 2000).

Depósitos marginais compõem a terceira associação de fácies formada por sedimentos siliciclasticos ou carbonáticos finos com olhos de passarinho, gretas de contração, traços de raiz vegetal, microripples e laminação (Figura 45C). A espessura da associação varia entre 40 e 100m e as rochas indicam depósitos em áreas lacustres de baixo gradiente a lacustre raso de baixa energia (Carvalho *et al.*, 2000).

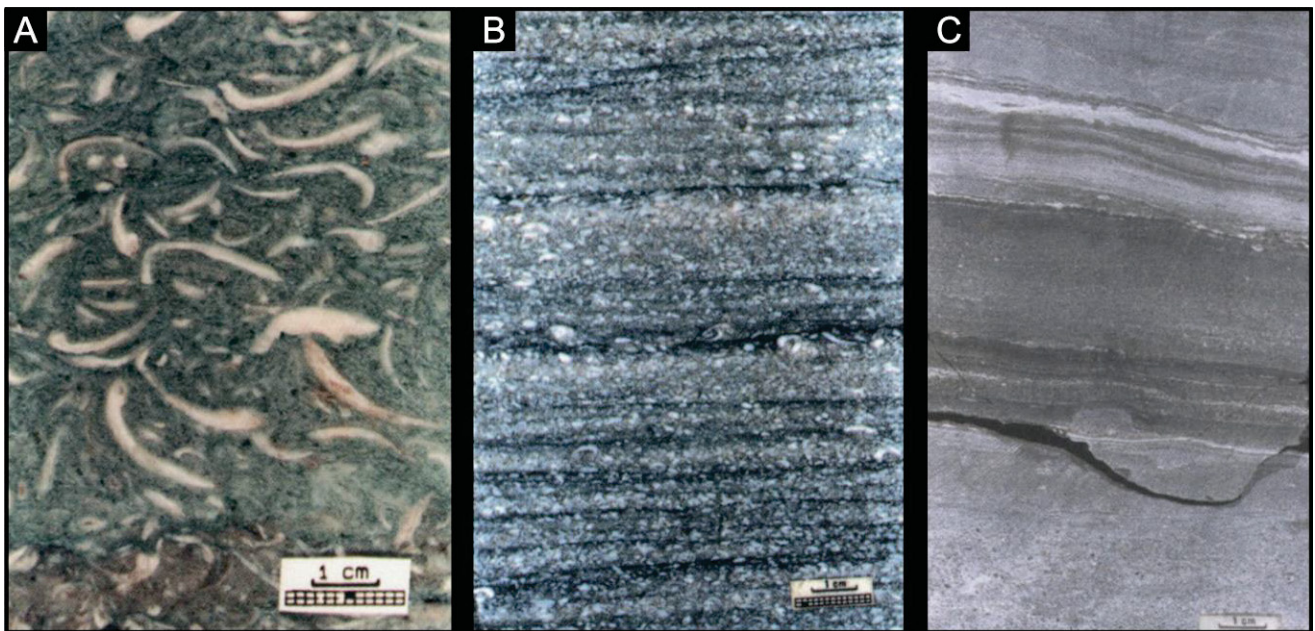


Figura 45: Fotografia de testemunhos das fácies de (A) depósitos bioclásticos arenosos, (B) praias bioclásticas de calcarenitos e (C) ambiente lacustre marginal. Fonte: Carvalho *et al.*, 2000.

Barras bioclásticas (quarta associação de fácies; Figura 46A) são formadas por unidades de calciruditos com mais de 10 m e empacotamento “normal” (grão suportado com 50-70% de conchas) a empacotamento de alta densidade (grão suportado com mais de 70% de grãos). A fácies ocorre em associação com calcarenitos ou calcilutitos bioclásticos. Não há ocorrência de sedimentos siliciclásticos e rochas desta fácies formam empilhamentos com 20 a 550 m de espessura. Amalgamação de camadas relativamente finas (20-100cm) de calciruditos contendo bivalves e raramente gastrópodes, classificados como grainstones com estratificações cruzadas locais, indicam condições de alta energia e águas rasas. A deposição da fácies é condicionada por paleoaltos com declividades altas (Carvalho *et al.*, 2000).

A quinta associação de fácies é constituída por depósitos de franjas de barras (Figura 46B; Carvalho *et al.*, 2000). É composta por unidades de calciruditos muito empacotados com menos de 10 metros de espessura intercaladas com sedimentos siliciclásticos ou carbonáticos finos. Comumente, sucessões desta fácies ocorrem em depósitos de 100 a 200 m de espessura. A fácies é resultado da deposição de detritos de conchas de bivalves, raramente de gastrópodes, que foram espalhados por cima dos flancos ou barras em áreas com taludes de baixa declividade (Carvalho *et al.*, 2000).

Bancos de bioacumulação ou biohermas compostos por intercalações de conchas *in situ* envolvidas por depósitos de areia ou lama compõem a sexta associação de fácies

(Figura 46C; Carvalho *et al.*, 2000). Os bancos são formados em ambiente de baixa energia raso a profundo e as unidades apresentam entre 5 cm e 5 m de espessura. A última associação de fácies é formada por intercalações de sedimentos siliciclásticos finos e lamas com ostracodes que são laminados a maciços, localmente com bioturbações. As espessuras dos empilhamentos desta fácies variam entre 100 e 1000 m. A fácies foi depositada em condições de baixa energia da água sem exposição subaérea (Carvalho *et al.*, 2000). Um modelo deposicional com todas as fácies pode ser observado na Figura 47.

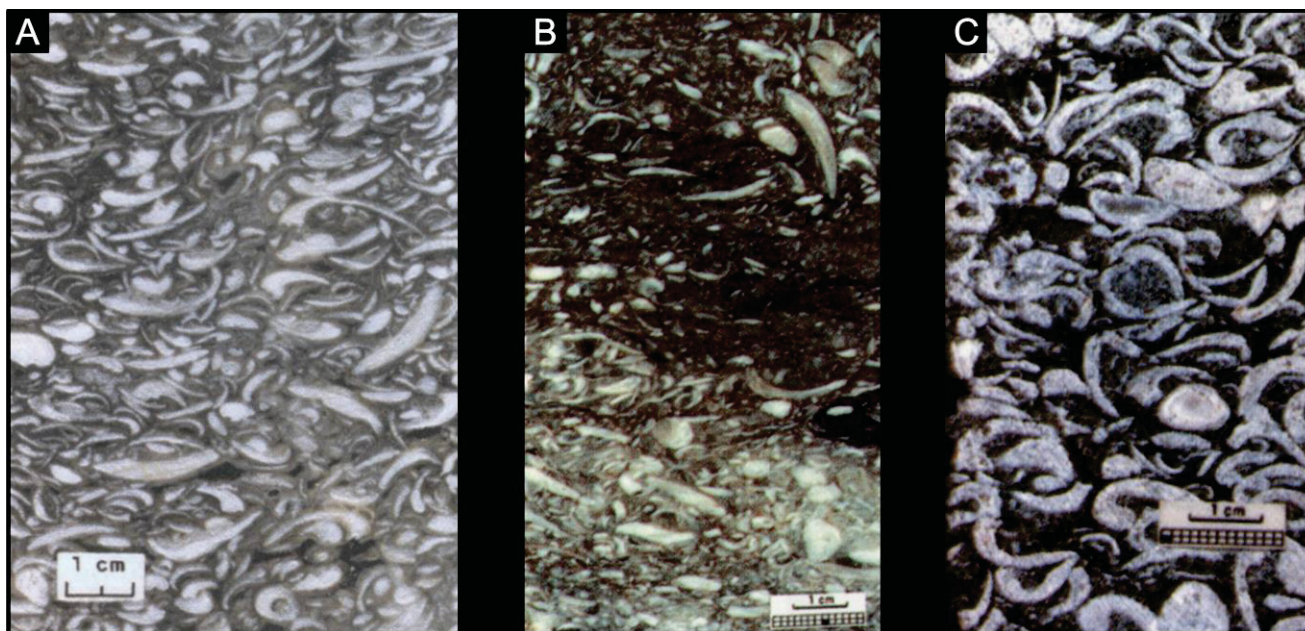


Figura 46: Fotografia de testemunhos das fácies de (A) depósitos de barras bioclásticas, (B) depósitos de franjas de barra e lençóis bioclásticos e (C) bioacumulação em bancos ou biohermas. Fonte: Carvalho *et al.*, 2000.

Carvalho *et al.* (2000) estabeleceram cinco cronozonas, da mais antiga para a mais nova: C009.3, C1010, C1020, C1100 e C010 correspondentes, respectivamente, às biozonas NRT-009.3, OS-1010, OS-1020, OS-1100 e NRT-010 (ver subcapítulo 1.7). As cronozonas estão associadas com a evolução ambiental das coquinas na Bacia de Campos na área do Alto Estrutural Bandejo (BRH; *Bandejo Regional High*). O alto foi desenvolvido durante a fase rifte da bacia, tem direção NE e mergulho para SE. Outros altos estruturais ocorrem paralelamente ao BRH em direção à bacia. Os altos condicionam a deposição da Formação Lagoa Feia em vales entre os altos. Entre os vales, destacam-se os baixos de São João da Barra e o Corvina-Parati a oeste e leste do BRH, respectivamente (Carvalho *et al.*, 2000). Um resumo da evolução tectônica associada com o alto, vales e cronozonas pode ser observado na Figura 48.

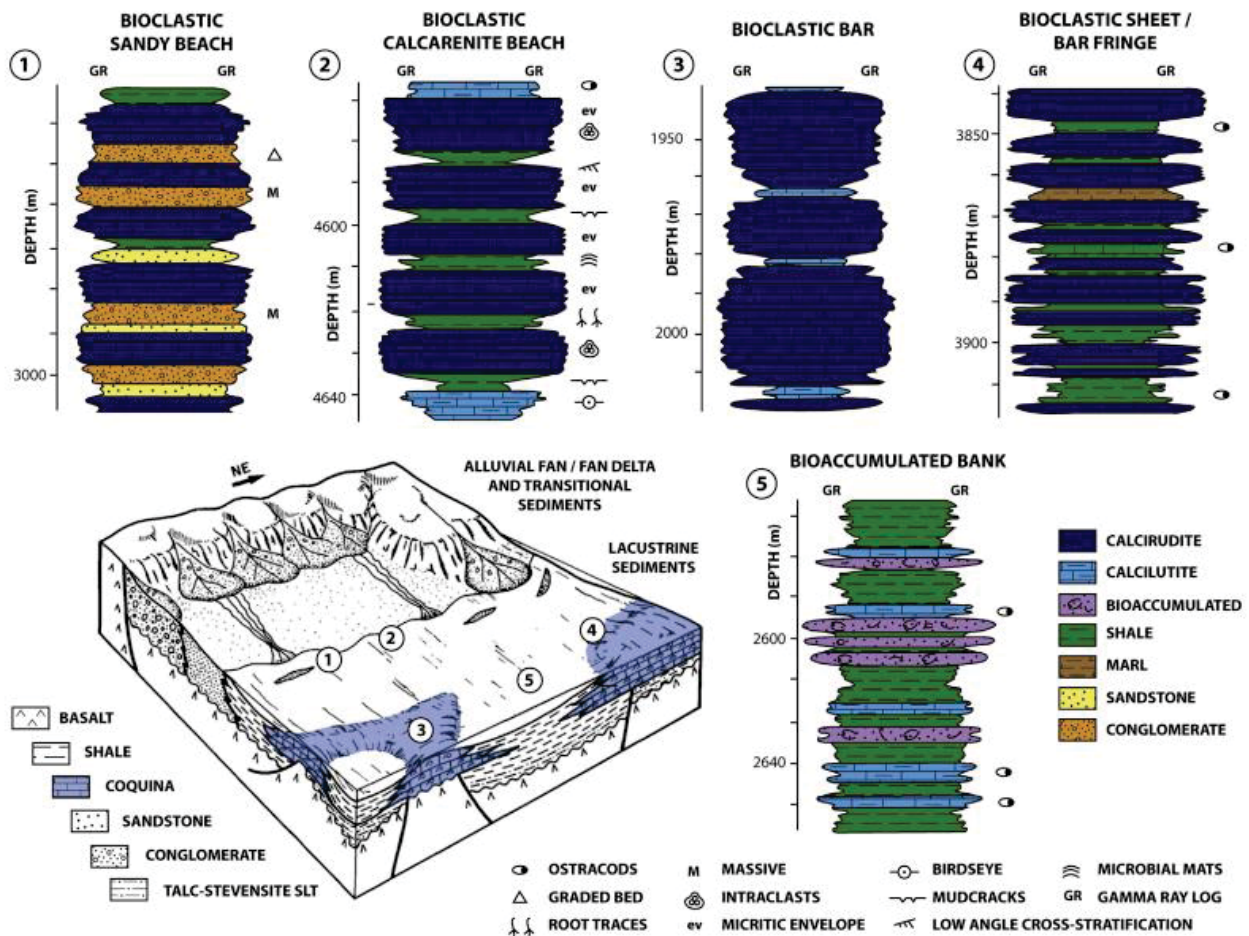


Figura 47: Modelo deposicional esquemático para a Formação Coqueiros com base nos trabalhos de Guardado *et al.* (2000) e Carvalho *et al.* (2000). Fonte: Thompson *et al.*, 2015.

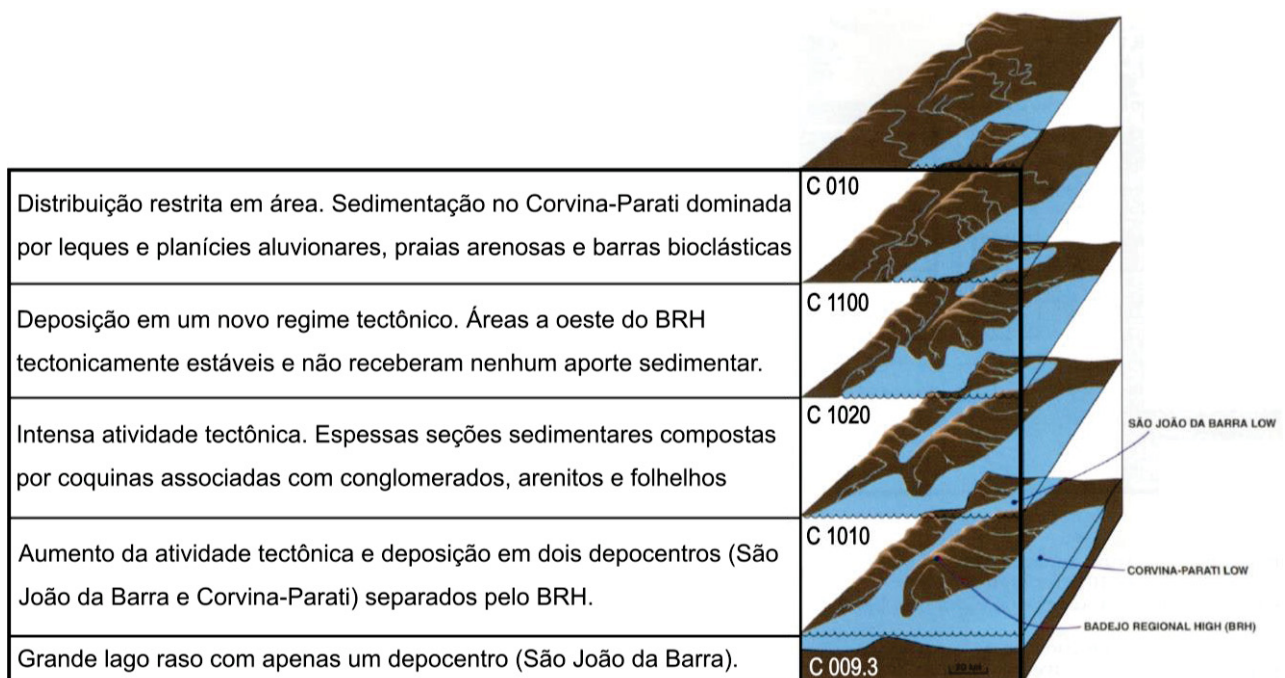


Figura 48: Cronozonas e evolução do ambiente deposicional de acordo com variações no contexto tectônico. Adaptado de Carvalho *et al.* (2000).

2.17.2 Muniz & Bosence (2018)

O trabalho de Muniz & Bosence (2018) é baseado em *datasets* proximal a distal de sísmica 3D, poços e testemunhos da Formação Coqueiro, Bacia de Campos. O *dataset* consistem em 3 sísmicas 3D, 21 poços e 1 poço com imagens de testemunho. Os 21 poços estão distribuídos em três domínios tectônicos: domínio 1 (18 poços), domínio 2 (3 poços) e domínio 3 (apenas sísmica; Muniz & Bosence, 2018). Os domínios foram divididos a partir do mapeamento 3D do embasamento (ver subcapítulo 1.16.1). Além dos domínios, o mapeamento ilustra dominância de estruturas tectônicas alinhadas a NE-SW e NNE-SSW.

O domínio 1 (Figura 49) ocorre na área do alto estrutural Badejo incluindo os campos de Pampo, Badejo, Linguado e Trilha (Muniz & Bosence, 2018). Neste contexto, a geologia estrutural é controlada por uma série de hemigrabens com estratigrafia sin-rifte de preenchimento e espessamento de seção para oeste das falhas limitantes dos hemigrabens. Durante o Barremiano, estas áreas proximais eram preenchidas por depósitos de delta e delta marginal, localmente com redeposição de sedimentos na forma de leques sublacustres.

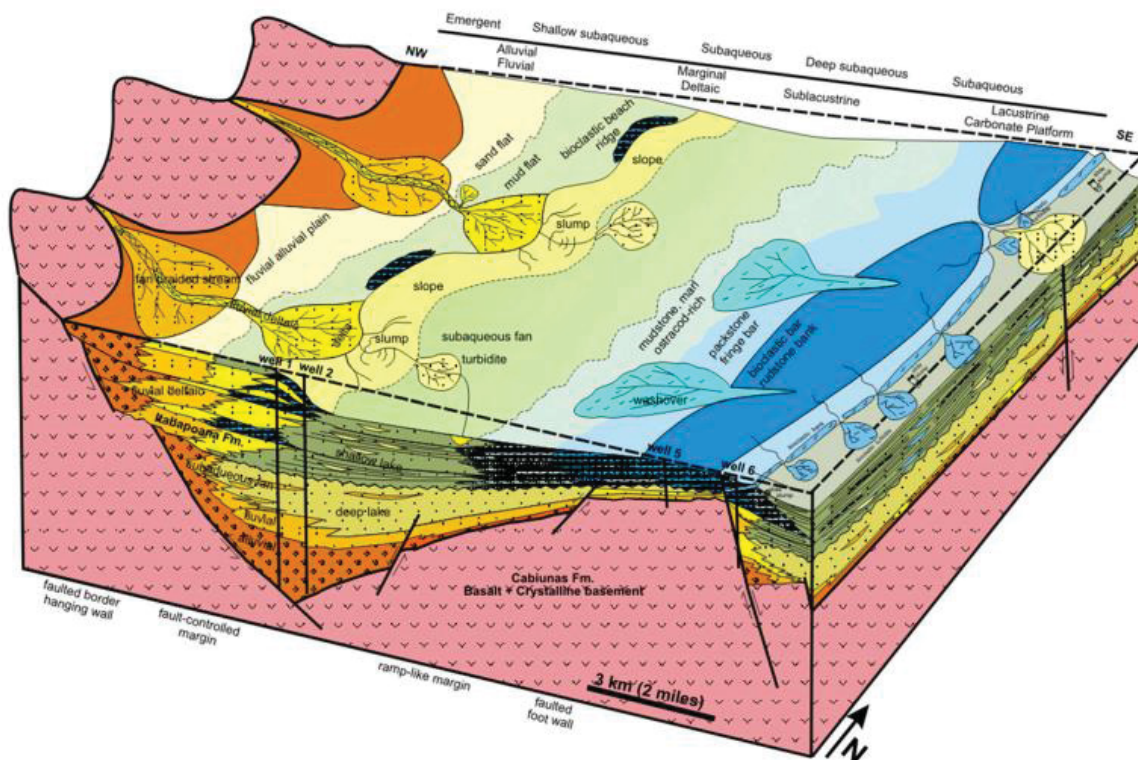


Figura 49: Bloco diagrama do domínio I. Fonte: Muniz & Bosence, 2018.

Em seguida, durante o Aptiano, leques e planícies aluvionares arenosos a conglomeráticos dominavam a paisagem. Concomitantemente com os depósitos siliciclásticos, bancos de bioacumulação carbonática eram depositados na forma de barras bioclásticas de *shoreface*. Quanto mais distantes do Alto de Bandejo, mais livres de minerais siliciclásticos são os depósitos, acumulados principalmente em ambientes rasos e de alta energia (Muniz & Bosence, 2018).

O domínio II (Figura 50) é o mais complexo e ocorre nas áreas do Campo de Espadarte (Muniz & Bosence, 2018). O domínio é limitado a oeste pelo Alto de Bandejo e a leste pelo alto externo, zona regional de charneira. O contexto deposicional parece ser isolado de aporte sedimentar e favorece a deposição de carbonatos bioclásticos autóctones a parautóctones. Estes bioclastos foram transportados e retrabalhados localmente por tempestades e ondas durante o Aptiano. Clinoformas progradacionais indicam que a produtividade das comunidades de moluscos aparentemente excedeu o espaço de acomodação, resultando na formação de fácies progradacionais e rasas localmente com exposição subaérea (Muniz & Bosence, 2018). O domínio III, por sua vez, é o mais distal com hemigrabens mais simétricos. Plataformas carbonáticas com quilômetros de comprimento e centenas de metros de espessura dominavam a paisagem. A composição destas plataformas, entretanto, não foi estabelecida devido à ausência de poços na área (Muniz & Bosence, 2018).

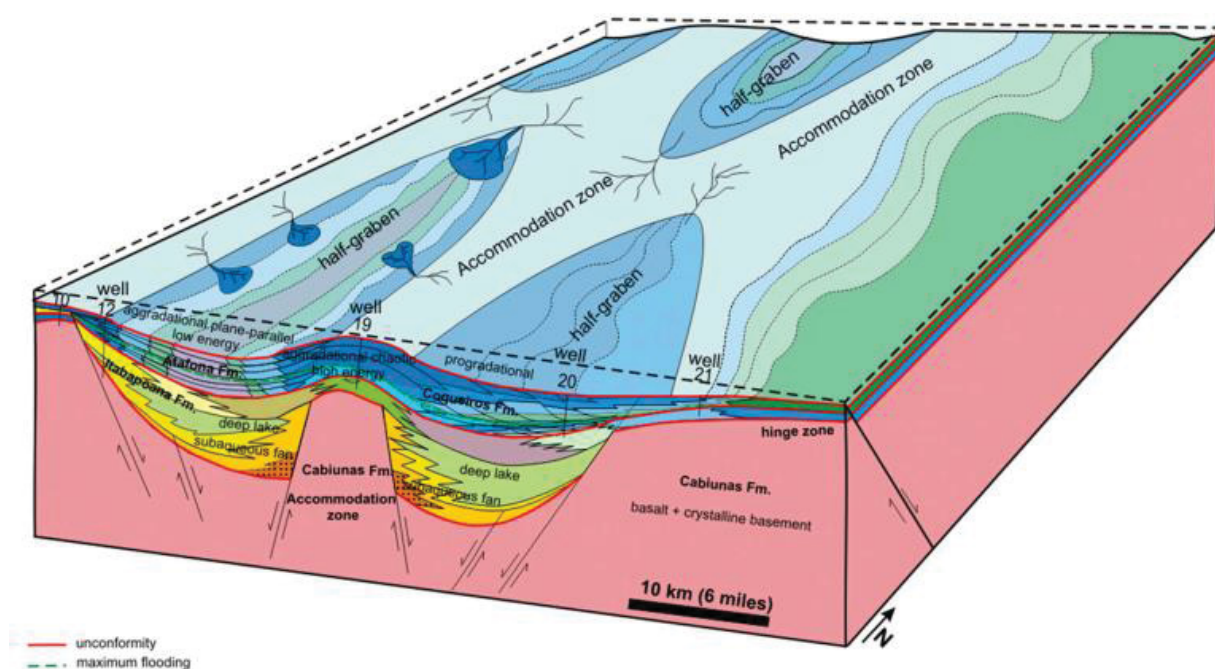


Figura 50: Bloco diagrama do domínio II. Fonte: Muniz & Bosence, 2018.

O modelo de fácies para as plataformas de coquinas indica deposição em ambiente altamente energético dominado por moluscos (principalmente bivalves) depositados na forma de grainstones e rudstones bioclásticos (Muniz & Bosence, 2018). Estes ambientes possivelmente eram rampas marginais as quais se transformavam em águas profundas dominadas por ondas de tempestade responsáveis pela deposição de wackstones, margas e folhelhos abundantes em ostracodes. De forma geral, águas rasas de alta energia favorecem a acumulação de rudstones e grainstones enquanto que águas mais profundas favorecem a deposição de wackstones e floatstones (Muniz & Bosence, 2018).

Rudstones ocorrem de forma diversa e variam entre rudstones puros com variáveis porcentagens de cimento e tipos de poros até rudstones com matriz terrígena grossa (Muniz & Bosence, 2018). Outros rudstones apresentam matriz lamosa e alta proporção de bivalves articulados, inclusive alguns aparentam ter sido preservados em posição de vida (Muniz, 2013). Grainstones e rudstones puros retrabalhados apresentam a melhor porosidade a qual varia entre interpartícula, móldica, vugular e fraturada e são as fácies de melhor potencial reservatório.

2.17.3 Mizuno *et al.* (2018)

As interpretações acerca dos paleoambientes da Formação Coqueiro, Bacia de Santos, foram realizadas com base na análise e descrição de 1217 metros de testemunho, perfis log e lâminas petrográficas (Mizuno *et al.*, 2018). A nomenclatura utilizada foi adaptada de Reading & Collinson (1986) para ambientes marinhos rasos dominados por ondas. A classificação de Tucker & Wright (2009) para ambientes lacustres se mostrou inadequada uma vez que é fortemente baseada em conteúdos vegetais que não são observados na área de estudo (Mizuno *et al.*, 2018). As coquinas são descritas com base nas classificações de Dunham (1962), Embry & Klovan (1971) e Fursich & Oschman (1993) e baseadas também em Kidwell (1991) e Muniz (2013).

Desta forma, quinze fácies foram definidas e distribuídas entre quatro associações de fácies (foreshore, shoreface, offshore transition e offshore) de acordo com suas características tafonômicas (Figura 51; Mizuno *et al.*, 2018). As associações são embasadas no zoneamento hidrodinâmico de plataformas dominados por ondas de

tempestade proposto por Walker & James (1992), Walker (2006), James & Dalrymple (2010) para ambientes costeiros.

No foreshore, há a predominância de rudstones e grainstones compostos por bivalves com alta fragmentação, abrasão variando entre alta e média e moderadamente a bem selecionados (Figura 51; Mizuno *et al.*, 2018). As fácies apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo resultante da orientação das conchas. Os bioclastos ocorrem comumente imbricados e é possível observar intercalações de lâminas com diferentes graus de retrabalhamento (Mizuno *et al.*, 2018). A associação correspondente a região mais rasa da plataforma carbonática, na qual predomina regime de fluxo superior, resultante da dissipação de alta energia. Essa dissipação resulta na intensa fragmentação e abrasão de conchas e é responsável pela formação da estratificação cruzada. Essa estratificação, associada ao alto grau de fragmentação das conchas e boa seleção, indica a deposição em uma zona de swash costeiro (Mizuno *et al.*, 2018). Nas áreas com maior contribuição siliciclástica há arenitos médios formados por sedimentos continentais.

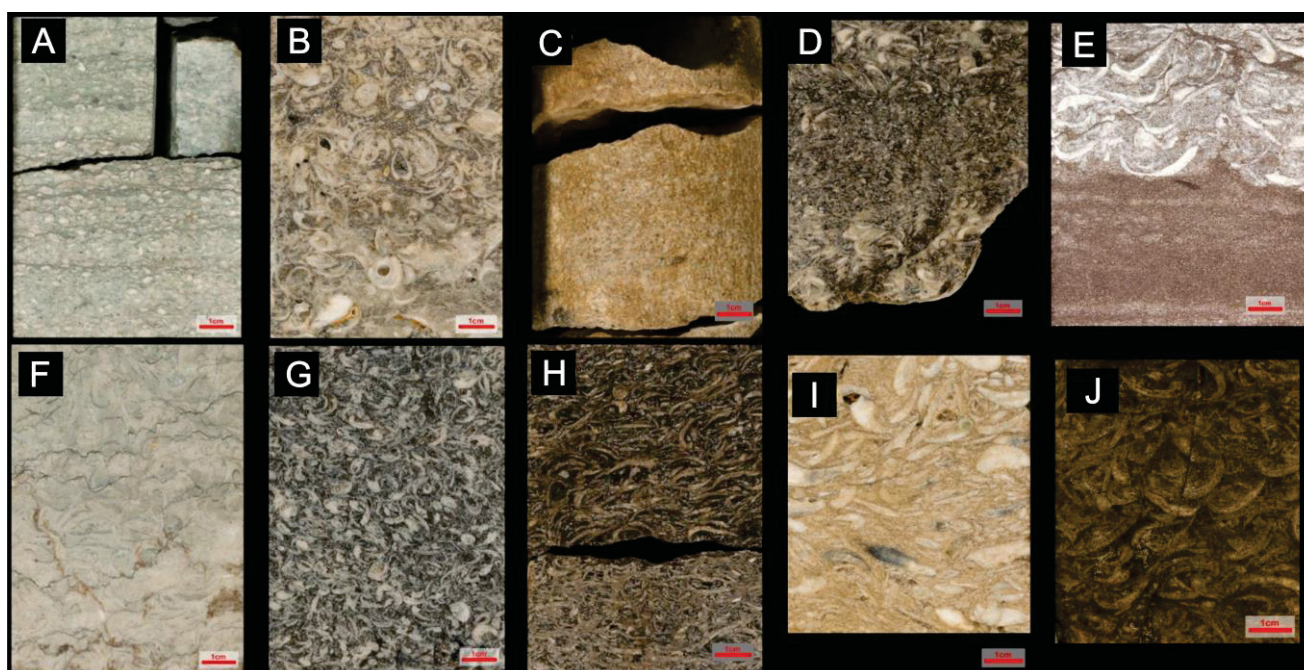


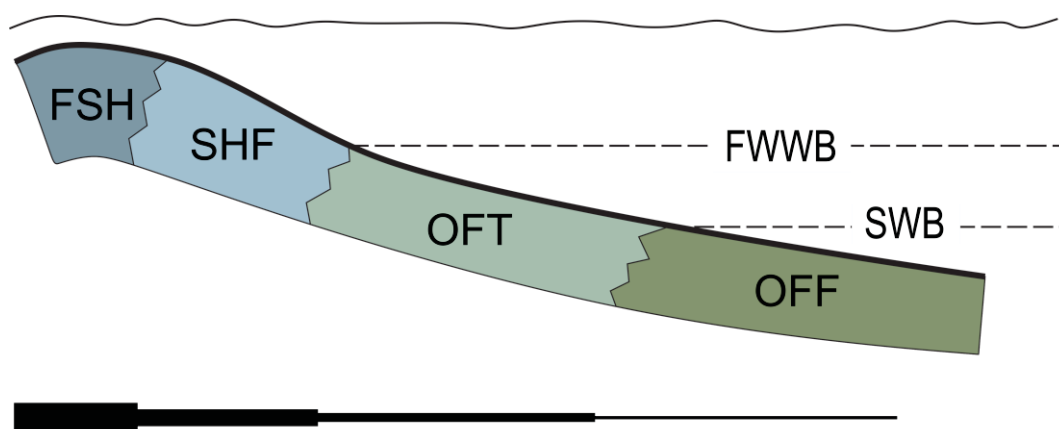
Figura 51: Fácies de coquinas definidas por Mizuno *et al.* (2018): (A) Rudstone com matriz fina estratificada – RFC; (B) Rudstone com conchas articuladas – Rma; (C) Grainstone – G; (D) Rudstone maciço com alta taxa de fragmentação – Rmf; (E) Rudstone híbrido, maciço – Rh em contato com siltito laminato; (F) Rudstone com conchas articuladas e matriz – Rfma; (G) Rudstone maciço, Rm; (H) Rudstone com estratificação – Rc; (I) Rudstone com conchas orientadas altamente fragmentadas e arredondadas – Rcf e (J) Rudstone maciço com conchas com baixa fragmentação e arredondadas – Rm. Fonte: Mizuno *et al.*, 2018.

Em direção ao lago, a associação de fácies do shoreface é composta por fácies de rudstones com bivalves com baixa a moderada fragmentação (Figura 51), média a baixa abrasão e medianamente a mal selecionado (Mizuno *et al.*, 2018). As fácies normalmente são maciças, mas há algumas com estratificação cruzada de baixo ângulo e conchas orientadas. A associação de fácies, no geral, apresenta padrão bimodal devido a presença de conchas com baixa fragmentação e grande tamanho misturadas com conchas de menores tamanho com maior grau de retrabalhamento. Secundariamente, os rudstones apresentam conchas articuladas, com baixo grau de fragmentação e retrabalhamento (Mizuno *et al.*, 2018).

O shoreface é a região acima do nível de ondas de tempestade com ação combinada de ondas e correntes (Mizuno *et al.*, 2018). As estratificações cruzadas e orientação das conchas são resultantes da tração gerada por correntes de longshore. Tempestitos proximais formados por correntes de retorno misturam as conchas com diferentes níveis de retrabalhamento e podem ser responsáveis pela estrutura maciça dos rudstones (Mizuno *et al.*, 2018). Rudstones com conchas articuladas (Figura 51) podem ocorrer em regiões perto do limite da ação de ondas de bom tempo nos quais o processo de seleção (peneiramento) remove a matriz dos sedimentos, preservando apenas as conchas. A ocorrência de conchas articuladas em fácies retrabalhadas pode também sugerir que algumas espécies de bivalves teriam a habilidade de viver em ambientes de alta energia com sedimentos grossos (Mizuno *et al.*, 2018).

A região do offshore transition é caracterizada por siltitos e arenitos com granulometria muito fina intercalada com rudstones de matriz fina, packstone e rudstones híbridos (Mizuno *et al.*, 2018). Os siltitos são maciços a finamente laminado e os arenitos muito finos apresentam marcas de onda. Rudstones com matriz fina e conchas articuladas apresentam baixos graus de fragmentação e abrasão. Localmente, os rudstones com diferentes graus de retrabalhamento (associação do shoreface) ocorrem em intercalações milimétricas com os siltitos. Packstones apresentam estruturas laminadas incipientes e são compostos principalmente por ostracodes e pelóides em matriz de carbonato fina (Mizuno *et al.*, 2018). Fragmentações variáveis, feições de abrasão, baixa seleção e misturas com diferentes proporções de arenito, silte e mudstone com pelóides e fragmentos de bivalves e ostracodes são características de fácies híbridas. Também foi registrada a ocorrência de estrutura de calha entre camadas centimétricas de mudstones (Mizuno *et al.*, 2018).

O offshore é composto principalmente por mudstone, marga e wackestone, todos com estrutura maciça a laminada incipiente (Mizuno *et al.*, 2018). A ocorrência de conchas de ostracodes é comum, assim como a ocasional ocorrência de bivalves. Correspondente à região acima do baixo nível de ação das ondas, o offshore é dominado por processos de decantação com entrada ocasional de fluxos distais com ostracodes e bivalves (Mizuno *et al.*, 2018). O modelo deposicional proposto pelos autores pode ser observado na Figura 52.



Intensidade do Retrabalhamento (fragmentação e abrasão)

Figura 52: Modelo deposicional para as coquinas da Bacia de Campos. FSH=foreshore, SHF=shoreface, OFT=offshore transition, OFF=offshore, FWWB=nível das ondas de tempo bom, SWB=nível das ondas de tempestade. Adaptado de Mizuno *et al.* (2018)

2.17.4 Oliveira *et al.* (2019)

Os resultados de Oliveira *et al.* (2019) foram obtidos através do estudo sedimentológico comparativo entre os testemunhos de dois poços da Bacia de Campos identificados como Poço-1 e Poço-2. O primeiro poço, com 105,9 metros de testemunhos, localiza-se no Alto Estrutural de Badejo em contexto de águas rasas dentro da área do Campo de Linguado. Por sua vez, o Poço-2, com 31,5 metros de testemunhos e 27 amostras laterais, localiza-se no Alto Externo em contexto de águas profundas (mais de 1000 metros de profundidade) dentro da área do Campo Parque das Baleias. Em adição, 180 lâminas petrográficas foram confeccionadas para o estudo. O principal objetivo do trabalho é a geração de um modelo deposicional em dois contextos deposicionais distintos

a partir da caracterização das fácies sedimentológicas e análise das sucessões de fácies (Oliveira *et al.*, 2019).

A classificação de fácies é baseada na composição da rocha, tamanho das partículas e seleção e tafonomia das conchas de bivalves, quando presentes (Oliveira *et al.*, 2019). Os carbonatos foram classificados com base em Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). Os atributos tafonômicos selecionados foram articulação da concha, fragmentação, abrasão, empacotamento, seleção, orientação e presença de lama. As fácies foram denominadas a partir de Shelley (1970). Além dos testemunhos e lâminas, análises de difratometria de raios-X foram realizadas em 39 amostras e interpretadas de acordo com Brown & Brindley (1980; Oliveira *et al.*, 2019).

Em ambos os poços, as rochas são formadas principalmente por carbonatos intrabacinais, com bivalves, intraclastos, ostracodes, gastrópodes e oóides (Oliveira *et al.*, 2019). Secundariamente, ocorrem pelóides e oóides argilosos, grãos siliciclásticos, fósseis vertebrados e fragmentos de rochas vulcânicas. No Poço-1 os carbonatos são predominantemente híbridos e ocorrem com grãos de quartzo e feldspato e partículas argilosas (pelóides e oóides). O Poço-2 apresenta rochas compostas por mais de 90% de intraclastos de conchas de bivalves e, em menor quantidade, fragmentos de rochas ígneas. Rochas siliciclásticas denominadas de mudstones ocorrem raramente em associação.

Entre os dois poços, dezessete fácies foram identificadas (Figura 53; Oliveira *et al.*, 2019). A sistematização utilizada pelos autores para dividir as fácies pode ser observada na Figura 53. Entre elas, dez são fácies carbonáticas, três siliciclásticas, duas argilosas e duas híbridas. Rochas suportadas por grãos de bivalves foram subdivididas utilizando os parâmetros tafonômicos descritos anteriormente (Figura 53). Desta forma, oito sucessões de fácies foram interpretadas.

A primeira sucessão engloba as fácies formadas no contexto de barras bioclásticas (Oliveira *et al.*, 2019). A sucessão é composta por pacotes em sobreposição de rudstones maciços e mal selecionados compostos por conchas de bivalves (fácies Rm; Figura 54). Os pacotes são métricos e apresentam bases erosivas com ou sem intercalação com rochas siliciclásticas. Localmente, rudstones com bivalves organizados (Ro) e rudstones com conchas fragmentadas e arredondadas (Rf) podem ser observados. Porosidades do tipo vugular e de canal formadas por dissolução foram as principais porosidades observadas para a sucessão. No Poço-2, o empilhamento de camadas métricas de rudstones da fácies Rm podem atingir até 10 metros de espessura (Oliveira *et al.*, 2019).

De acordo com Oliveira *et al.* (2019), barras bioclásticas são formadas em ambientes de alta energia associados com tempestade (Carvalho *et al.*, 2000; Jahnert *et al.*, 2012; Muniz, 2013). Em altos estruturais, a acumulação de bioclastos por tempestades pode estar associada a tsunamis produzidos por atividade tectônica durante a fase rifte (Bryant *et al.* 1992; Dawson and Stewart, 2007, Freundt *et al.* 2007, Morton *et al.*, 2007, Massari *et al.*, 2009). As barras foram eventualmente expostas e ficaram suscetíveis a dissolução (Oliveira *et al.*, 2019). Em contextos de riftes, a subsidência contínua deu origem a espaços de acomodações que promoveram a deposição de dezenas de metros de camadas de rudstone (Oliveira *et al.*, 2019).

A segunda sucessão agrupa as fácies formadas em barras bioclásticas retrabalhadas (Oliveira *et al.*, 2019). São constituídas pela intercalação entre rudstones e grainstones organizados formados por conchas arredondadas e fragmentadas (fácies Rf e Gf) e rudstones maciços mal selecionados (Rm). A sequência é mais expressiva no Poço-2 no qual as camadas podem chegar a até 15 m (Oliveira *et al.*, 2019).

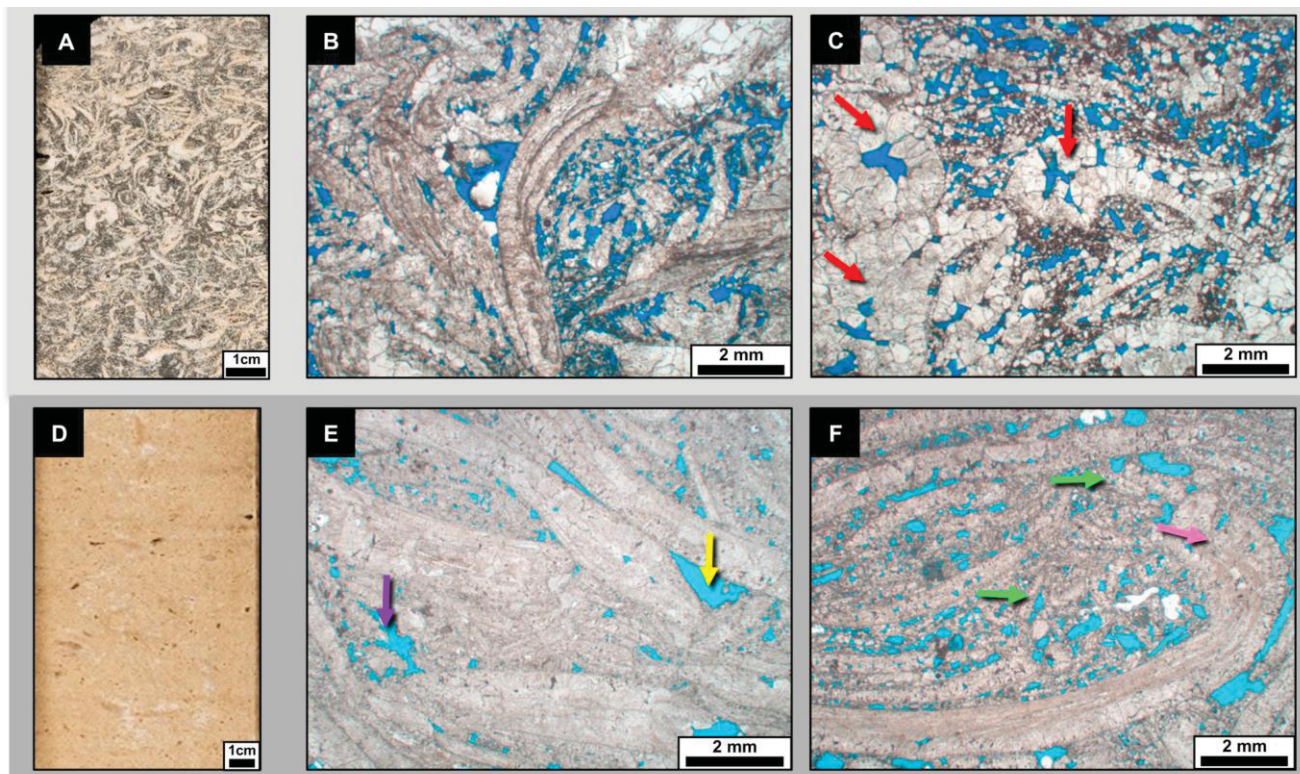


Figura 54: Rudstone de bivalve maciço e mal selecionado da fácies Rm. (A) Aspecto microscópico da fácies, (B) aspecto textural em fotomicrografia, (C) bivalve dissolvido e parcialmente cimentado por calcita (seta vermelha) sob nicóis paralelos, (D) aspecto macroscópico da fácies, (E) rudstone com porosidades interpartícula (seta amarela) e vugular (seta roxa), (F) mistura de bivalves com linhas de crescimento preservadas com bivalves de granulação fina e com fragmentação média. Fonte: Oliveira *et al.*, 2019.

A sucessão é o registro do retrabalhamento contínuo de conchas por ondas e correntes acima da base de ondas de tempo bom no shoreface do lago (Muniz, 2013). A energia gerada para formar as ondas e correntes no lago pode ser fornecida por ventos (Nutz *et al.* 2018; Schuster & Nutz, 2018). Esta sucessão é associada geneticamente a entrada contínua de água de alta energia nos altos estruturais dando origem a praias bioclásticas formadas por calcarenitos (Carvalho *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2019).

A terceira associação definida por Oliveira *et al.* (2019) é composta por carbonatos matriz-suportados (Mc), rudstones com matriz micrítica (Ru), rudstones com baixa fragmentação (RI) e mudstones siliciclásticos (Mg). Rudstones maciços mal selecionados (Rm) ocorrem localmente intercalados com os rudstones da fácies Ru, principalmente na porção basal do Poço-2. A sucessão é interpretada como depósitos lacustres em contexto sublitorâneo de baixa energia o qual favorece a deposição de lama em associação com bioclastos de bivalve pouco fragmentados intercalados com mudstone siliciclástico. Os rudstones da fácies Rm em associação indica remobilização de bioclastos de bivalves de locais mais altos por tempestades ou desestabilização tectônica.

A quarta sucessão é composta por uma grande variedade de fácies (Oliveira *et al.*, 2019). A sucessão é caracterizada por camadas de rudstones da Rm e camadas de rudstones formados por gastrópodes e bivalves (Rg; Figura 55) intercaladas com rochas carbonáticas matriz-sustentadas (Mc) e mudstones siliciclástico (Mg). Os contatos basais são abruptos e retilíneos. Depósitos profundos e mal selecionados de ambientes profundos são gerados por tempestade (Jahnert *et al.*, 2012) ou por fluxos gravitacionais tectonicamente desencadeados (Goldberg *et al.*, 2017). Os depósitos desta sucessão, portanto, foram formados pela desestabilização em altos estruturais e remobilização para porções mais profundas do lago. A intercalação entre depósitos profundos com depósitos episódicos de remobilização é indicada pela intercalação entre carbonatos matriz-sustentado e mudstones siliciclásticos com os rudstones (Oliveira *et al.*, 2019).

As quatro sucessões seguintes discutidas por Oliveira *et al.* (2019) ocorrem apenas no Poço-1 e indicam input de sedimentos terrígenos. São elas: (a) sucessão híbrida, formada em contexto de leque lacustre profundo, (b) sucessão de argilas magnesianas, formada por arenito e argilito com estevensíticos cujo Mg pode ter sido proveniente de eventos vulcânicos contemporâneos à deposição da sucessão (Abrahão & Warme, 1990); (c) sucessão siliciclástica 1, composta por arenitos intercalados com mudstones interpretados como turbiditos e (d) sucessão siliciclástica 2, composta por mudstones

siliciclásticos formados por decantação de finos nas porções mais centrais e profundas do lago (Bertani & Carozzi, 1985a; Dias *et al.* 1988; Abrahão & Warne, 1990; Carvalho *et al.* 2000; Oliveira *et al.*, 2019).

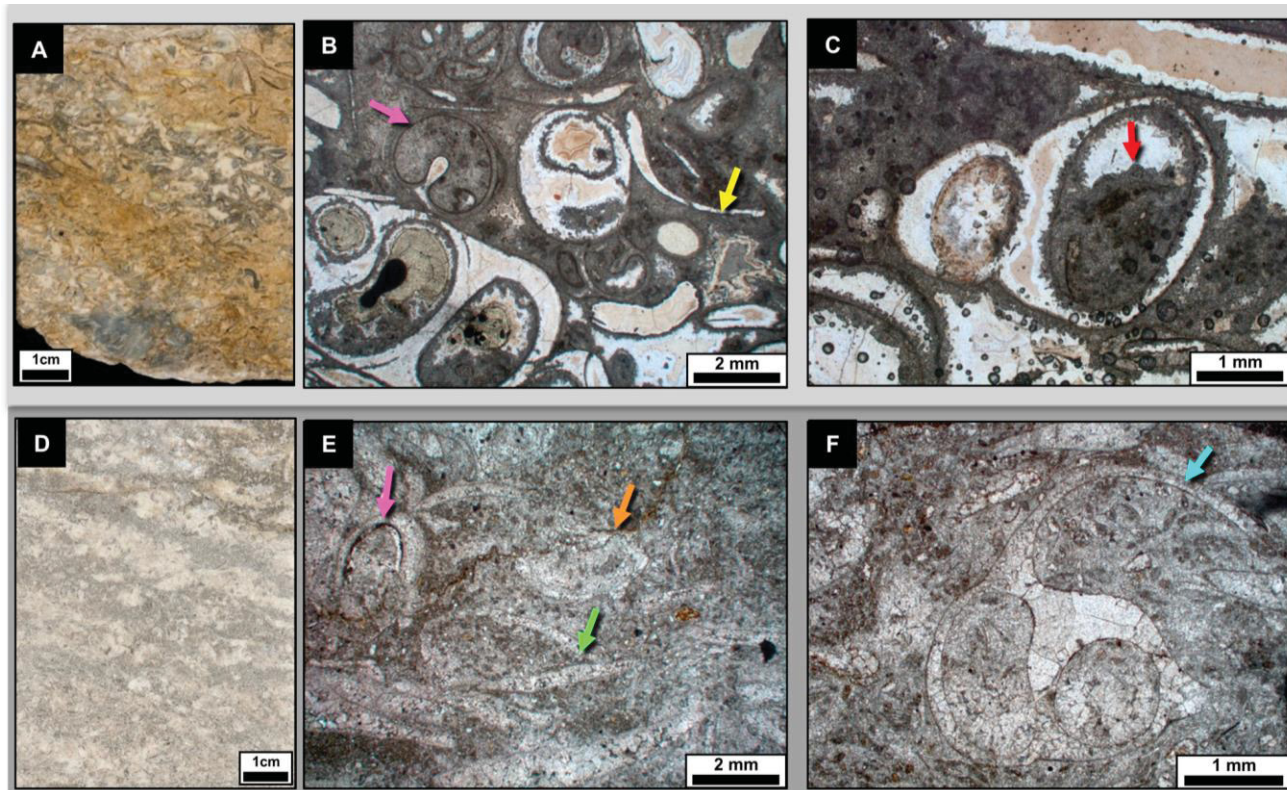


Figura 55: Rudstone formado por bivalves e gastrópodes da fácies Rg. (A) aspecto macroscópico da fácies, (B) fotomicrografia com gastrópodes (seta rosa) e bivalves (seta amarela), (C) gastrópode silicificado com preenchimento geopetal sob nicóides paralelos, (D) aspecto macroscópico da rocha, (E) gastrópode (seta rosa), bivalve articulado (seta verde) com estiolitos (seta alaranjada) e (F) gastrópode não fragmentado sob nicóis paralelos. Fonte: Oliveira *et al.*, 2019.

Para o Poço-1, um modelo de rampa híbrida em contexto de rifte é proposto (Oliveira *et al.*, 2019). De acordo com as sucessões do Poço-2, o sistema sedimentar interpretado é de alto estrutural bioclástico isolado também em contexto de rifte (Figura 56). O Campo de Búzios, assim como o de Mero, está inserido em contexto similar ao do Poço-2 (Petersohn & Abelha, 2013; Carlotto *et al.*, 2017).

De acordo com a assembleia sedimentar do Poço-2, o modelo deposicional proposto é formado principalmente por rudstones maciços, mal selecionados, rudstones organizados e rudstones e grainstones formados por conchas fragmentadas e arredondadas e rudstones de bivalves com conchas inteiras (Figura 56). Localmente, ocorrem packstones de ostracodes e bivalves, rudstones de bivalves com matriz micrítica, rochas carbonáticas matriz-sustentadas e mudstones acinzentados (Oliveira *et al.*, 2019).

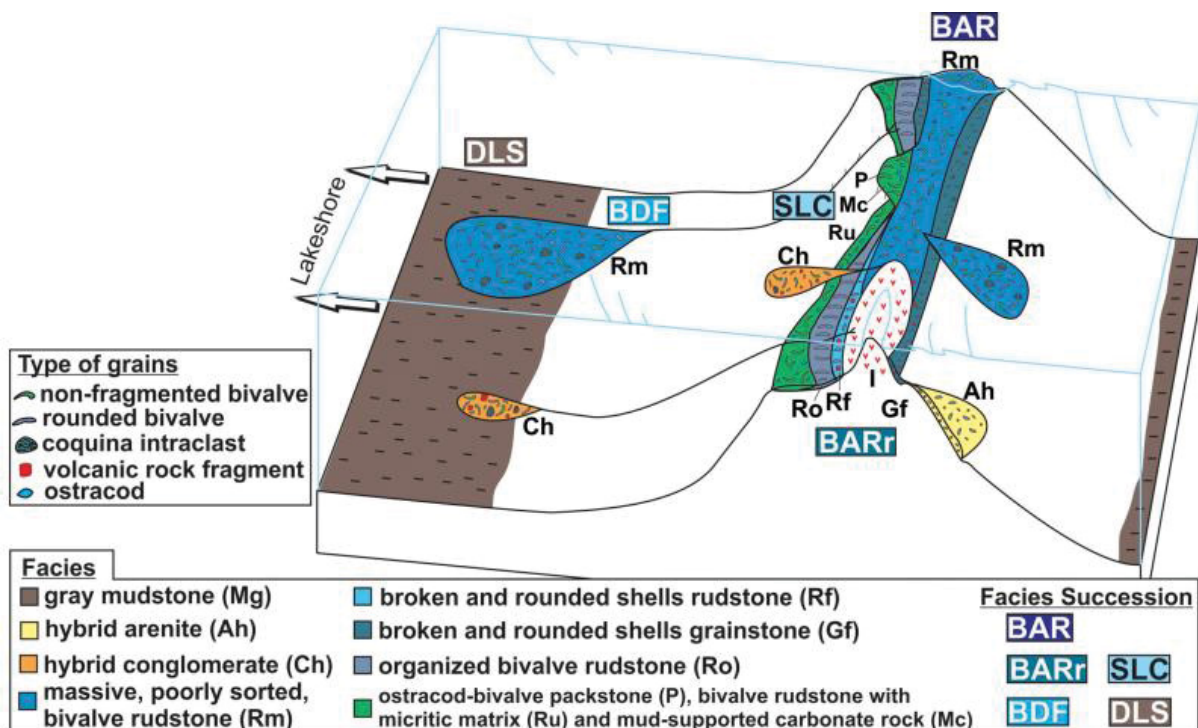


Figura 56: Modelo deposicional para alto bioclástico isolado baseado no Poço-2. I = rochas ígneas. Fonte: Oliveira *et al.*, 2019

Neste contexto, as condições eram apropriadas para que os bivalves pudessem viver e se proliferarem por longos períodos de tempo sem variações climáticas, biofísicas e bioquímicas e sem input siliciclástico significativo (Oliveira *et al.*, 2019). Camadas com amalgamento lateral formadas por rudstones da fácies Rm sem intercalação com depósitos finos de lago profundo sustentam a ideia de que estes depósitos eram formados em barras de tempestade nas proximidades da linha de costa.

As barras eram eventualmente retrabalhadas por ondas e correntes. Porções do embasamento podem ter ficado expostas, dando origem a intraclastos de rochas vulcânicas em associação com os rudstones (Oliveira *et al.*, 2019). Em locais de baixa energia, a sedimentação predominante é de rochas matriz-suportadas e rudstones de bivalves com matriz micrítica (Oliveira *et al.*, 2019). Em porções mais profundas, mudstones ocorrem intercalados com rudstones formados em tempestades ou redepositados por fluxos gravitacionais tectônicos.

2.17.5 Chinelatto *et al.* (2020)

Primeira publicação exclusivamente acerca das coquinas da Formação Itapema da Bacia de Santos, o trabalho de Chinelatto *et al.* (2020) traz uma proposta de tafofácies para um intervalo de 11,5 metros de testemunhos de um poço não identificado dentro do polígono do Pré-Sal. As tafofácies são interpretadas de acordo com grau de fragmentação, seleção, empacotamento e orientação das conchas. Além da proposta de tafofácies, o trabalho visa identificar o grau de influência das características tafonômicas e no controle da porosidade e permeabilidade das coquinas (Chinelatto *et al.*, 2020). Maiores informações acerca destes resultados podem ser encontradas no subcapítulo 1.9 do presente trabalho.

Para o desenvolvimento do trabalho, os autores descreveram, além do testemunho, 40 lâminas petrográficas com espaçamento de 20 a 30 centímetros entre elas (Chinelatto *et al.*, 2020). Doze lâminas petrográficas foram usadas para calcular a porosidade total através de análise de imagens digitais e para análise petrográfica de fases diagenéticas. Escaneamento tomográfico computadorizado (CT) foi realizado no testemunho para auxiliar na interpretação das porosidades e 10 plugs foram enviados para análise NMR e análise de tomografia computadorizada de alta resolução (H-CT) para identificação da distribuição do sistema poroso.

A classificação das fácies foi baseada nas classificações para carbonatos de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). Para identificação de variações texturais menores encontradas nas concentrações de conchas, um modelo de tafofácies foi desenvolvido a partir das classificações de Kidwell *et al.* (1986), Kidwell (1991) e Kidwell & Holland (1991). Os padrões tafonômicos foram avaliados quantitativamente, sendo eles: (i) orientação das valvas; (ii) densidade do empacotamento; (iii) seleção; (iv) grau de fragmentação; (v) porcentagem de conchas articuladas, (vi) grau de abrasão/arredondamento e (vii) bioerosão/micritização (Chinelatto *et al.*, 2020). A orientação das rochas foi classificada como concordante, oblíqua ou perpendicular; a densidade do empacotamento, fragmentação e abrasão foram estimadas visualmente com utilização de gráficos e a bioerosão e micritização pela espessura ou por aros de micritização das conchas (Chinelatto *et al.*, 2020). Os tipos de poros foram descritos

utilizando as classificações de Choquette & Pray (1970) e Ahr (2008) e quantificados pela análise de imagens de seções sísmicas.

Seis tafofácies foram identificadas (Tf-1 a Tf-6; Figura 57). As tafofácies foram agrupadas em tipos bem selecionados (Tf-1, Tf-3 e Tf-5) sem ocorrência de partículas finas e mal selecionados (Tf-2, Tf-4 e Tf-6) com ocorrência de partículas finas (Chinelatto *et al.*, 2020). As tafofácies são formadas por grainstones e rudstones com raras ocorrências de micrita, altamente empacotados e comumente com intraclastos (Chinelatto *et al.*, 2020). A orientação dos bivalves varia entre concordante, oblíqua e caótica em relação ao acamamento. Estratificações cruzadas e plano-paralelas podem ser observadas.

Classificadas texturalmente como rudstones e grainstones, as tafofácies de coquinas são compostas por conchas de bivalves e gastrópodes com 0,5 a 5 mm, fragmentos de osso com até 2mm, intraclastos com tamanho variando entre 1 a 50 mm, pelóides, ostracodes e oóides de estevensita com núcleo de fragmentos de conchas ou ostrocodes e raras ocorrências de micrita (Chinelatto *et al.*, 2020). A espessura das camadas varia entre 10 a 90 centímetros e apresentam contato planar abrupto ou erosivo.

De acordo com os autores, feições tafonômicas como fragmentação, conchas não articuladas e raras ocorrências de materiais finos indicam um ambiente deposicional de alta energia (Brett & Baird, 1986; Kidwell *et al.*, 1986; Kidwell, 1991; Fürisch & Oschmann, 1993). Estas feições são resultado do alto tempo de residência das conchas na interface sedimento-água, retrabalhamento e transporte (Chinelatto *et al.*, 2020). A ausência de depósitos com conchas com baixos graus de fragmentação e abrasão, conchas fechadas ou em posição de vida, indicativos de locais de baixa energia corrobora com a hipótese de alta energia para as coquinas do intervalo estudado (Brett & Baird, 1986; Kidwell *et al.*, 1986; Kidwell, 1991; Fürisch & Oschmann, 1993; Chinelatto *et al.*, 2020). Em conclusão, o ambiente é interpretado como depósitos de alta energia influenciados por tempestades e retrabalhados por correntes e ondas acima da base de ondas de tempo bom (Kidwell, 1991; Fürisch & Oschmann, 1993; Fürisch, 1995; Tavares *et al.*, 2015; Carvalho *et al.*, 2000; Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018; Mizuno *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019).

As tafofácies Tf-1 e Tf-3 apresentam conchas bem selecionadas paralela ou obliquamente orientadas ao acamamento, resultante da passagem de ondas e correntes (Salazar-Jimenez *et al.*, 1982; Fürisch & Pandey, 1999). As conchas da fácies Tf-3, formadas por rudstones e grainstones bem selecionados com conchas oblíquas,

correspondem aos depósitos de barras bioclásticas interpretados por Carvalho *et al.* (2000) e Oliveira *et al.* (2019).

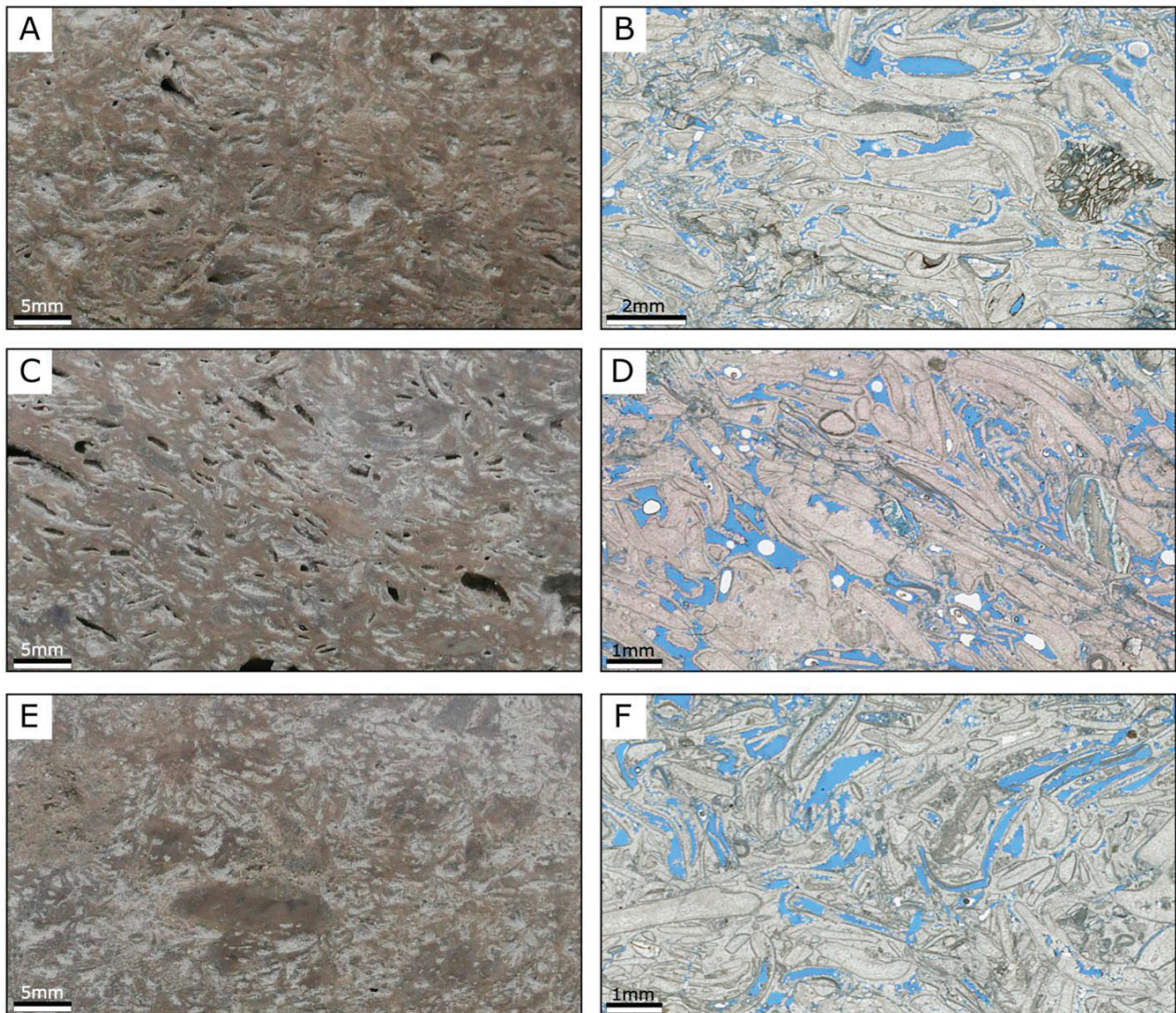
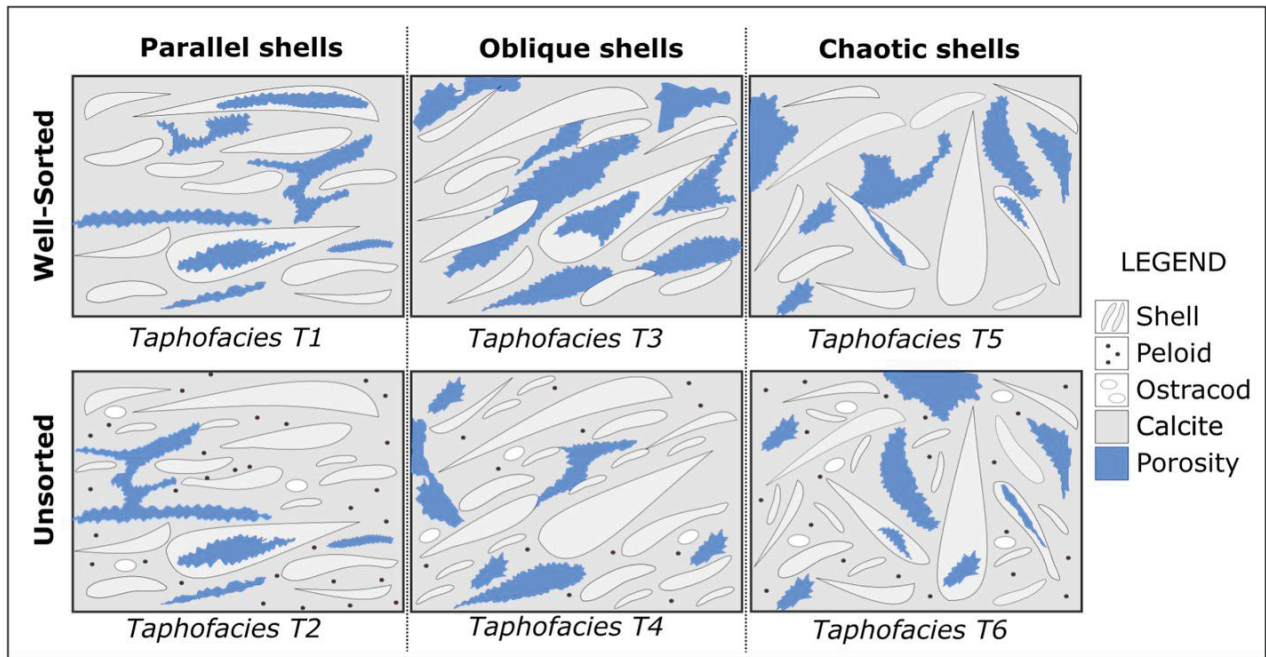


Figura 57: Tafofácies baseadas na orientação das conchas e seleção. (A-B) Conchas orientadas paralelamente ao acamamento (tafofácies Tf1 e Tf2); (C-D) conchas orientadas obliquamente (tafofácies Tf3 e Tf4) e (E-F) conchas com orientação caótica (tafofácies Tf5 e Tf6). Fonte: Chinelatto *et al.*, 2020.

As tafofácies Tf-2 e Tf-4, formadas por rudstones e grainstones mal selecionados, apresentam maior quantidade de grãos como pelóides, intraclastos de micrita, fragmentos de concha e ostracodes (Chinelatto *et al.*, 2020). A ocorrência em alta quantidade de grãos finos indica depósitos de baixa energia como depósitos restritos ou depósitos de tempestade abaixo da base de ondas de tempo bom (Figura 58; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019). Os altos graus de abrasão e fragmentação observados, entretanto, indicam condições de alta energia como depósitos de washover com baixo fornecimento de sedimentos (Chinelatto *et al.*, 2020). As tafofácies Tf-5 e Tf-6, formadas respectivamente por rudstones bem selecionados com orientação aleatória e rudstones/grianstones mal selecionados com conchas aleatórias, são interpretadas como concentrações de tempestade (Figura 58; Chinelatto *et al.*, 2020).

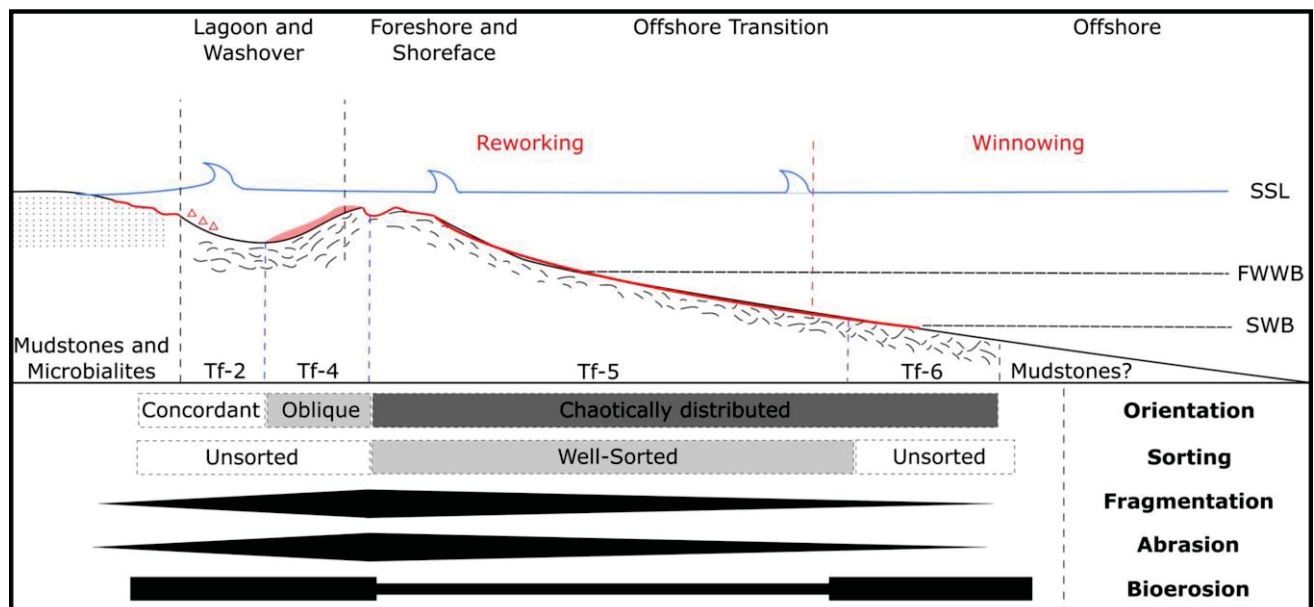


Figura 58: Modelo deposicional durante eventos de tempestade. Fonte: Chinelatto *et al.*, 2020.

Durante condições de tempo bom, as tafofácies Tf-1 e Tf-3 eram formadas no shoreface e foreshore enquanto rudstones da fácies Tf-2 eram depositados abaixo da zona de peneiramento em associação com pelóides (Figura 59; Chinelatto *et al.*, 2020). Concomitantemente, em áreas restritas, pelóides, oóides stevensíticos e conchas encapsuladas por stevensita eram formados. Microbialitos e mudstones podem ocorrer nas margens do lago. Durante o evento de tempestade, a zona de retrabalhamento é maior e ondas de tempestade e correntes são capazes de erodir depósitos anteriormente depositados.

Coquinas do foreshore e shoreface podem ser erodidas, transportadas e depositadas na forma de depósitos de washover formados por um mix de conchas velhas e frescas. Nas margens do lago, as ondas removem e transportam clastos de argila e microbialitos. Nas porções mais profundas do lago, mudstones podem ter sido depositados, apesar de que não terem sido observados no intervalo de estudo. As coquinas estudadas, portanto, foram formadas entre o foreshore e o offshore transition, principalmente na forma de barras e leques de washover, uma vez que nenhuma fácies de lago profundo foi encontrada (Chinelatto *et al.*, 2020).

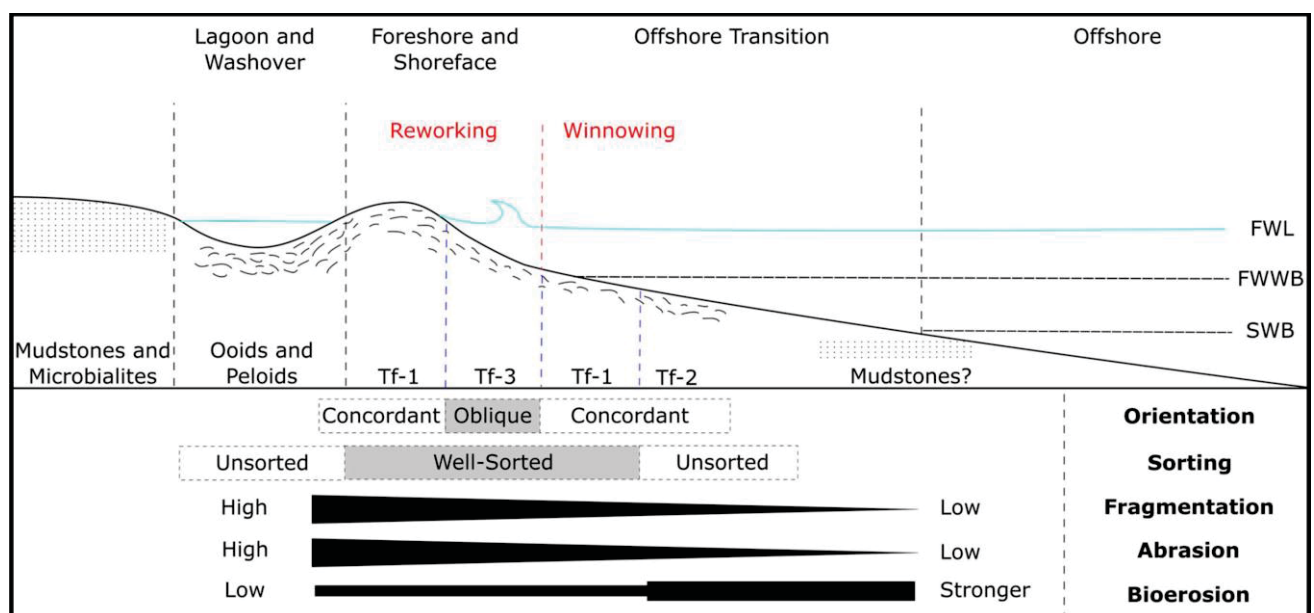


Figura 59: Modelo deposicional em condições de tempo bom. Fonte: Chinelatto *et al.*, 2020.

Em tafofácies bem selecionadas, a porosidade varia entre 9 a 21% de acordo com as lâminas delgadas analisadas e entre 15 e 30% de acordo com medições de gás. Os poros são principalmente interpartícula, intrapartícula, vugular e móldico. Em tafofácies mal selecionadas a porosidade varia entre 2 a 15% de acordo com a análise de lâminas delgadas e entre 10 a 15% e 13 a 24% de acordo com as medições de gás. De forma geral, as fácies apresentam boa macroporosidade devido a ocorrência de poros vugulares e móldica. Porém, devido a ocorrência em maior quantidade de microporos, as tafofácies mal selecionadas apresentam os menores valores de permeabilidade devido a baixa conectividade dos poros. Entretanto, Chinelatto *et al.* (2020) concluem que todas as tafofácies descritas são bons reservatórios com bons valores de porosidade e permeabilidade.

2.18 ANÁLOGOS DAS COQUINAS DO PRÉ-SAL

Afloramentos análogos são parte central no entendimento da arquitetura de depósitos antigos de subsuperfície (Howell *et al.*, 2014). A partir deles, é possível reunir importantes informações acerca do tamanho de corpos geológicos, geometria e conectividade entre os corpos. O uso de depósitos análogos na indústria do petróleo remonta ao trabalho de Gleenie (1970) no qual desertos recentes foram estudados como análogos a reservatórios no sul do Mar do Norte (Howell *et al.*, 2014).

Nas décadas seguintes, o estudo de análogos como ferramenta imprescindível para a modelagem de reservatórios disseminou-se entre empresas como a Shell e dentro das universidades (e.g. Weber, 1987; Haldorsen & Lake, 1984; Begg & King, 1985; Haldorsen & Chang, 1986; Fielding & Crane, 1987; Haldorsen & Damsleth, 1990, Holden *et al.*, 1999; Dreyer *et al.*, 1993; MacDonald & Aasen, 1994; Miall & Tyler, 1991; Reynolds, 1999). No início dos anos 2000, novas técnicas de coleta de dados a partir de afloramentos análogos foram desenvolvidas (Howell *et al.*, 2014). Entre elas, destacam-se o uso do GPR (ground-penetrating radar; Corbeanu & Soegaard, 2001; Novakovic *et al.*, 2002; Pringle *et al.*, 2004, 2006) e afloramentos virtuais (Howell *et al.*, 2014). De acordo com Jahnert *et al.* (2012), entretanto, trabalhos aplicando a técnica de GPR especificamente em rochas carbonáticas ainda são escassos (e.g. Neal, 2004; Engels & Roberts, 2005; Takayama *et al.*, 2009; Knoph *et al.*, 2010; Forte *et al.*, 2012).

Os principais análogos para as coquinas das bacias de Campos e Santos estão em Shark Bay, Austrália (Jahnert *et al.*, 2012), na Formação Morro do Chaves, Bacia Sergipe-Alagoas (Tavares *et al.*, 2015), e no Lago Tanganyika, Oeste africano (Cohen, 1989; Soreghan & Cohen, 1996; Thompson *et al.*, 2015). A região de Shark Bay, Austrália, foi documentada por Logan *et al.* (1974) e a correlação dos depósitos bioclásticos com os depósitos de coquinas da Bacia de Campos foi estabelecida por Jahnert *et al.* (2012). Desde então, os depósitos de Shark Bay foram associados com as coquinas da Formação Morro do Chaves (Corbett, 2016), análogo antigo e mais amplamente estudado da sequência de coquinas das bacias do pré-sal (Kinoshita, 2007, 2010; Corbett *et al.* 2013; Tavares *et al.*, 2015). Os depósitos do Lago Tanganyika são formados por moluscos gastrópodes e são documentados nos trabalhos de Cohen (1989), Tiercelin *et al.* (1994) e Soreghan & Cohen (1996; Oliveira *et al.*, 2019).

Entretanto, até o presente, nenhum análogo ideal para o entendimento das coquinas das bacias de Campos e Santos foi estabelecido (Oliveira *et al.*, 2019). Isto ocorre pois os sistemas deposicionais lacustrinos do Pré-Sal das bacias são de dimensões gigantescas e possivelmente únicos em todo registro geológico e não apresentam nenhum análogo comparável (Muniz & Bosence, 2018). Além disto, a interpretação de análogos recentes e antigos de plataformas carbonáticas deve ser feita de forma especialmente cautelosa, uma vez que as mudanças evolutivas nos organismos que as compõem alteram também aspectos como espaço de acomodação, geometrias, entre outros Insalaco *et al.* (2000).

Outros depósitos bioclásticos importantes correlacionáveis, até o presente não estabelecidos como análogos, ocorrem na Formação La Manga, do Jurássico da Bacia de Neuquén, Província de Mendoza, Argentina (Bressan & Palma, 2010) e no Quaternário da costa da Província de Buenos Aires, Argentina (Aguirre & Farinati, 1999). Também na Argentina, os depósitos bioclásticos recentes localizados nos golfos de San Matias e Nuevo, Península de Valdez (Figura 60), representam possíveis depósitos correlacionáveis às coquinas do pré-sal brasileiro.



Figura 60: Localidades na Península de Valdez com indicação de possíveis depósitos de barras bioclásticas (em amarelo) e depósitos de washover (em azul) (1) no Golfo de São Matias e (2) no Golfo Nuevo.

2.18.1 Shark Bay, Australia

Compostos por depósitos microbiais e sistemas de cristas de praia, as rochas carbonáticas formadas no ambiente mesohalino a hipersalino de Shark Bay, Australia, são

os mais importantes análogos das coquinas do Pré-Sal brasileiro (Jahnert *et al.*, 2012). O mais recente estudo acerca das coquinas da Shark Bay, composta por duas sub bacias denominadas L'Haridon Bight e Hamelin Pool, foi realizado por Jahnert *et al.* (2012) na porção sudeste da Hamelin Pool (Figura 61). A área de estudo localiza-se no flanco este de uma bacia recente composta de unidades litoestratigráficas arenosas e sequências carbonáticas marinhas (Butcher *et al.*, 1984). O estudo foi realizado utilizando fotografias aéreas, informações de elevação do nível do mar, imagens de subsuperfície obtidas com GPR (Ground Penetrating Radar), testemunhos e razão isotópica de ^{14}C (Jahnert *et al.*, 2012).

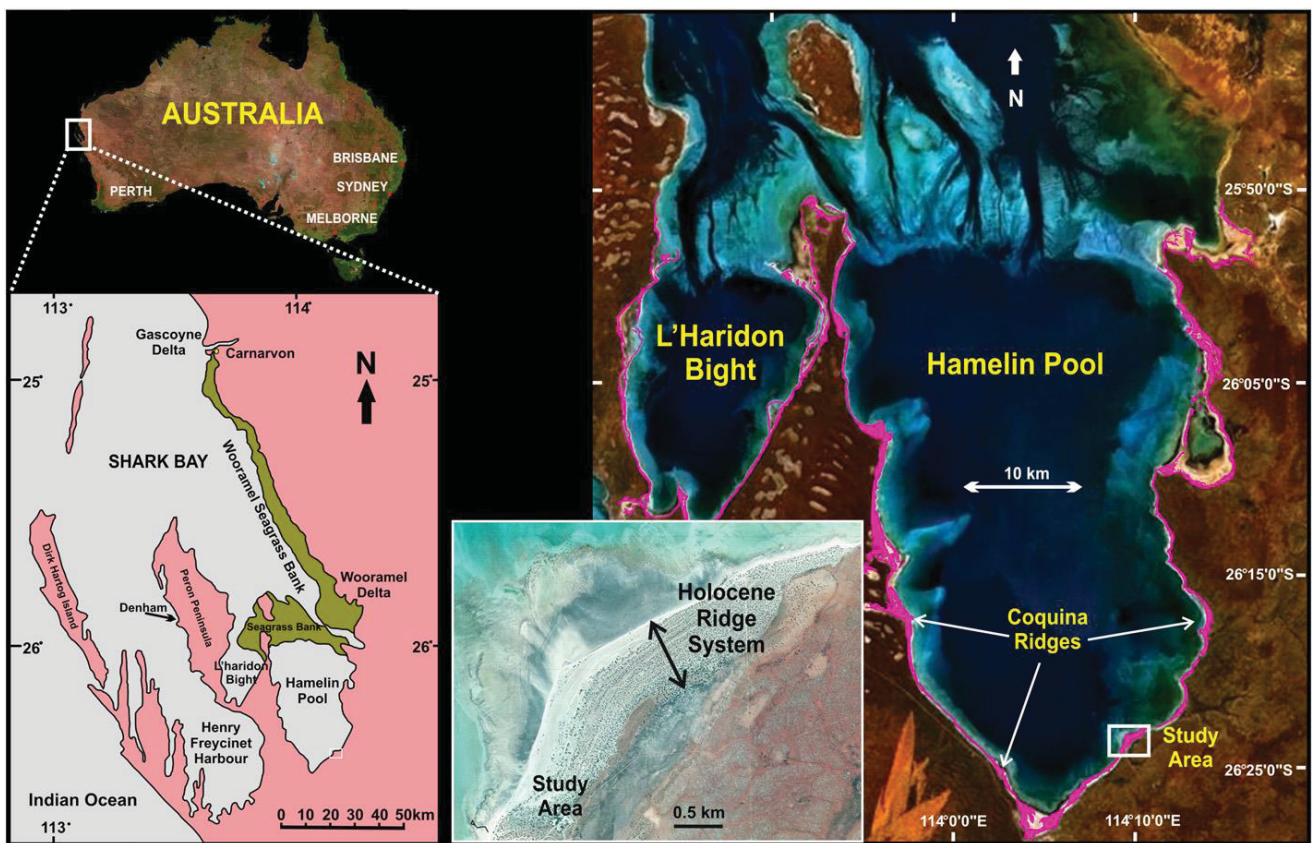


Figura 61: Localização da área de estudo. Fonte: Jahnert *et al.*, 2012.

A abundância de bivalves no contexto de Shark Bay é resultado da restrição biótica do ambiente (Morton, 2000) e da presença endêmica do bivalve *Cardii* da espécie *Fragum erugatum* (Jahnert *et al.*, 2012). Os bivalves se proliferam em águas rasas (menos de 6 m de profundidade) em uma plataforma sublitorânea. A taxa de produção de conchas é de aproximadamente 64g/m² por ano em Hamelin e 467 g/m² por ano em L'Haridon (Berry & Playford, 1997). Esta alta produtividade gera um aporte de sedimentos sujeito à

retrabalhamento principalmente durante tempestades as quais transportam os bioclastos de conchas vivas, e mortas, articuladas e desarticuladas até a linha de costa (Logan *et al.*, 1964).

A hipersalinidade de Shark Bay, acentuada por bancos de algas gramas (*seagrass*), está relacionada com o sistema hidrodinâmico de estuários negativos (Jahnert *et al.*, 2012). De forma geral, o ambiente deposicional é considerado semiaberto, influenciado por tempestades e clima tropical árido, com taxa de evaporação dez vezes maior que a taxa de precipitação, com micromarés e influenciado por ciclones (Logan & Cebulski, 1970; Logan *et al.*, 1964; Jahnert *et al.*, 2012). Estes ciclones ocasionam a geração depósitos de tempestade como washovers, praias e barras bioclásticas (Jahnert *et al.*, 2012).

Nas margens das sub-bacias, sistemas de barras de coquinas são elementos muito comuns. Eles são formados pela acreção e progradação contínua de sedimentos bioclásticos em resposta à regressão holocênica no nível do mar de 2,5 metros durante os últimos 6000 mil anos (Jahnert *et al.*, 2012). Os bancos de *seagrass* também contribuíram para o raseamento local. Em resposta à regressão, as barras progradam em direção ao mar sobre carbonatos microbiais supramaré-intramaré. A barras apresentam altura máxima entre 7,1 e 8,6 metros e a análise isotópica não calibrada indica que as idades variam entre 3760 ± 35 ¹⁴C anos e 4040 ± 35 ¹⁴C anos. Os tamanhos de 4355 fragmentos bioclásticos analisados variam entre 5 e 9 mm (Jahnert *et al.*, 2012).

De forma geral, os sistemas de barras de coquinas foram depositados por ondas, surgências de tempestade (storm surge) e swash em resposta a intensas atividades de tempestades (Jahnert *et al.*, 2012). Os depósitos formam três unidades, ou categorias deposicionais, que transitam gradacionalmente em direção ao continente (Figura 62): (a) camadas tabulares com um mergulho suave em direção ao mar e compostas por conchas mal selecionadas (com clastos polidos dispersos) alternada com camadas sub-paralelas de conchas organizadas, (b) barras convexas compostas com finas camadas de conchas bem organizadas com o lado convexo para cima e com estratificação cruzada de baixo ângulo e (c) depósitos de washover compostos por detritos de conchas muito mal selecionadas na forma de lóbulos com clastos, fragmentos de calcretes (Jahnert *et al.*, 2012).

As camadas tabulares (categoria 1) possuem entre 10 a 60 cm de espessura e baixa inclinação (<20°) em direção à bacia (Jahnert *et al.*, 2012). São compostas por

bioclastos de bivalves grossos e não orientados e seixos aplainados. As camadas ocorrem intercaladas com camadas subparalelas com 1 a 20 cm de espessura formadas por fragmentos de conchas organizados. Um único sistema de camadas tabulares é composto por sequências com 5 a 12 camadas. Cada camada é depositada na face de uma barra enquanto o sistema cresce em direção à bacia por acreção lateral (Figura 62). As camadas tabulares formam um sistema de barras com baixa inclinação superficial e evidências erosivas que servem de suporte para alguns depósitos de barras convexas e depósitos de washover (Jahnert *et al.*, 2012).

Barras convexas (categoria 2), por sua vez, são arredondadas, suavizadas e ocorrem paralelas à costa sobre as camadas tabulares ou sobre relevos pré-existentes (Figura 62; Jahnert *et al.*, 2012). As barras são separadas por swales e compostas por camadas com alguns centímetros de espessura (1-5 cm) formadas por conchas organizadas com convexidade para cima, estratificação de baixo ângulo e truncamentos dos bioclastos. As barras neste caso atingem até 9 metros de altura acima do nível do mar. Em adição, são muito bem vegetadas por arbustos costeiros e pequenas árvores e são distintivamente acastanhadas devido a presença de argila e matéria orgânica. As barras convexas são muito provavelmente construídas por volumes de água que ultrapassavam suavemente as barras orientando os bioclastos. Na porção continental de algumas barras convexas ocorrem depósitos progradacionais de alto ângulo que podem ter sido formados por processos eólicos (Jahnert *et al.*, 2012).

A última categoria deposicional (categoria 3) são os depósitos de washover (Figura 62; Jahnert *et al.*, 2012). Neste caso eles são lobados e distribuídos principalmente nas porções backshore do sistema e em alguns casos constroem camadas transgressivas relativas e leques de washover. São compostos por bioclastos mal selecionados, de tamanho relativamente grande (2-5 cm) que muitas vezes ocorrem com bioclastos corroídos retrabalhados a partir das camadas pleistocênicas subjacentes. Os depósitos de washover são progradantes em direção ao continente ou agradacionais com morfologias internas sigmoidais (Jahnert *et al.*, 2012).

Seções *dip* obtidas com auxílio do GPR indicam a predominância das camadas tabulares (categoria 1) com baixo mergulho em direção à bacia (Figura 62; Jahnert *et al.*, 2012). Os mergulhos e arranjos das camadas são progressivamente diferentes entre si.

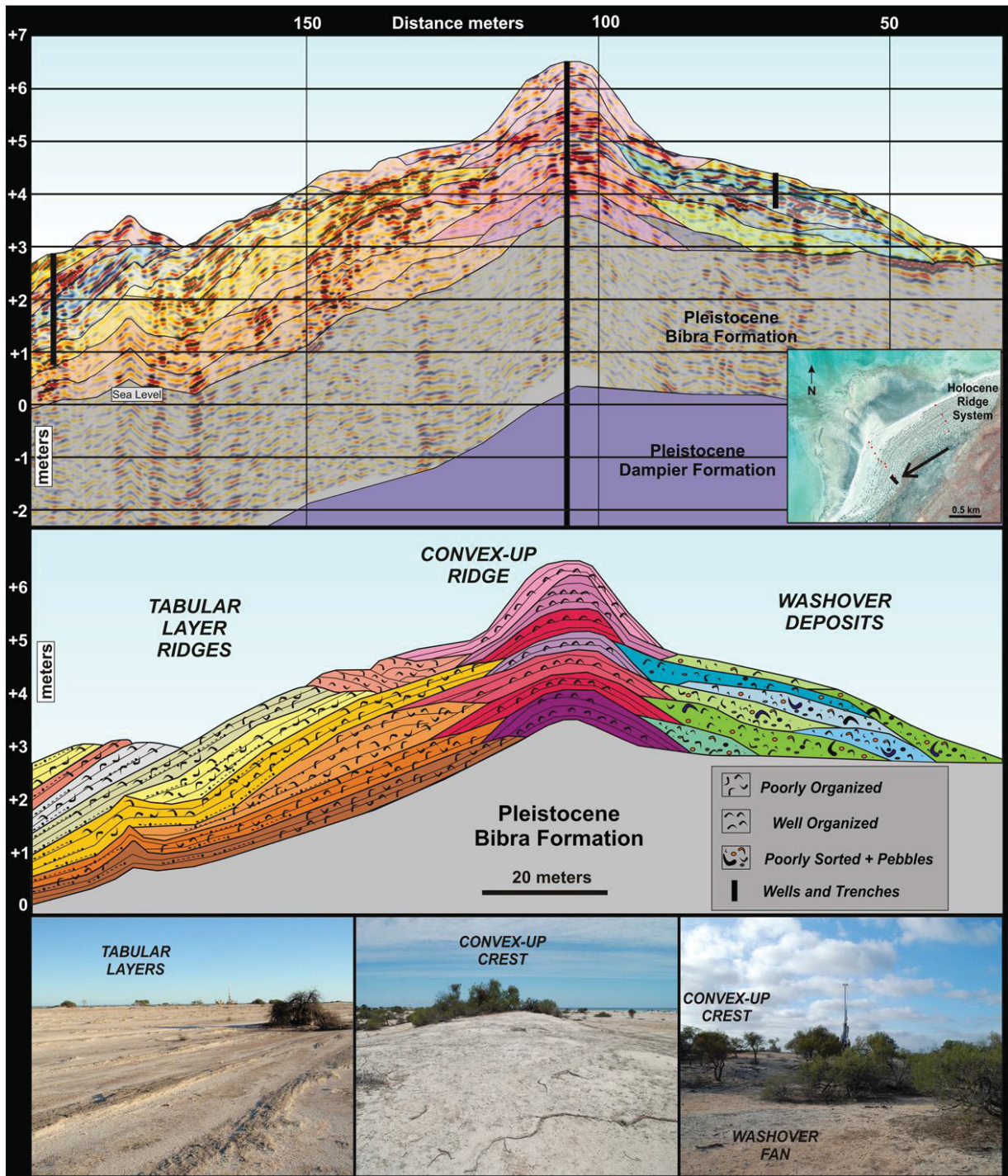


Figura 62: Imagem do sistema de barras com indicação dos diferentes tipos de arranjos (categorias), da esquerda para a direita: barras com camadas tabulares, barras convexas e depósitos de washover. Fonte: Jahnert *et al.* (2012).

A acreção lateral que domina o complexo de cristais é interrompida esporadicamente por eventos erosivos ou interrompidos e sobrepostos por barras convexas. Eventos de alta energia são capazes de varrer a plataforma sublitorânea e transportar grandes volumes de conchas de bivalves para as áreas costeiras. Na área de estudo, variações na energia e direção das ondas de tempestades ou ocasionadas por

ciclones resultam nas camadas com arranjos diferenciados. Pacotes com arranjos diferentes aos das três categorias deposicionais são denominados de radar sets e são construídos por eventos com energia distintivamente alta (Jahnert *et al.*, 2012).

2.18.2 Formação Morro do Chaves

As coquinas da pedreira Atol da Formação Morro do Chaves, Bacia do Sergipe-Alagoas, ocorrem intercaladas com mudstones, siltitos e arenitos (Tavares *et al.*, 2015). As coquinas foram depositadas no andar Jiquá durante um trato de sistema transgressivo de terceira ordem e ocorrem sobrepostas a depósitos fluviais da Formação Penedo (Azambuja *et al.*, 1998). O contato superior da Formação Morro do Chaves é com a Formação Coqueiro Seco e indica aumento progressivo de influência continental na bacia. A espessura da sequência de coquinas varia entre 50 e 350 metros, sendo que as maiores espessuras ocorrem associadas a blocos falhados (Azambuja *et al.*, 1998).

O principal componente das coquinas é calcita de neomorfismo a partir da aragonita e os bioclastos são principalmente de moluscos bivalves (Tavares *et al.*, 2015). Ostracodes e gastrópodes também ocorrem em menor quantidade. A matriz é micrítica, argilosa, siliciclástica e é composta principalmente por quartzo e litoclastos (Tavares *et al.*, 2015). Mudstones são ricos em fragmentos de peixes e em ostracodes (Souza Lima *et al.*, 2002). Os aspectos tafonômicos observados nas conchas de bivalves indicam retrabalhamento e sugerem que são parautóctones ou alóctones (Teixeira, 2012; Tavares *et al.*, 2015).

O modelo proposto para as coquinas da Pedreira Atol (Figura 63) é uma plataforma lacustre rasa desenvolvida em altos estruturais na margem flexural do rifte com pouca influência continental (Teixeira, 2012). As conchas são oriundas de diferentes locais do paleolago e foram transportadas principalmente por ondas de tempestade (Tavares *et al.*, 2015). As ondas de tempestade e surgências transportam as conchas até a costa formando praias sublitorâneas e litorâneas (Tavares *et al.*, 2015).

Falhas associadas aos limites do rifte foram responsáveis pela geração de depocentros dentro dos quais as coquinas atingiram até 300 metros (Azambuja *et al.*, 1998). Anticlinais e estruturas de rollover deram origem a altos estruturais isolados que

favoreceram o isolamento entre diferentes corpos d'água formados nos depocentros. Gretas de contração indicam frequentes flutuações no nível do lago, porém há discussões acerca da origem como sendo efetivamente gretas de ressecamento (Teixeira, 2012). Durante períodos secos, o balanço negativo do lago é responsável pelo isolamento de partes do lago, onde foram depositados folhelhos ricos em matéria orgânica (Azambuja *et al.*, 1998; Tavares *et al.*, 2015).

Tavares *et al.* (2015) definem seis fácies diferentes para as coquinas da Formação Morro do Chaves na pedreira Atol. As fácies são baseadas em Muniz (2013) e Muniz & Bosence (2011). As fácies Fv e Fp são folhelhos laminados verdes e pretos, respectivamente, com ostracodes, fragmentos de peixes e, na fácies Fp, pirita. A fácies Fv foi formada em ambiente de baixa energia em condições subanóxicas enquanto que a fácies Fp representa períodos de condições anóxicas do lago. A distribuição das fácies pode ser observada na Figura 63.

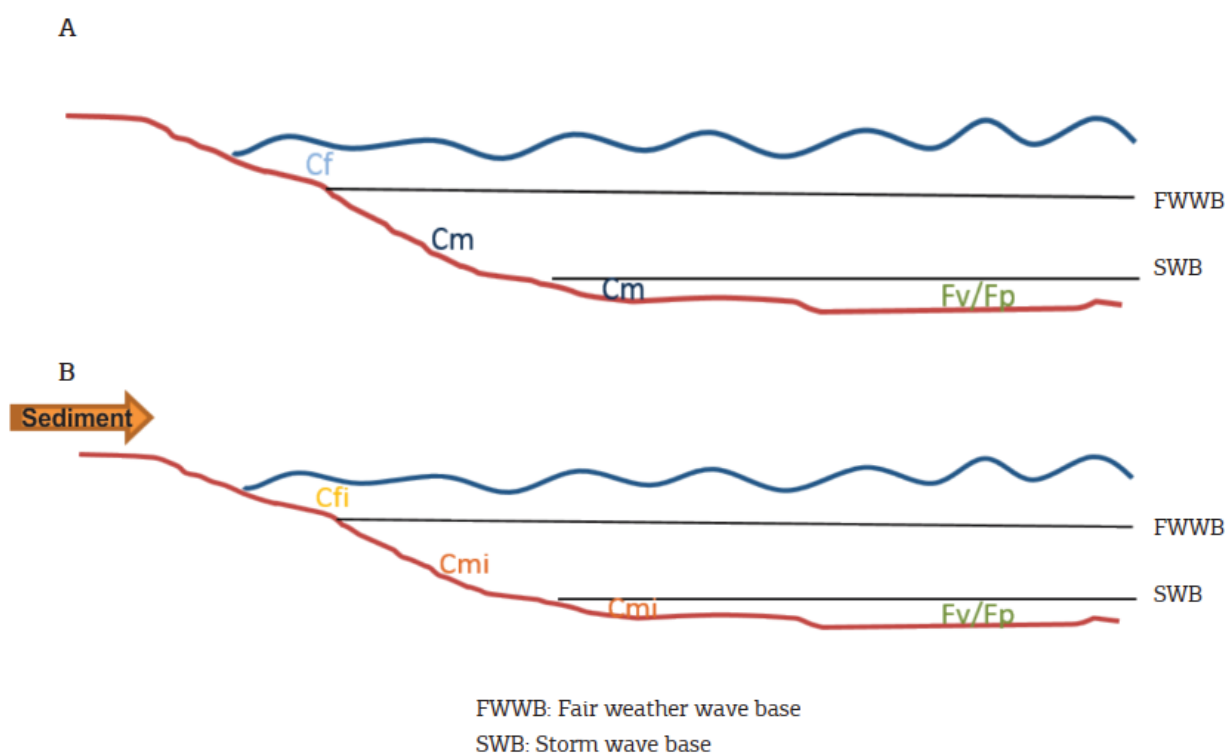


Figura 63: Modelo de fácies para a sucessão da Formação Morro de Chaves na Pedreira Atol. (A) Distribuição de fácies de plataforma carbonática e (B) indicando o aumento da influência siliciclástica na plataforma carbonática. FWWB = nível de base das ondas de tempo bom, SWB = nível de base das ondas de tempestade. Fonte: Tavares *et al.*, 2015

Coquinas fragmentadas sem micrita (fácies Cf; Figura 64A-B) possuem mais de 80% de conchas fragmentadas, menos de 10% de micrita e menos de 10% de minerais siliciclásticos. Os bioclastos que compõem as coquinas apresentam granulação entre areia muito grossa e grânulo, são bem a moderadamente selecionados e majoritariamente fragmentados. Alguns bioclastos do tamanho de silte e argila não estão fragmentados. Possíveis intraclastos e raros ostracodes ocorrem associados. Em escala de afloramento, as coquinas da fácies Cf ocorrem com acamamento plano-paralelo, com estratificação cruzada de baixo ângulo ou apresentam estrutura maciça (Tavares *et al.*, 2015). As camadas são métricas e podem ocorrer de forma amalgamada com espessuras de até 6,7 metros.

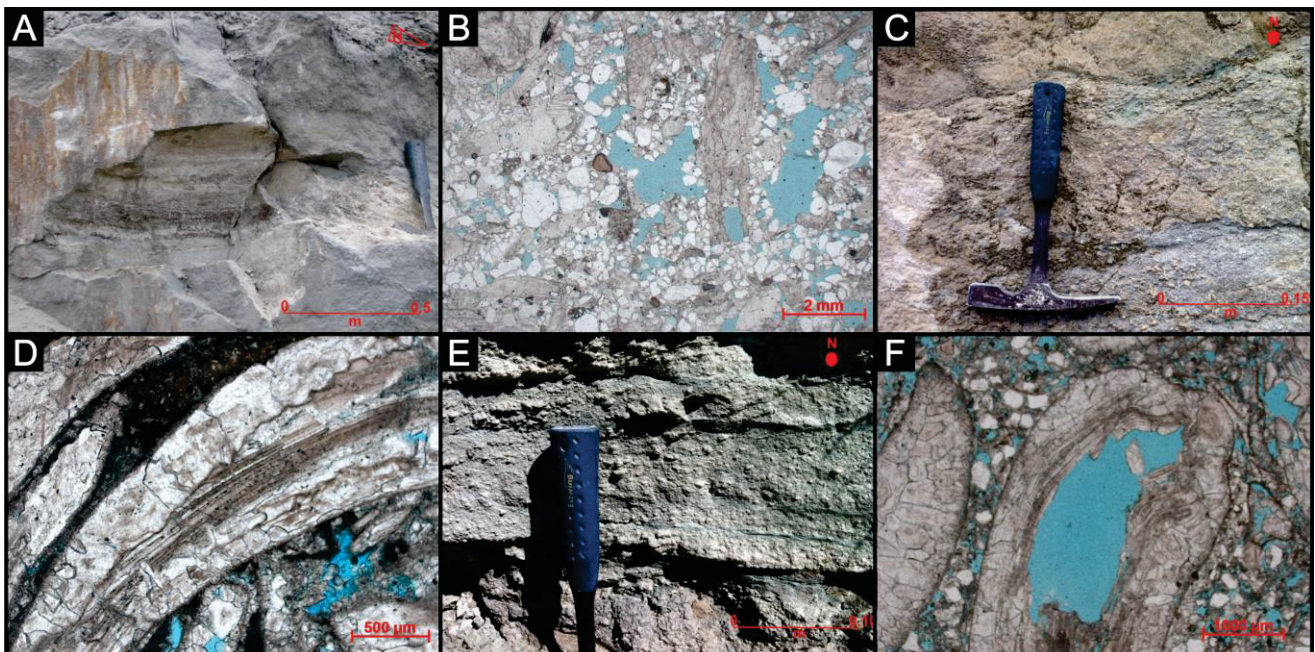


Figura 64: Coquinas da Pedreira Atol, Formação Morro do Chaves, da fácies Cfi em (A) afloramento e (B) sob o microscópio óptico, da fácies Cm em (C) afloramento e (D) sob o microscópio óptico e da fácies Cmi em (E) afloramento e (F) sob o microscópio óptico. Fonte: Tavares *et al.*, 2015.

Coquinas da fácies Cfi são impuras, fragmentadas e sem micrita. Apresentam mais de 40% de conchas fragmentadas, menos de 10% de micrita e mais de 10% de minerais siliciclásticos (Tavares *et al.*, 2015). A granulação varia entre areia muito grossa a tamanho de seixo e os bioclastos são moderadamente a mal selecionados. A matriz é mal selecionada e composta por grãos de quartzo e fragmento líticos. Intraclastos de argila podem ocorrer associados a matriz formando pseudomatriz. Em mesoescala, as coquinas ocorrem com estratificações plano-paralela e cruzada de baixo ângulo e estratificações indiferenciáveis também são observadas (Tavares *et al.*, 2015). As fácies Cf e Cfi são

depósitos alóctones de moluscos bivalves depositados em ambiente lacustre subaquoso intermediário acima da base de ondas de tempo bom. As coquinas formam depósitos de barra subaquosas sem sinais de exposição subaérea. A alta fragmentação das conchas indica retrabalhamento constante em ambiente de energia média. As estratificações plano-paralela e cruzada são indicativas de possível fluxo oscilatório entre ondas de energia média e ondas de tempestade (Tavares *et al.*, 2015).

Coquinas não fragmentadas puras e impuras são englobadas pelas fácies Cm (Figura 64C-D) e Cmi (Figura 64E-F), respectivamente. Ambas as fácies ocorrem com bioclastos com granulação entre grânulo e seixo e moderadamente selecionadas. Na fácies Cm, os bioclastos apresentam empacotamento denso com orientação das conchas paralelamente ao acamamento. As conchas foram orientadas por compactação física. Os bivalves da fácies Cmi ocorrem associados com raros gastrópodes e ostracodes na matriz das rochas. Entre 10 e 35% do arcabouço é terrígeno formado por quartzo e raros fragmentos líticos. As fácies Cm e Cmi são formadas por bivalves parautóctones depositados em ambiente lacustre profundo entre a base de ondas de tempo bom e a base de ondas de tempestade (Tavares *et al.*, 2015).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A presente pesquisa foi realizada nas dependências da Universidade Federal do Paraná no Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST) e em computador pessoal. As etapas para realização do trabalho foram: (1) descrição das amostras, (2) descrição dos testemunhos, (3) análise de fácies, (4) interpretação dos perfis compostos, (5) correlação dos poços, (6) amarração poço-sísmica, (7) interpretação sísmica e (8) geração do modelo deposicional (Figura 65).



Figura 65: Métodos aplicados para realização do trabalho.

3.1 BANCO DE DADOS

O banco de dados foi disponibilizado pela ANP (Agência Nacional do Petróleo) mediante dois processos de solicitação de dados públicos. A primeira solicitação, realizada no dia 06/08/19, gerou o processo nº 9880. Os dados foram recebidos no dia 27/09/2019. A segunda solicitação foi gerada no dia 05/11/2019 e gerou o número de processo 10096. Os dados foram enviados no dia 28/01/2020. Os dados obtidos em cada uma das solicitações estão descritos na Tabela 3. O volume sísmico do levantamento 0302_FRANCO_DMO e as

seções do levantamento 0258_2D não serviram aos objetivos do trabalho. Portanto, apenas o volume sísmico R0276_BS_500_FRANCO_FLORIM foi utilizado.

Tabela 3: Dados obtidos correspondentes através dos dois processos de solicitação à ANP.

SOLICITAÇÃO 1 – Processo nº 9880
Volume sísmico do levantamento 0302_FRANCO_DMO
Seções sísmicas do levantamento 0258_2D
129 poços do pré e pós-sal contendo os arquivos de poços, perfis compostos, perfis digitais e fotografias de amostras de rocha
SOLICITAÇÃO 2 – Processo nº10096
Volume sísmico do levantamento R0276_BS_500_FRANCO_FLORIM

Para o desenvolvimento da pesquisa, foram selecionados os quatorze poços compilados na Tabela 4. Entre estes, apenas 12 dispunham de fotografias de rochas (Tabela 4) e, dentre esses, os poços 9-BUZ-2 e 9-BUZ-8 são os únicos sem fotografias de rochas de coquinas. No total, foram descritas 912 fotografias de amostras tanto da Formação Itapema quanto da Barra Velha em todos os poços da Tabela 4. Dentre estas, 695 são amostras da Formação Itapema (Figura 66). A espessura da Formação Itapema varia entre 98 e 314 metros e o intervalo de amostragem entre 3 mm e 48 metros.

Tabela 4: Poços selecionados para os trabalhos com os códigos de identificação da ANP e da Petrobras.

CÓDIGO ANP	CÓDIGO PETROBRAS
2-ANP-1	2-ANP-1
2-ANP-2A	2-ANP-2A
3-BRSA-944	3-RJS-688A
3-BRSA-1053	3-RJS-699
3-BRSA-1064	3-RJS-700
3-BRSA-1184	3-RJS-723
8-BUZ-5	8-BUZ-6
9-BRSA-1159	9-RJS-709
9-BUZ-1	9-BUZ-1
9-BUZ-2	9-BUZ-2
9-BUZ-3	9-BUZ-3
9-BUZ-4	9-BUZ-4
9-BUZ-7	9-BUZ-7
9-BUZ-8	9-BUZ-8

Tabela 5: Poços com dados de rocha e quantidade correspondente de fotografias de amostras da Formação Itapema.

Código do Poço	Perfil Composto	Dados de Rocha (fotografias)			Número de Amostras da Formação Itapema
		Testemunho	Amostra Lateral	Lâminas Delgadas	
2-ANP-1-RJS	X	X	-	X	100
2-ANP-2A-RJS	X	X	X	X	186
3-BRSA-1053-RJS	X	-	-	X	58
3-BRSA-944A-RJS	X	X	X	X	63
8-BUZ-5-RJS	-	-	-	X	34
9-BRSA-1159-RJS	X	-	-	X	192
9-BUZ-1-RJS	-	X	-	X	73
9-BUZ-2-RJS	-	-	-	X	87
9-BUZ-3-RJS	-	-	-	X	17
9-BUZ-4-RJS	-	-	-	X	48
9-BUZ-7-RJS	-	-	-	X	28
9-BUZ-8-RJS	-	-	-	X	26
Total de amostras descritas: 912					

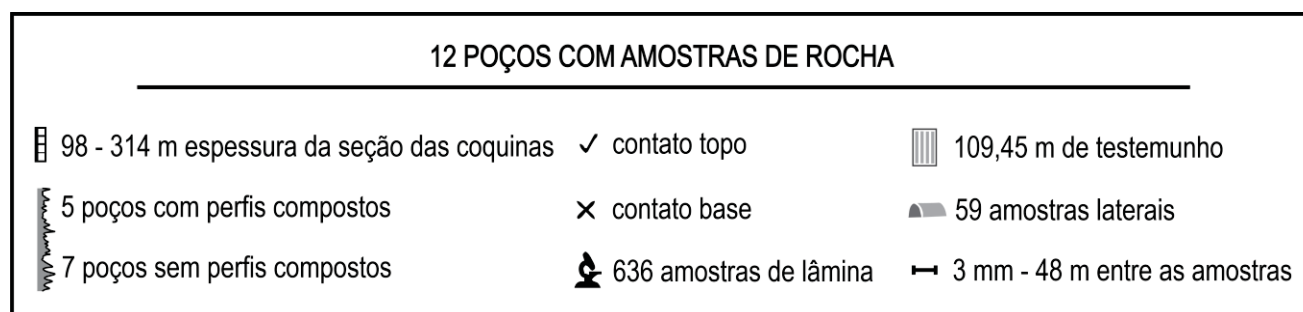


Figura 66: Relação da quantidade de dados totais para os poços com fotografias de amostras de rocha.

3.2 DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS

Todos os poços selecionados para realização desta etapa da pesquisa apresentam fotografias de rocha obtidas por diferentes empresas e disponibilizadas pela ANP. Com exceção dos dados do poço 3-BRSA-944, os dados de rocha são fotografias de lâminas distribuídas verticalmente pelos poços. No caso do poço 3-BRSA-944, os dados são fotografias de amostras laterais em seção longitudinal e transversal. Além disto, os poços 9-BUZ-1 e 2-ANP-2A apresentam o total de 109,5 metros de testemunho dentro da sequência das coquinas. Entre todos os poços, as fotografias de lâminas delgadas de coquinas totalizam 695 amostras e foram o principal foco na etapa de descrição de amostras. A

descrição das amostras de coquinas seguiu a seguinte ordem de parâmetros: textura da rocha, de acordo com Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971), porosidade (de acordo com Choquette & Pray, 1970), classes de bioclastos, descrição tafonômica e observações adicionais. Um exemplo preenchido da tabela de descrição consta na Tabela 2.3.

Tabela 6: Exemplo de ficha de descrição de fotografia de amostra de lâmina.

FICHA DE DESCRIÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS	
Poço	9-BRSA-1159
Profundidade:	5692,45
Tipo de Amostra:	Lâmina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA			
1. Arcabouço			
<i>Material albioquímico</i>	% da amostra	% do arcabouço	Tamanho
Intraclastos	x	x	x
Ooides	x	x	x
Pelóides	x	x	x
Oncóides	x	x	x
Bioclastos	85%	100%	0,1 - 7 mm
2. Matriz e Cimento			
15% (recristalizados)			
3. Porosidade (Choquette & Pray, 1970)			
Vugular e móldica			
4. Textura (Dunham, 1962; Embry & Klovan, 1971)			
Rudstone			

DESCRIÇÃO TAFONÔMICA E TAXONÔMICA DOS BIOCLASTOS	
Classes taxonômicas:	Bivalve
Conectividade das valvas:	Nula
Tamanho dos bioclastos de bivalves	0,2 - 1 mm
Seleção das valvas de bivalves:	Mal selecionado
Empacotamento	Denso
Fragmentação	Alta a baixa (variável)
Abrasão:	Média a baixa (variável)
Espessura relativa	Espessura regular
Orientação:	Maciço
Outras observações:	Anatomia interna de alguns bioclastos está preservada

CLASSIFICAÇÃO E INTERPRETAÇÕES	
Fácies	Rmhf (depósitos de washover)
Possíveis Associações de Fácies	Backshore/foreshore

A textura das rochas foi descrita utilizando a classificação de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) e foi distribuída entre: carbonato cristalino, mudstone, wackestone, packstone, grainstone, floatstone e rudstone. Além dos termos listados anteriormente, foi utilizado o termo brecha, para rochas grão-suportadas com grãos altamente angulosos e maiores que 2mm (Flügel, 2004; Terra *et al.*, 2010). Localmente, foram observados depósitos microbiais com estruturas *in situ* que foram descritos com textura boundstone, a partir da classificação de Embry & Klovan (1971). Alguns dos poços apresentam lâminas de rochas siliciclásticas que foram classificadas entre folhelho e siltito, de acordo com a classificação granulométricas de Folk (1961). Os tipos de porosidade das rochas foram descritos utilizando a classificação de Choquette & Pray (1971) e em amostras nas quais não foi identificada porosidade, o termo “não observada” foi utilizado. A permeabilidade das rochas não foi avaliada.

As classes de bioclastos foram descritas a partir da comparação visual da geometria dos bioclastos com exemplos da literatura (*e.g.* Leme, 1995; Carvalho *et al.*, 2000; Holmes, 2001; Muniz *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019). Entre os bioclastos de moluscos bivalves, uma sugestão de identificação das diferentes espécies presentes na área de estudo foi feita a partir de Hessel (1993) e Scholle (1978).

Realizada com base nos trabalhos de Kidwell *et al.* (1986), Mizuno *et al.* (2018) e Oliveira *et al.* (2019), a descrição tafonômica das amostras de coquinas na área de estudo foi realizada mediante a descrição dos seguintes parâmetros: (a) fragmentação, (b) abrasão, (c) orientação, (d) empacotamento, (e) conectividade das valvas, (f) espessura relativa, (g) tamanho dos bioclastos e (h) seleção. Os termos descritivos utilizados para cada um dos parâmetros indicados estão expostos na Figura 67.

O parâmetro de espessura relativa das conchas foi descrito para todas as amostras de coquinas e foi muito importante para a identificação da fácies FRebv, composta por conchas finas intercaladas com lâminas de mudstone. Este parâmetro não consta na literatura e possivelmente é consequência da espécie de molusco bivalve e não consequência de processos tafonômicos pelos quais as conchas foram submetidas. Entretanto, estudos mais profundos são necessários para compreender a aplicabilidade da descrição da espessura de conchas de bivalves em pesquisa sobre coquinas.

Fragmentação	Baixa (0)	Média (1)	Alta (2)	Conectividade	Nula		Conchas Articuladas	
Abrasão	Baixa (0)	Média (1)	Alta (2)	Seleção	Mal Selecionado	Bimodal	Bem Selecionado	
Orientação	Maciço	Organizado/Orientad.	Bem Orientado	Espessura	Conchas Finas	Regulares	Grossas	

Figura 67: Termos descritivos utilizados para classificação tafonômica de conchas de bivalves nas amostras de rocha.

A presença de grãos aloquímicos além dos bioclastos como oncóides, oóides, intraclastos, pelóides, esferulitos e estromatólitos foi essencial para a interpretação de algumas das fácies de coquinas e foram detalhados durante as descrições. Outras observações como presença de óleo, bioerosão, presença de minerais diagenéticos, recristalização da matriz e cimento, minerais e cimentos siliciclásticos, entre outros, constam nas descrições das fotografias, porém, como não foram essenciais para a análise faciológica das coquinas, não serão detalhados.

Interpretações acerca de alterações diagenéticas não foram realizadas devido à ausência das amostras físicas de lâminas e de fotografias com Aluzina-M para identificação de cimentos dolomíticos. Outras problemáticas encontradas durante a descrição das fotografias de rocha, ressalta-se a má qualidade de algumas fotografias, a heterogeneidade do intervalo de amostragem que varia entre, o aumento da objetiva em alguns casos e a impossibilidade de analisar todas as faces dos bioclastos. Não obstante, nenhuma das problemáticas listadas acima impossibilitou a boa realização da pesquisa.

3.3 ANÁLISE DE FÁCIES

Baseada principalmente nos trabalhos de Mizuno *et al.* (2018) e Oliveira *et al.* (2019), a análise de fácies levou em consideração a textura, conteúdo de grãos aloquímicos tafonomia das conchas e fragmentos de conchas de bivalves presentes nas amostras. O código de nomenclatura de cada uma das fácies também seguiu as propostas de Mizuno *et al.* (2018) e Oliveira *et al.* (2019).

O código de uma fácies indica, em letra maiúscula, as principais texturas com as quais a fácies ocorre e, em letra minúscula, as principais características distintivas daquela fácies. As estatísticas de fácies por poço estão organizadas no Anexo 1. Uma fácies foi atribuída para cada uma das 695 amostras (Anexos 2 a 13). Em casos nos quais a fácies não pode ser identificada pela fotografia, a fácies foi atribuída a partir dos perfis log (Anexo 14).

De acordo com Walker & James (1992), o estudo de seções verticais invariavelmente culmina na subdivisão de unidades, cada uma com diferentes características e espessuras. As unidades com características primárias similares podem ser agrupadas em fácies. Entre estas características destacam-se litotipo, estruturas sedimentares e feições biológicas das unidades (Walker & James, 1992).

Fácies podem ser agrupadas em associações, elementos arquitetônicos e/ou sucessões. Associações de fácies, ou elementos arquitetônicos, são grupos nos quais as fácies são geneticamente relacionadas umas com as outras e que apresentam o mesmo significado ambiental (Walker & James, 1992). Fácies podem ser agrupadas em sucessões quando suas características mudam progressivamente e em uma direção específica ao longo de uma seção vertical.

Para a área de estudo, foram divididas em fácies diferentes rochas com características litológicas, texturais, taxonômicas e tafonômicas diferentes. A divisão das fácies pode ser observada no fluxograma da Figura 68. As associações de fácies agruparam as fácies que foram geradas em contextos deposicionais a partir de processos similares. As sucessões de fácies agrupam as associações depositadas durante um momento similar.

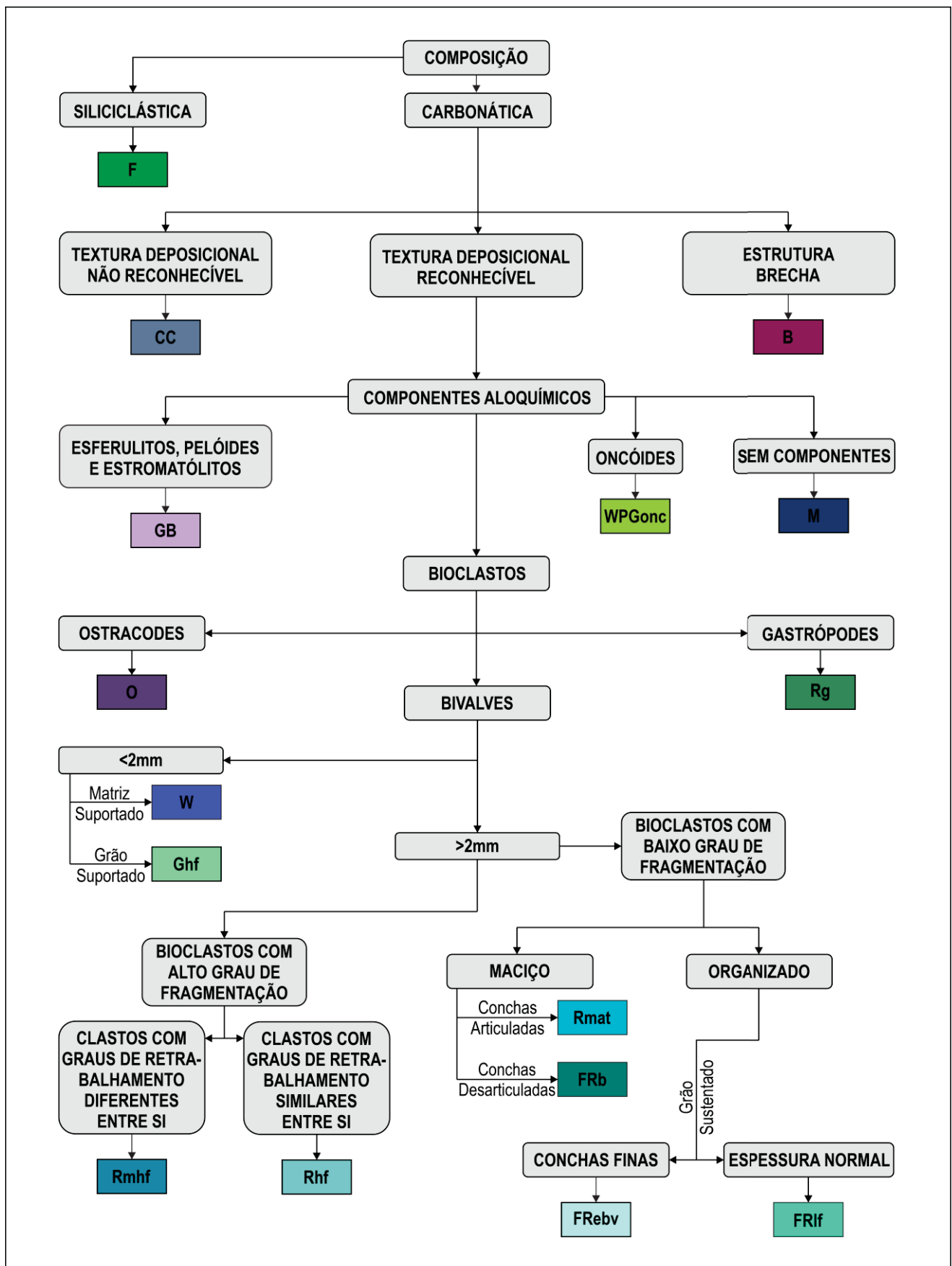


Figura 68: Fluxograma de classificação fácies.

3.4 INTERPRETAÇÃO E CORRELAÇÃO DOS PERFIS PETROFÍSICOS

Inicialmente, os arquivos pdf dos poços selecionados foram digitalizados manualmente utilizando o software aberto Inkscape. Com exceção do perfil de resistividade, todos os perfis disponíveis (gama, densidade, neutrôn e sônico) foram digitalizados e utilizados para a interpretação dos perfis petrofísicos. Após a plotagem de todas as amostras em suas profundidades correspondentes nos perfis compostos, as lacunas foram interpretadas com auxílio dos perfis.

Os poços interpretados foram reunidos em um só arquivo do Inkscape para serem correlacionados. O *datum* selecionado foi o topo do folhelho que marca o contato entre as sequências K38 e K44 na Bacia de Santos (Moreira *et al.*, 2007). O contorno estrutural para a correlação foi extraído do volume sísmico 276_BS_500_FRANCO_FLORIM. A extração foi realizada a partir de uma seção de visualização ligando todos os poços no software Opendtect denominada de *random line* (linha aleatória). O contorno estrutural foi mapeado na sísmica e copiado para o arquivo de correlação dos poços. As unidades com fácies, associações ou sucessões similares foram correlacionadas entre os poços com auxílio do log gama, do empilhamento de fácies e do contorno estrutural.

Devido a problemas de compatibilidade dos arquivos .LAS e .DLIS dos poços com os softwares disponibilizados para a pesquisa, não foi possível recuperar todos os arquivos de perfil dos poços. Portanto, os poços 8-BUZ-5, 9-BUZ-1, 9-BUZ-4, 9-BUZ-7 a interpretação dos perfis e correlação com os outros poços foi realizada apenas com base no perfil de raios gama, além das amostras de rocha. Os poços 3-BRSA-1064 e 3-BRSA-1184, os quais não possuem amostras de rocha, foram correlacionados com os outros poços utilizando também apenas o perfil de raios gama.

3.5 AMARRAÇÃO POÇOS E SÍSMICA

Os arquivos de poço dos poços selecionados para a presente pesquisa foram entregues pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) em dois formatos: DLIS e TIF. Ambos os tipos de arquivos são incompatíveis com o software Opendtect, que lê apenas o arquivo

tipo LAS. Para tanto, os arquivos foram convertidos utilizando o software aberto Toolbox da empresa Schlumberger, mais especificamente o aplicativo *DLIS to ASCII*.

Os perfis digitais em formato DLIS estão divididos em diversos outros arquivos DLIS. O número de arquivos DLIS para cada um dos poços está plotado na Tabela 7. Para compreender quais arquivos DLIS são os corretos, foi necessário abrir um por um e selecionar os canais desejados (Figura 69), sendo estes: profundidade, perfil de raios gama, resistividade, densidade e sônico (delta-P compressional). Quando presente, foram selecionados também os perfis de nêutron e caliper.

Em alguns poços, os perfis estavam distribuídos em dois ou mais arquivos DLIS diferentes, para tanto, foi utilizado o aplicativo Log Data Composer também do Toolbox para combinar os arquivos em um único arquivo LAS. Entretanto, quando exportados, alguns dos perfis de delta compressional não foram obtidos. Desta forma, mesmo quando dados de chekshot estavam disponíveis para um poço, não foi possível realizar a amarração, uma vez que o software Opendtect necessita invariavelmente do perfil sônico delta-P para tanto.

Tabela 7: Dados de perfis digitais dos poços selecionados para o trabalho com o sistema de coordenadas, altura da mesa rotativa, tipo de arquivo e número de arquivos. Em destaque, poços cujos perfis foram satisfatoriamente amarrados com a sísmica.

Poço	Sistema de Coordenadas	Datum	Tipo de Arquivo	Número de Arquivos DLIS
2-ANP-1	SAD69	MR (25)	dliis	23
3-BRSA-944	SAD69	MR (26)	dliis	33
3-BRSA-1053	SAD69	MR (18)	dliis	32
3-BRSA-1064	SAD70	MR (32)	dliis	24
3-BRSA-1184	SAD69	MR (33)	dliis	24
3-BRSA-1195	SAD69	MR (31)	dliis	26
8-BUZ-5	SIRGAS2000	MR (24)	tiff	-
8-BUZ-9	SIRGAS2000	MR (32)	tiff	-
8-BUZ-11A	SIRGAS2000	MR (32)	tiff	-
8-BUZ-15	SIRGAS2000	MR (25)	tiff	-
9-BRSA-1159	SAD69	MR (32)	dliis	15
9-BUZ-1	SAD69	MR (27)	tiff	-
9-BUZ-2	SAD69	MR (31)	tiff	-
9-BUZ-3	SIRGAS2000	MR (24)	dliis	14
9-BUZ-4	SAD69	MR (33)	tiff	-
9-BUZ-7	SIRGAS2000	MR (26)	tiff	-
9-BUZ-8	SIRGAS2001	MR (25)	tiff	-

Tool : All Items Show only included Show Absent Values									
Incl	DLIS Name	Unit	Format	Availability	Long Name	Tool	Display Name	Interpolation	
<input type="checkbox"/>	DCAL	IN	F12.4	CUSTOMER	Differential Caliper			Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FCD	IN	F12.4	CUSTOMER	Future Casing Diameter			Straight Line	
<input type="checkbox"/>	HDAR	IN	F12.4	CUSTOMER	Hole Diameter from Area			Straight Line	
<input type="checkbox"/>	IHV	M3	F12.4	CUSTOMER	Integrated Hole Volume			Straight Line	
<input type="checkbox"/>	ICV	M3	F12.4	CUSTOMER	Integrated Cement Volume			Straight Line	
<input type="checkbox"/>	IDWD	.1IN	F12.4	CUSTOMER	Integrated Depth Wheel Depth			Straight Line	
<input type="checkbox"/>	SCD	.1IN	F12.4	CUSTOMER	Speed Corrected Depth			Straight Line	
<input type="checkbox"/>	SCDV	F/HR	F12.4	CUSTOMER	Speed Corrected Depth Velocity			Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FFD[0]	US	I10	CUSTOMER	FIFO Delay Index	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	A3G[0]		I10	CUSTOMER	Acquisition Applied Gain Index	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	AWBK[0]	DB	F12.4	CUSTOMER	Amplitude of Echo	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	TTBK[0]	US	F12.4	CUSTOMER	Transit Time	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCMX	IN	F12.4	CUSTOMER	Corrected Radius Maximum Value	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCMN	IN	F12.4	CUSTOMER	Corrected Radius Minimum Value	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCAV	IN	F12.4	CUSTOMER	Corrected Radius Average Value	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	WINS		F12.4	CUSTOMER	Sliding Window Start Index	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RSAV	RPS	F12.4	CUSTOMER	Motor Revolution Speed	UBIE		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	AX	M/S2	F12.4	CUSTOMER	Acceleration X-Axis	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	AY	M/S2	F12.4	CUSTOMER	Acceleration Y-Axis	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	AZ	M/S2	F12.4	CUSTOMER	Acceleration Z-Axis	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FX	A/M	F12.4	CUSTOMER	Magnetometer X-Axis	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FY	A/M	F12.4	CUSTOMER	Magnetometer Y-Axis	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FZ	A/M	F12.4	CUSTOMER	Magnetometer Z-Axis	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCAX		F12.4	CUSTOMER	Raw Acceleration X Component	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCAY		F12.4	CUSTOMER	Raw Acceleration Y Component	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCAZ		F12.4	CUSTOMER	Raw Acceleration Z Component	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCFX		F12.4	CUSTOMER	Raw Magnetometer X-Component	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCFY		F12.4	CUSTOMER	Raw Magnetometer Y-Component	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCFZ		F12.4	CUSTOMER	Raw Magnetometer Z-Component	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	ACTE	DEGC	F12.4	CUSTOMER	Accelerometer Temperature	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	MAGTEMP	DEGC	F12.4	CUSTOMER	Magnetometer Temperature	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	CTEM_GPITF	DEGC	F12.4	CUSTOMER	Board Temperature	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FCAX	M/S2	F12.4	CUSTOMER	Fast Channel (High Resolution) X Acceleration	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FCAY	M/S2	F12.4	CUSTOMER	Fast Channel (High Resolution) Y Acceleration	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FCAZ	M/S2	F12.4	CUSTOMER	Fast Channel (High Resolution) Z Acceleration	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCFCAX		F12.4	CUSTOMER	Raw Fast Channel (High Resolution) Acceleration X Co	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCFCAY		F12.4	CUSTOMER	Raw Fast Channel (High Resolution) Acceleration Y Co	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	RCFCAZ		F12.4	CUSTOMER	Raw Fast Channel (High Resolution) Acceleration Z Co	GPIT-F		Straight Line	
<input type="checkbox"/>	FTIM	MS	F12.4	CUSTOMER	Fast Channels Acquisition Time	GPIT-F		Straight Line	

Figura 69: Exemplo dos canais disponíveis em cada arquivo DLIS para o poço 2-ANP-1.

Os perfis petrofísicos que foram efetivamente amarrados com o volume sísmico foram os dos poços: 2-ANP-1, 9-BRSA-1159, 3-BRSA-944 e 9-BUZ-1. Para estes poços, foi identificada a altura mesa rotativa (MD) ou Kelly Bushing (KB) e o sistema de coordenadas. A compilação destas informações pode ser observada na Tabela 7. Neste caso, todos os arquivos estavam no sistema UTM SAD 69 enquanto a sísmica está no sistema UTM SIRGAS 2000. As coordenadas de cada poço foram convertidas utilizando um domínio online de acesso livre. Além disto, dos valores de profundidade vertical real (*true vertical depth*) foram subtraídos o valor de MD (KB) correspondente de cada poço.

Os poços foram carregados no software Opendtect utilizando a opção *Import > Well > ASCII > Track*. Os dados de checkshot, disponíveis para todos os quatro poços, também foram carregados durante esta etapa. Ao dado de checkshot, foi necessário adicionar uma

linha com o valor da KB e o valor zero de tempo. Para carregar o arquivo de checkshot, foi utilizado o tempo de ida (*one way time*; OWT).

Posteriormente, foram adicionados os perfis de cada poço utilizando a opção *Import > Well > ASCII > Log*. Após o carregamento dos perfis, foi gerado um arquivo de marcadores estratigráficos que foram carregados para cada um dos poços na opção *Manage > Well > Edit Marker For Well*. Os marcadores selecionados foram fundo do mar, topo do sal e base do sal pois representam altos valores de contraste impedância acústica. Para efetivamente amarrar os poços com a sísmica, foi selecionada a opção *Tie Well To Seismic* (Figura 70). Os marcadores estratigráficos, disponibilizados no perfil sintético, foram associados de acordo com os valores de impedância acústica correspondentes no perfil de *wavelet* da sísmica. Desta forma, os quatro poços foram amarrados permitindo a interpretação correta dos horizontes de topo e base das coquinas.

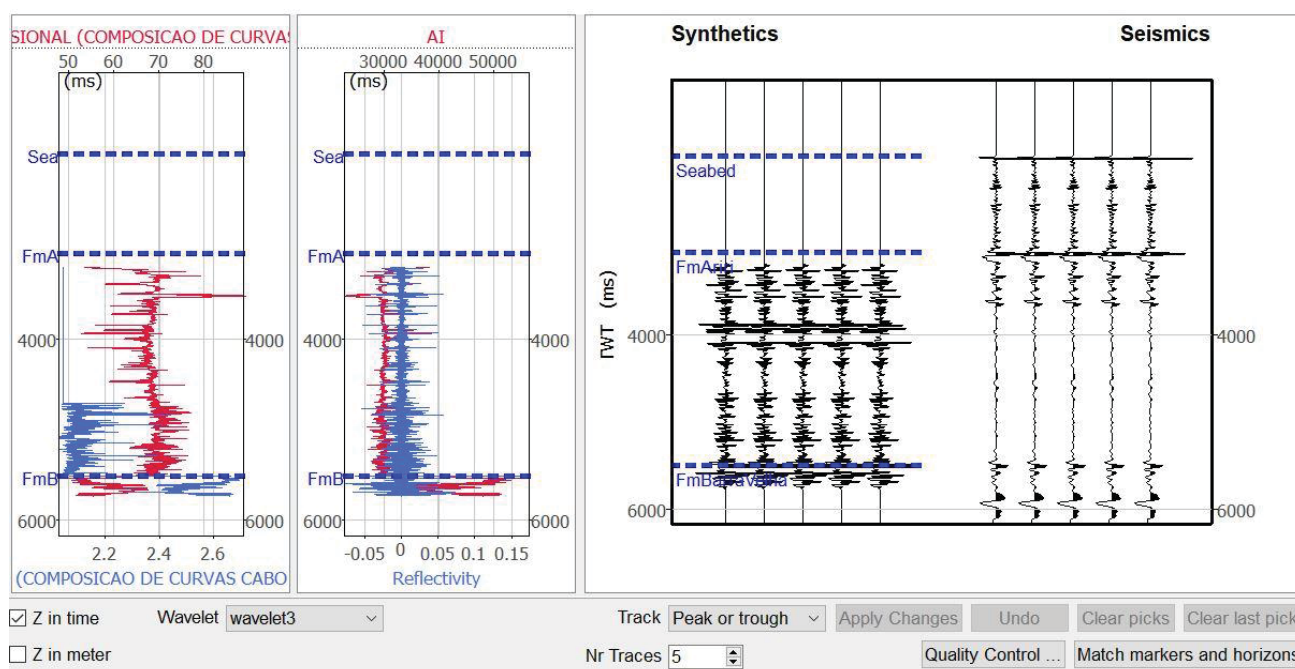


Figura 70: Exemplo de amarração do poço 9-BRSA-1159 com os marcadores selecionados.

3.6 MAPEAMENTO SÍSMICO

Dois volumes sísmicos foram solicitados para ANP: levantamento 0302_FRANCO_FLORIM e levantamento 276_BS_500_FRANCO_FLORIM. O volume

processado do primeiro levantamento não apresenta boas imagens da seção do pré-sal, e, portanto, apenas o segundo foi utilizado.

O volume foi carregado, mapeado e interpretado utilizando a versão livre e gratuita do software Opendtect 6.2. Os horizontes mapeados foram: fundo do mar, topo do sal, base do sal, contato entre as sequências K44 e K46 na Formação Barra Velha, topo e base da sequência K38 (coquinas da Formação Itapema) e topo do embasamento (cristalino e econômico). O horizonte correspondente ao topo da sequência K38 é um pico de contraste impedância acústica positiva, os demais são horizontes associados a contrastes de impedância acústica negativa.

O fundo do mar foi mapeado em uma malha regular com step 100 nas seções crossline e inline. O topo do sal foi mapeado em malha regular com step 50 para ambas as direções principais. Os demais horizontes foram mapeados com mais detalhe, primeiramente em malha regular com step 50 nas crosslines e inline para reconhecimento preliminar da área e posteriormente com step 10 para as seções inline. Devido à capacidade de processamento dos computadores utilizados para a realização da pesquisa, foi mantido o step 50 para as seções crossline. É importante ressaltar que o mapeamento foi realizado concomitantemente para todos os horizontes e utilizando várias seções inline e crossline ao mesmo tempo. As falhas foram mapeadas utilizando a ferramenta *fault stick* do Opendtect.

No software Opendtect, o mapeamento de um horizonte pode ser realizado de duas formas: (a) seleção manual e (b) seleção automática. Como determinado por Dorn (1998) e Brown (2005), a melhor ferramenta para mapeamento de horizontes estratigráficos é a seleção automática (automatic tracking). Neste caso, o intérprete deve adicionar um ponto de partida, denominado *seed*, a partir do qual o software vai expandir lateralmente a seleção para todos os pontos adjacentes nos quais o contraste de impedância acústica permanece numericamente o mesmo. No atual estudo, porém, a principal ferramenta utilizada para o mapeamento dos horizontes foi a “*manual tracking*”, uma vez que a ferramenta *automatic tracking* não se mostrou eficiente.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados e discussões da pesquisa foram divididos em dois artigos complementares entre si. O primeiro engloba os resultados da análise de fácies desenvolvida a partir da descrição de fotografias de amostras de rocha. O artigo seguinte tem como enfoque a reconstrução paleoambiental do Campo de Búzios e os resultados das interpretações dos perfis petrofísicos, correlação de poços e do mapeamento sísmico. Os artigos serão submetidos para o periódico AAPG Memoir (QUALIS A1) e/ou para O periódico Marine and Petroleum Geology (QUALIS A2).

4.1 ARTICLE MANUSCRIPT #1

Coquina depositional model, Buzios Field, Brazil

Antunes, R. C.; Jahnert, R. J.

ABSTRACT

Increasingly important oil-producing reservoirs, the coquina deposits of the presalt section of the Santos and Campos Basin display a wide variety of sedimentary systems that reflect the complex storm-dominated paleoenvironment in which they were deposited. This complexity resulted in a myriad of sedimentary facies and their distribution among structural lows and highs, that dominated the presalt rift phase landscape, is an essential aspect to be understood in order to reduce exploration risks. Therefore, the present work aims to establish a depositional model for the Itapema Formation coquina deposits in the area of the offshore Buzios Field, Santos Basin. A faciological analysis was conducted using rock texture, structure, allochem composition, taxonomic composition and bivalve shell taphonomic attributes such as fragmentation, abrasion, selection, thickness, orientation and articulation. The analysis was based on the description of 695 thin section and lateral samples photos distributed amongst ten wells in the field area. Seventeen facies were interpreted and combined into eight facies associations: (1) bioclastic bars, (2) washover deposits, (3) backshore, (4) tempestites, (5) bioclastic beaches, (6) deposits with articulated shells, (7) fine grain carbonate deposits and (8) siliciclastic mudstones. The facies associations were deposited mainly by storm waves and currents in carbonate isolated ramp-shaped platforms with low continental input that were associated with active faults characteristic of the rift phase tectonic environment. The stacking of the facies associations indicates that the Itapema Formation coquinas were deposited in an environment that was progressively shallower towards the top contact with the Barra Velha Formation. Siliciclastic mudstones mark the top of the Itapema Formation immediately below the Pre-Alagoas unconformity and indicate a severe lake deepening that drown the coquina section.

KEY-WORDS: Itapema Formation, Washover, Bioclastic Ridge, Tempestite.

1 INTRODUCTION

Isolated structural highs and lows controlled the presalt lacustrine environment between the Barremian and the Aptian, Lower Cretaceous, in the Santos and Campos basins (Moreira *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2019). During this period, thick coquinas packages were deposited in the form of bioclastic bars, washover deposits, beaches,

tempestites and others (Carvalho *et al.*, 2000; Mizuno *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020) with variable continental influence (Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019). In this context, the supergiant Buzios Field (Figure 1) is a major representant with huge bioclastic accumulation. Buzios was discovered in 2010 and is currently the second most productive oil field in Brazil (Petrobras, 2021; ANP, 2021). The filed ring-fence covers 852 km² in area and its reservoirs are distributed between coquinas at the base and microbial and inorganic carbonate deposits at the top (Wright & Barnett, 2015; Gomes *et al.*, 2020), all covered by a tick salt layer (Moreira *et al.*, 2007). Even though the seismic aspects of the field reservoirs are being widely studied (*e.g.* Castro, 2019; Ferreira *et al.*, 2019; Dias *et al.*, 2019; Ferreira *et al.*, 2021), publications focusing in the bioaccumulated deposits and their sedimentology and system distribution are nonexistent.

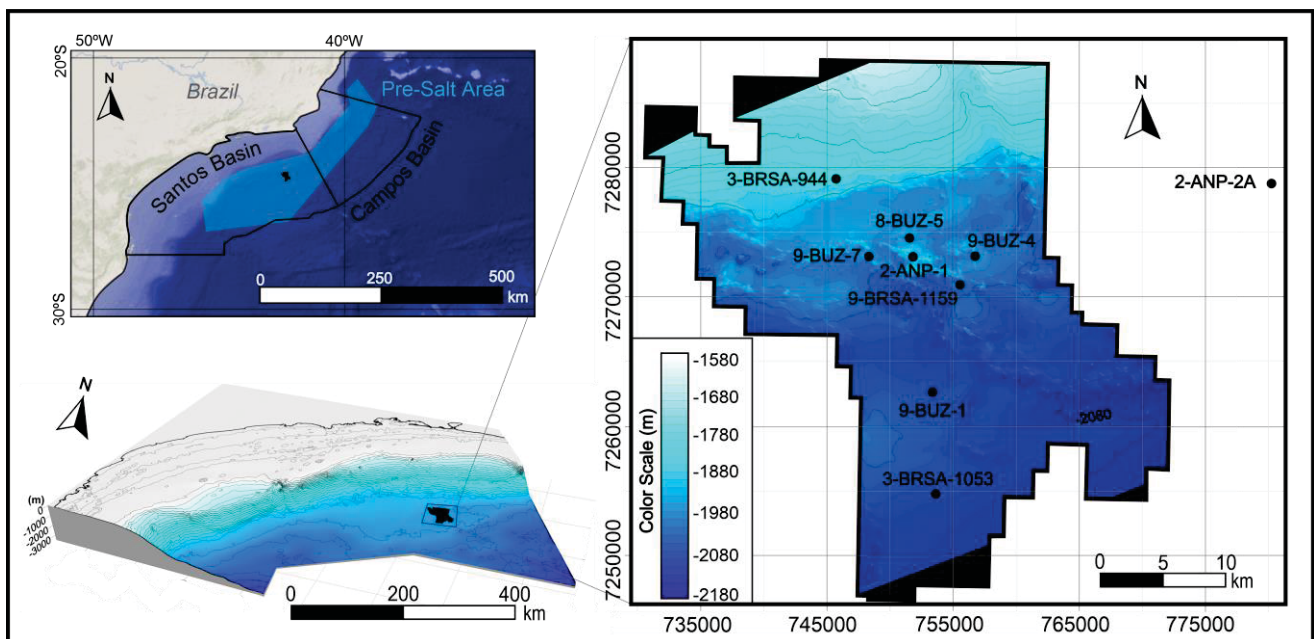


Figure 1: Regional contextualization and studied wells within the Santos Basin and Buzios Field. To the left, sea-floor contour map derived from seismic horizon mapping. The 2-ANP-2A well is located within the Mero Oil Field. Database source: CPRM (2017), ESRI (2018), GeoANP (2020).

Coquina deposits of the Campos Basin, adjacent to the Santos Basin, were primarily described based on lacustrine models (*e.g.* Bertani & Carrozi, 1985; Carvalho *et al.*, 2000). However, high bivalve reproductive rates, climate conditions and the paleolake dimension resulted in a complex paleoenvironment in which the application of conventional lake models and analogue correlations (*e.g.* Shark Bay and Lake Tanganyika) do not fully

explain how the deposition of layers with more than 300 m thick of pure shell skeletons took place (Mizuno *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019).

To develop a better reconstruction of the Aptian-Barremian paleoenvironment, the taphonomic characteristics of the coquina-forming bivalve shells are being widely used for paleoenvironmental reconstructions of the coquina sections of the Campos Basin (Mizuno *et al.*, 2018; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019) and of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin (Tavares *et al.*, 2015). In the Santos Basin, the first works applying this taphofacies methodology were recently published (Chinelatto *et al.*, 2020; Rocha *et al.*, 2021). However, taphonomic investigation on offshore coquina deposits in a field-scale are still absent for the basin.

The current study integrates results from the description of 695 thin section's and lateral core sample photographs distributed among ten wells at the Buzios Field area (Figure 1) and correspondent petrophysical profiles. This work includes all taphonomic and faciological details used to delineate a depositional model for the coquinas of the Buzios Field, revealing the applicability and importance of data integration in the understanding of sedimentary processes and carbonate fabric that resulted in such uniquely and perplexing environment in the presalt of the Santos Basin.

2 GEOLOGICAL SETTING

Located in the offshore of Brazilian states Santa Catarina, Parana, Sao Paulo and Rio de Janeiro (Figure 1), the Santos Basin is a passive margin extensional basin formed during the West Gondwana Supercontinent's diachronous breakage between the Upper Jurassic and Upper Cretaceous (220-200 Ma; Szatmari, 2000). The basin's tectonic evolution can be divided in three supersequences: rift, post-rift and drift phases (Moreira *et al.*, 2007).

The informally known as the "coquina section" (K38 sequence; Figure 2 and Figure 3) was deposited during the rift phase and corresponds to the lithostratigraphic unit Itapema Formation (Moreira *et al.*, 2007; Chang *et al.*, 2008). The Itapema Formation bottom and top contacts are unconformities with the Picarras (K-36) and Barra Velha formations (K44-K46

and K-48; Moreira *et al.*, 2007). The term *coquina* derives from the Spanish word *concha* (Thompson *et al.*, 2015) and can be defined as any biological accumulation of hard parts (Kidwell *et al.*, 1986). For the Brazilian basins, the term is commonly used to reference bioclast-enriched rocks with packstone, grainstone and rudstone textures (Terra *et al.*, 2010).

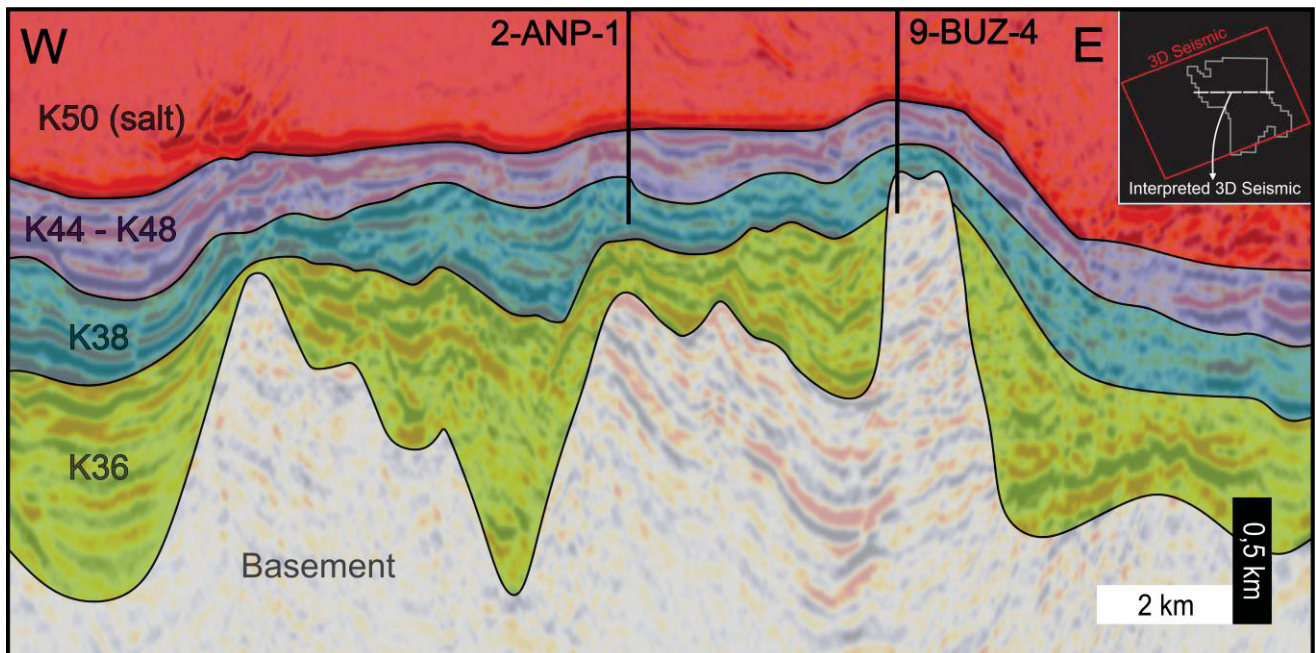


Figure 2: Interpreted seismic cross section from Buzios Field with indication of presalt and salt main sequences.

The carbonate platform aspects are directly linked with the nature of the biological content which dictates the production, processing and/or imprisonment of carbonate bioclasts (Insalaco *et al.*, 2000). At both Santos and Campos basins, the *coquina* deposits are formed mainly by bivalve shells and, secondarily, ostracods, gastropods and fish bone fragments (Carvalho *et al.*, 2000; Moreira *et al.*, 2007; Mizuno *et al.*, 2018; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020). The bivalve shells were transported, reworked, fragmentated, abraded, disarticulated and selected mainly by storm waves and currents resulting in deposits with variable shell taphonomy distributed along different platform locations and depths (Carvalho *et al.*, 2000; Moreira *et al.*, 2007; Mizuno *et al.*, 2018; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020).

3 METHODS

For the research development, ten wells located within the Buzios Field area were selected (Figure 1). Rock photographs were taken by Petrobras and made available through the National Petroleum Agency of Brazil (ANP). Amongst those photographs, we described 636 thin section photographs, 59 sidewell samples photographs (total of 695 samples). Top contacts with microbial carbonates from the Barra Velha Formation were recognized in all wells whereas the base contact with lacustrine shales from the Piçarras Formation is restricted to wells 9-BUZ 1, 9-BUZ-7 and 9-BRSA-1159. The thickness of the Itapema Formation varies from 98 to 314 meters.

Faciological analysis followed the descriptive attributes: allochem content, rock textures and taphonomic attributes. For all rock photographs, rock texture was the first described feature in order to perform the faciological analysis. It was selected the Dunham (1962) modified by Embry & Klovan (1971) carbonate classifications, in addition to a few rocks textures names that are commonly used for Brazilian basins (Terra *et al.*, 2010) such as stromatolite (Riding, 2000) and breccia (Flügel, 2004). The term shrubstone was also used (Gomes *et al.*, 2020)

The selection of taphonomic attributes was based in the work of Kidwell *et al.* (1986) in the taxonomic composition and biofabric (shell's orientation, packing and selection) attributes are emphasized. Other attributes were selected based on Jahnert *et al.* (2012), Muniz & Bosence (2018), Mizuno *et al.* (2018) and Oliveira *et al.* (2019) from which the following attributes were selected: shell articulation, fragmentation, abrasion, mud presence and intraclasts presence. In addition, a taphonomic category related to shell thickness was created, which demonstrated to be useful in identifying one of the most frequent deposits in the study area. Porosity types were described based on the terminology of Choquette & Pray (1970).

The rock data was related with continuous petrophysical logs containing gamma ray, resistivity, neutron, sonic and density which were essential for the interpretation of facies staking. The petrophysics interpretation was performed with the composed profiles using all available logs. Log correlation was made manually at the open Inkscape software using Rider (2002) guidelines. A 3D seismic volume (BS500_FRANCO_FLORIM) was used in order to illustrate the current work and seismic interpretation was performed using the Opendtect 6.2.2 open software.

4 RESULTS (FACIOLOGICAL ANALYSIS)

Bivalves are by far the dominant animal class (87,41%) in the coquina section of the studied area. A simplified taxonomic observation resulted in the description of the following bivalve species: (a) *Arcopagella longa n.sp.*; (b) *Desertella acarenata n.sp.*; (c) *Kobayashites brasiliensis n.sp.* and (d) *Sphaerium cf. S. ativum (White, 1887; Hessel, 1993)*. These species were described in the Campos Basin coquina sequence (Carvalho *et al.*, 2000; Muniz & Bosence, 2018) and all of them, expect the *Sphaerium cf. S. ativum (White, 1887)* are endemic in the Brazilian offshore (Muniz & Bosence, 2018). Some of the bivalve shells identified are elongated, very thin and flat to curved and were not described in previous works. The bivalve's dominance is followed by ostracods (12,05%) and few gastropods (0,54%).

Facies analysis resulted in sixteen facies (Figure 3 and Tables 1 and 2). The facies names indicate, in capital letter, the main display textures, such as rudstone (R), floatstone (F), grainstone (G), packstone (P), wackestone (W), mudstone (M), boundstone (B), breccia (BC), wackestone with ostracods (O) and crystalline carbonate (CC). In lower case, the correspondent taxonomic or allochem content, such as gastropod (g) and oncoids (onc), or distinctive taphonomic features to each facies, such as rocks with shells with high (hf) or low (lf) fragmentation, massive (m), with bimodal selection (b), with articulated shells (at) and with elongated bivalve shells (ebv). The coquinas facies colors were assigned to help visual identification: blue shades are related to shallower environments or with articulate shells whereas green ones are associated with tempestites and beaches.

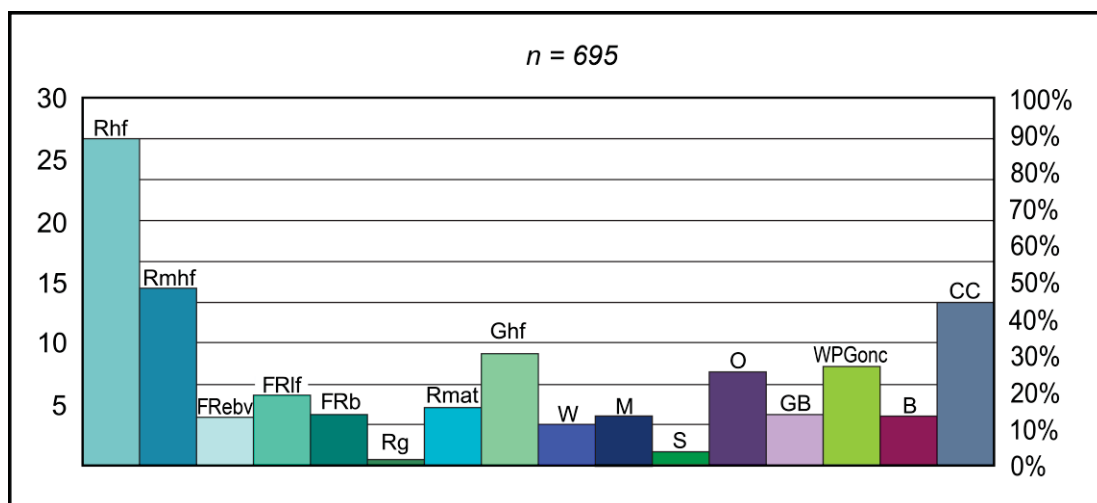







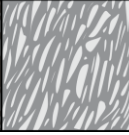



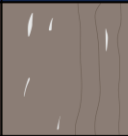
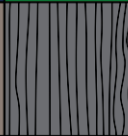

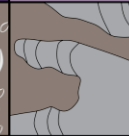
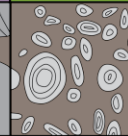

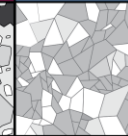
Figure 3: Facies statistics histogram.

Table 1: Facies table with the coquina facies.

Chart	Facies	Description	Bivalve's Taphonomic Description	Porosity	Interpretation
	Rhf	Rudstones with highly fragmented and abraded bivalve shells with similar reworked degrees and intraclasts	F = high Ab = medium to high O = variable S = poor to well Art = null T = variable P = dense	Vug, moldic, interparticle, intraparticle.	Bioclastic ridges formed and reworked by swash surpassing the ridge's crest (Jahnert et al., 2012) or spits (Barnet et al., 2020). Ridges can be exposed (Oliveira et al., 2019) or eroded by storms.
	Rmhf	Massive rudstones with poorly sorted and well fragmented shells and intraclasts	F = high Ab = variable O = chaotic S = poor Art = null T = variable P = dense	Vug, moldic, and locally intraparticle	Washover fan or terraces formed by overwash volumes that surpass the bioclastic bars (Schwartz, 1975; Jahnert, 2012) or gravitational flows (Goldberg et al., 2017; Oliveira et al., 2019).
	FRebv	Rudstones and floatstones w/ organized and elongated shells alternated w/ carbonatic mud layers	F = low Ab = low O = oriented S = well to bimodal Art = null T = thin shells P = loose to disperse	Vug, moldic, interparticle and fenestral	Backshore lagoons. Lagoons are recharged by overwash volumes (Schwartz, 1975). Elongated shells are an adaptation to muddy substrates (Scholle, 1978).
	FRIf	Rudstones and floatstones w/ organized and poorly sorted shells with low to high fragmentation degrees.	F = low to high Ab = low to high O = organized S = poor to bimodal Art = null T = regular P = disperse to dense	Vug, moldic, intraparticle	Proximal tempestites formed by storm waves and currents (Aiger, 1982). Clast organization indicates lower energy in comparison to the FRb facies (Li et al., 2014; Mizuno et al., 2018).
	FRb	Massive rudstones and floatstone with bimodal selection	F = variable Ab = variable O = chaotic S = bimodal Art = null T = regular P = disperse to dense	Vug, moldic, intraparticle	Proximal tempestites (Aiger, 1982; Mizuno et al., 2018).
	Rg	Rudstones and floatstones w/ bivalve and gastropod shells	F = low to high Ab = low to high O = organized S = well to bimodal Art = low T = regular P = dense	Vug and shelter	Proximal tempestites (Aiger, 1982). Winnowing process in lag deposits (Tiercelin et al., 1994; Oliveira et al., 2019)
	Rmat	Massive rudstones with poorly sorted to bimodal and well fragmented to articulated shells	F = variable Ab = variable O = massive S = poor to bimodal Art = articulated T = regular to thick P = dense	Vug, moldic, and locally intraparticle	Proximal tempestites (Aiger, 1982; Mizuno et al., 2018). Articulation could indicate some bivalve species living in high energy conditions (Hessel, 1993; Minuzo et al., 2018).
	Ghf	Well organized grainstones with highly fragmented and abraded well sorted shells	F = high Ab = high O = oriented S = well Art = null T = regular P = disperse to dense	Vug, moldic, interparticle, intraparticle.	Bioclastic beaches and banks formed by wave's swash and backwash (Walker & Plint, 1992; Carvalho et al., 2000)

Taphonomic Parameters: F= fragmentation; Ab = abrasion; O = orientation; S = selection; Art = articulation; T = thickness; P = packing

Table 2: Facies table with facies formed by wackestone, mudstone, shale, boundstone, breccia and crystalline carbonate.

Chart	Facies	Description	Bivalve's Taphonomic Description	Porosity	Interpretation
	W	Organized wackestones with bivalve and, locally, ostracod bioclasts	F = high Ab = medium O = oriented to organized S = well (less than 2 mm)	Moldic, vug, intraparticle	Deep-water deposition (Mizuno et al., 2018) or distal tempestite facies (Alger, 1982; Li et al., 2014)
	M	Massive and laminated mudstones locally with rare bivalve and/or ostracod fragments	F = high Ab = medium O = oriented to organized S = well (less than 2 mm)	Null. Locally fissural	Deep or protected waters deposition (Mizuno et al., 2018) or distal tempestite facies (Alger, 1982; Li et al., 2014).
	S	Shales with planar to crenulated lamination	—	Null	Deep water below the storm base level or in shallow protected waters (Muniz & Bosence, 2018) deposited by suspension (Mizuno et al., 2018).
	O	Wackestones with more than 50% of the bioclastic content formed by whole and/or fragmented ostracods	F = high Ab = low O = organized to oriented S = well (less than 2 mm)	Vug, moldic, intraparticle	Ostracod-dominated layers are indicative of lake level fluctuations (Bertani & Carozzi, 1985; Carvalho et al., 2000). They are possibly associated to low-lake arid moments (Bertani & Carozzi, 1985).
	GB	Boundstones, grainstones formed by reworked arborescent or dendroid structures.	—	Interparticle	Trap and binding of detrital sediments or biologically or biochemically precipitated or influenced (Riding, 1977; Burne & Moore, 1987) in predator-protected shallow waters (Jahnert & Collins, 2011)
	WPGonc	Wackestones, packstones and grainstones formed by oncoids and bivalves	F = medium to high Ab = medium to high O = chaotic S = well (less than 2 mm)	Vug, moldic, and locally intraparticle	Fairly high-energy waters in order to keep bivalve shells in suspension for microbial coating generation (Logan et al., 1964) probably in the foreshore's beaches.
	B	Breccias	—	Vug	Subaerial exposure of unconsolidated coquina deposits (Muniz & Bosence, 2018), brecciation by diagenetic alterations (Dunham, 1962) or fluid scape channels in washover deposits (Schwartz, 1975).
	CC	Crystalline Carbonate	—	Null. Locally vug or fissural	Dolomitization and obliteration of the depositional texture (Dunham, 1962) by diagenesis.

Taphonomic Parameters: F = fragmentation; Ab = abrasion; O = orientation; S = selection; Art = articulation; T = thickness; P = packing

Rocks with oncoids or with *in situ* or reworked stromatolite structures were separated from all bioclastic rocks. Bioclastic rocks were firstly divided according to their main components. Rocks with more than 50% bivalve shells were described as bivalve coquinas whereas rocks with more than 50% of ostracod shells were described as ostracod coquinas. Rocks with even a small percentage of gastropod shells were described as gastropod coquinas (Table 1).

Ostracod coquinas have a wackestone to mudstone texture and the shells are, for the most part, articulated and oriented. Ostracods are not only dominant in some packages, but also are important paleoenvironmental proxies related to lake level fluctuations (Bertani & Carozzi, 1985; Carvalho *et al.*, 2000).

Gastropod prevalence over mollusks also indicates important environmental variations (Leme, 1995; Fryda, 2005). Gastropod coquinas are restricted to only one well (3-BRSA-944) near the Barra Velha and Itapema Formations contact. In this context, their basal and top contacts are with oncoïd grainstones and mudstones, respectively. Gastropods occur in association with bivalve shells and oncoids in the same thin section, show low fragmentation and abrasion degrees and make up for less than 5% of the bioclasts. In gastropod coquinas, the bivalve shells are bimodal and organized mainly with convex-down orientation and some of them are still articulated. This bimodality similar to high-energy tempestite deposits in the Campos Basin coquina section (Mizuno *et al.*, 2018).

Among the bivalve coquina samples, a more complex analysis was conducted. The rocks in this case were divided accordingly to their texture, structure and taphonomic attributes using the scheme proposed by Mizuno *et al.* (2018) and Oliveira *et al.* (2019).

Facies associations comprise facies formed by similar depositional process or generated within similar settings, in convergence with Walker & James (1992) guidelines. All associations in the present study were interpreted as being deposited within carbonate isolated ramps. Ramps are a type of non-rimmed carbonate platform geometry that can be homoclinal, with a very small slope dip (commonly less than $0,1^\circ$), or distally steepened, depending on the biota's production location (Pomar, 2001). Even though the term "carbonate ramp" is commonly used to described regional carbonate platforms geometries (Pomar, 2001), in this work it makes reference to local isolated ramps with a relatively low dipping angle towards structural lows, often associated with progradating (Jahnert *et al.*, 2012) and clinofom features (Barnett *et al.*, 2020).

The carbonate ramp comprises eight facies associations: (1) bioclastic ridge; (2) washover; (3) lagoons; (4) bioclastic beaches, banks and embayments; (5) tempestites; (6) deposits with articulated shells, (7) fine-grain carbonate deposits and (8) shales (e.g. Jahnert *et al.*, 2012; Mizuno *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019). The associations are distributed amongst the hydrodynamic zones foreshore, shoreface, offshore transition and offshore (Figure 6; e.g. Mizuno *et al.*, 2018). The limit between the foreshore and shoreface was delineated using the reworking degrees of bivalve fragments (Mizuno *et al.*, 2018).

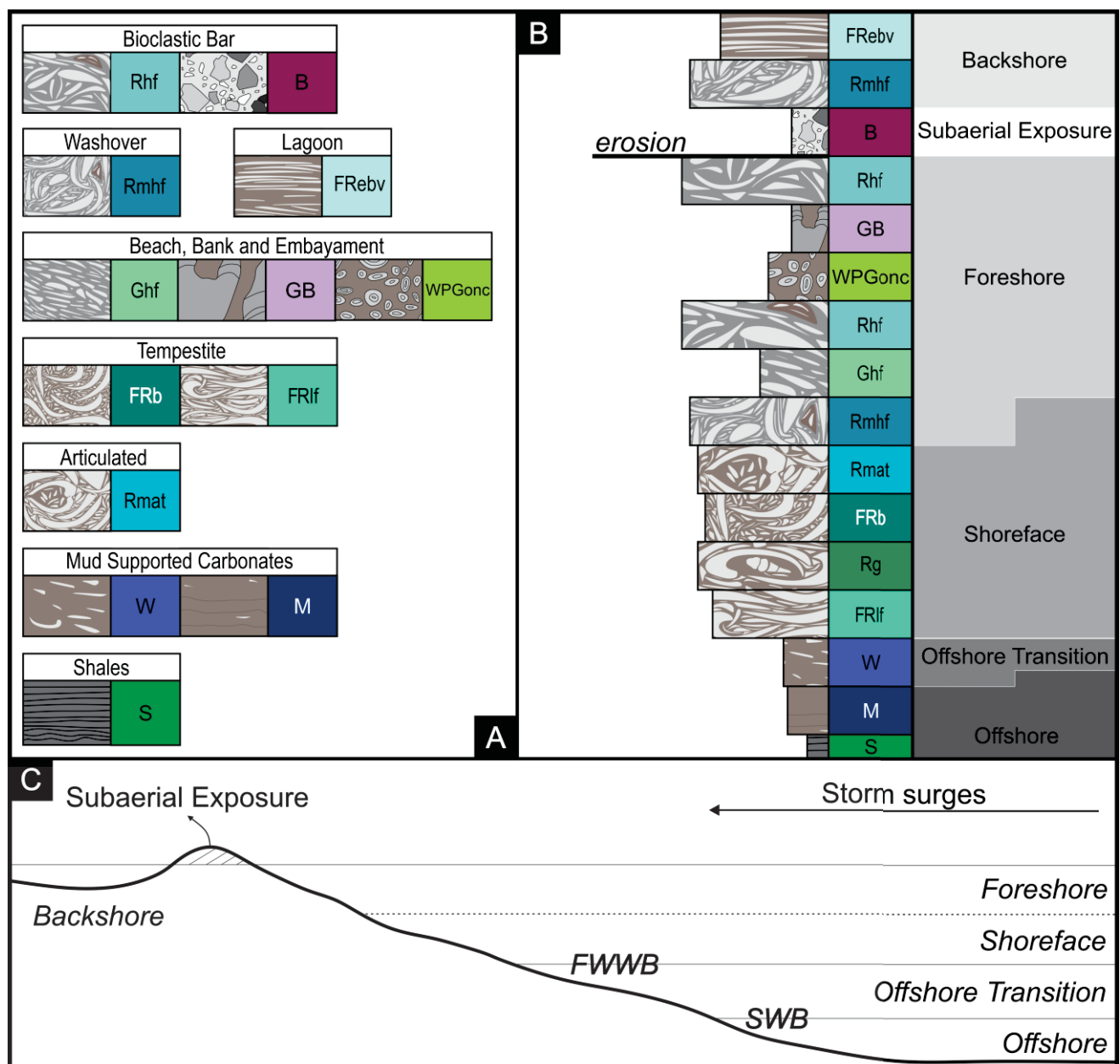


Figure 4: (A) Facies associations and respective facies, (B) general facies stacking according to the hydrodynamic zones and (C) schematic model a carbonate ramps and hydrodynamic zones. BSH = backshore, FSH = foreshore, SHF = shoreface, OFT = offshore transition, OFF = offshore, FWWB = fair weather wave base and SWB = storm wave base.

Crystalline carbonates (CC) occurrence alternates with samples from all the other facies, apparently without significative paleoenvironmental significance that could be traced within the available dataset. Spherulitstones are nearly restricted to the Barra Velha formation. Nonetheless, they were described as to accurately determine the contact between the Itapema and Barra Velha formations. At well 2-ANP-2A, a localized spherulitstone occurrence was described amongst bioclastic ridge (Rhf facies) samples.

4.1 Bioclastic ridge facies association (Rhf and B facies)

The term bioclastic ridge is used in the present work to describe convex-up ridges parallel to the shoreline (e.g. Bates & Jackston, 1980; Carter, 1988; Hesp *et al.*, 2005; Tamura, 2012; Jahnert *et al.*, 2012; Figure 5). Bioclastic ridge facies (Rhf) comprises rudstones formed by non-articulated bivalve shells with high fragmentation degree and medium to high abrasion degree (Figure 6; Table 1). The shells are mostly not organized but can be oriented or organized and are well to poor sorted. Intraclasts of various compositions are common.

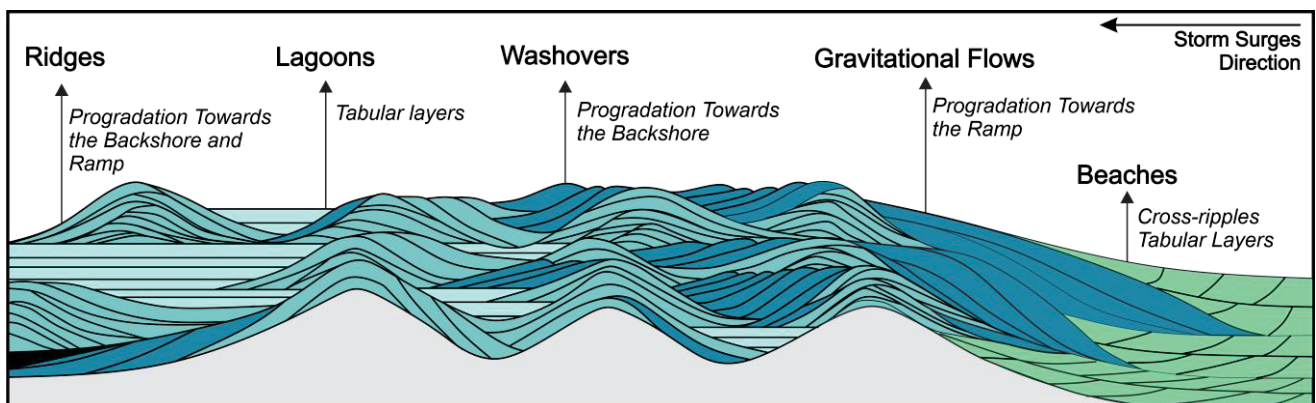


Figure 5: Schematic ridge systems showing the relation between bioclastic ridges, inter-ridge lagoons, washover deposits and bioclastic beaches. Note the progradation style dominated by prograding features being deposited in the ridge inter and outer regions.

Bioclastic orientation was observed by Jahnert *et al.* (2012) in some ridge deposits in Shark Bay and by Chinelatto *et al.* (2020) in the Santos Basin. However, Oliveira *et al.* (2019) described bioclastic ridges as being formed exclusively by chaotic rudstones with well fragmented shells. In similarity, some samples of well selected and well abraded

rudstones displaying a chaotic structure are still considered as bioclastic ridge deposits for being formed by shells with similar taphonomic reworked degrees.

The Rhf facies is the most frequent one, corresponding to 160 samples out of the 695 described, and occurs in all of the studied wells. It makes contact with a number of facies from tempestites deposits (FRIf, FRb and Rmat facies) to breccias (B), but mostly it occurs interbedded with backshore (FREbv), washover (Rmhf) and beach facies (Ghf). The rudstones from the Rhf facies display mainly vugular, intraparticle, interparticle and moldic porosity. Locally the porosity can be shelter and fissural.

The Rhf facies is generated by storm-induced swash process that overflow towards the ridges (Jahnert *et al.*, 2012) or spits (Barnett *et al.*, 2020). At Mero Field, adjacent to the Buzios Field, bioclastic ridges are interpreted as forming gigantic macro-scale cliniform deposits preferably in places where coast-parallel currents converged with basement highs (Barnett *et al.*, 2020).

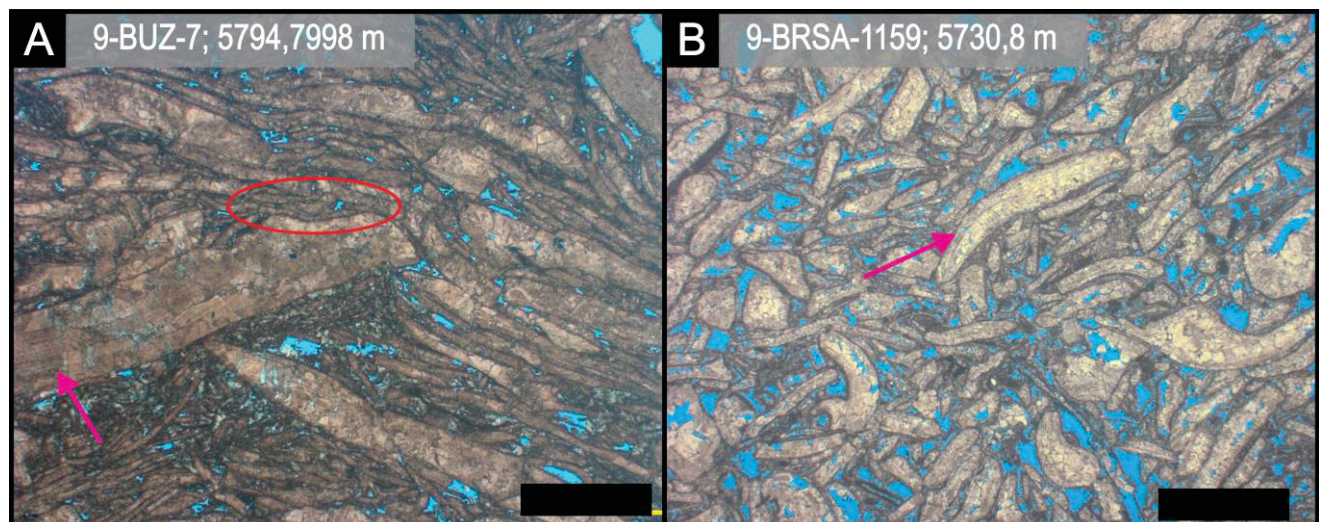


Figure 6: Thin section photographs with parallel polarizers of bioclastic bar deposits from facies Rhf. Note the distinctively high abrasion and fragmentation degrees and interparticle porosity. Also, it is possible to note some internal anatomic growing structures preserved in a few of the bivalve's shells fragments (pink arrows). (A) organized rudstones with an almost bimodal selection formed by thinner shells with low abrasion degree and high fragmentation degree and thicker shells with medium fragmentation and abrasion degrees. Lower portion shells seem to form a truncation with the biggest shell which is overlapped by the smaller and thinner shells (red circle). (B) organized rudstone with poor sorted shells with variable abrasion and fragmentation degrees. Black scale = 2 mm.

Breccias (Figure 7; Table 2), when associated with the Rhf facies, may be evidence of subaerial exposure (Muniz & Bosence, 2018). In the study area, brecciated textures are present mainly in bioclastic carbonates with grainstone and rudstone textures. The porosity

is mainly vugular, but in some cases can be moldic and intraparticle. Breccia samples are common throughout the whole coquina section at wells 9-BUZ-1, 9-BUZ-7, 2-ANP-2A and 3-BRSA-1053 and also in the top portion of the 2-ANP-1 well. In all those wells, breccia occurrences are increasingly more frequent towards the top section contact.

Besides subaerial exposure, many other processes can be responsible for the grainstones and rudstones brecciation. Washover events and gravitational flows, for instance, can generate fluid escape plans that provide a breccia framework in soft and unconsolidated sediments (Schwartz, 1975).

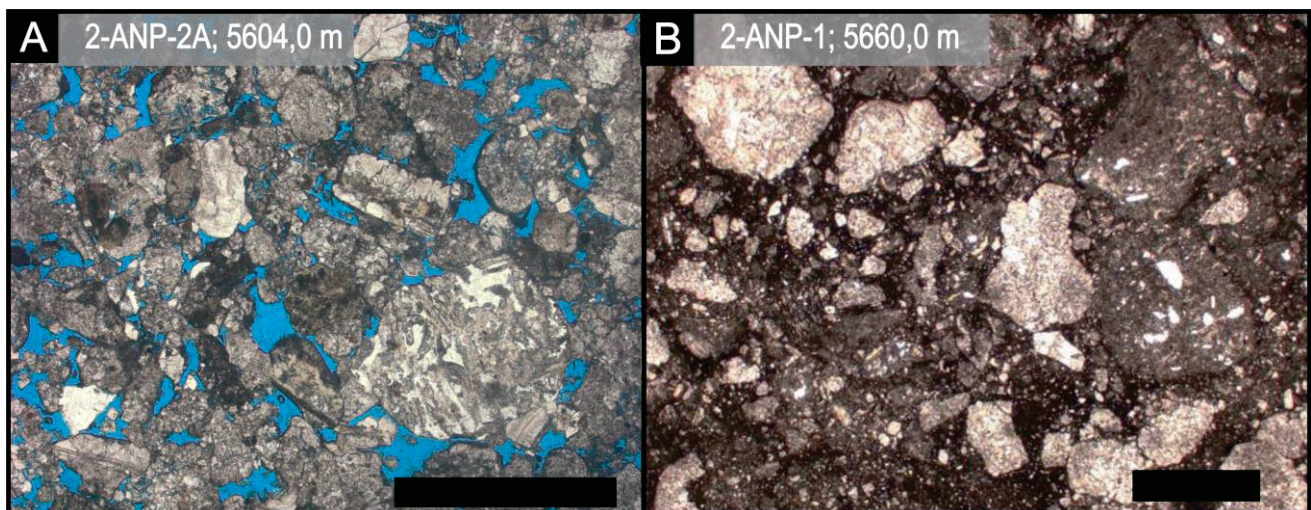


Figure 7: Breccias' thin sections with parallel polarizers. (A) Interparticle porosity with clasts formed by bioclastic packstone and grainstone fragments and with (B) clasts formed by wackestones and packstones fragments and non-observed porosity. Black scale = 2 mm.

4.2 Inter-ridge washover deposits (Rmhf)

Washover deposits are represented by the Rmhf facies formed by chaotic rudstones (Figure 8; Table 1). The non-articulated bivalve shells display high fragmentation degree, medium to high abrasion degree and are poorly sorted. The chaotic structure, poorly sorted and mixtures between shells with variable reworking degrees are the three main features that distinguish the Rmhf from the Rhf (bioclastic ridge) facies. The main porosity types are vugular, moldic and intraparticle.

Washover deposits are common features in coastal settings with storm contribution and are favorable deposits for oil accumulation (Schwartz, 1975; Davis & Kuhn, 1985; Morton, 1994; Sedgwick & Davis Jr., 2003). Washovers are deposited by overwash-induced

water-plus-sediment spillover generated by high-energy flows that overlap ridges and transport sediments towards the backshore and inter-ridges (Hayes, 1967; Schwartz, 1975; Leatherman *et al.*, 1977; Kochel and Dolan, 1986; Kochel and Wampfler, 1989; Sedgwick and Davis Jr., 2003). When the overwash flow energy diminishes, the sediments are deposited in the form of washover flats or fans (Sedgwick and Davis Jr., 2003). The main process that initiates overwash volumes are storm waves (Schwartz, 1975). The texture and composition of washover deposits varies with the sediment's nature and are commonly similar to their correspondent littorals (Schwartz, 1975; Sedgwick and Davis Jr., 2003).

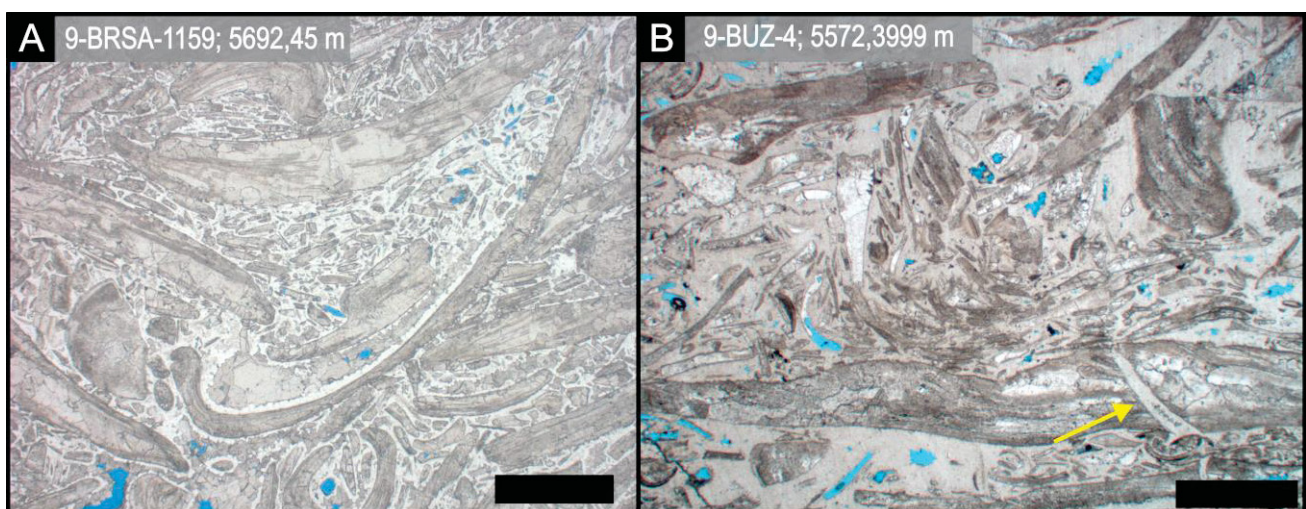


Figure 8: Thin section with parallel polarizers displaying massive rudstones from washover deposits (facies Rmhf) formed by shells with poor selection, variable fragmentation and abrasion degrees and with matrix/cement recrystallization. (A) Rudstone formed by shells with less than 0,1 mm to 10 mm, mostly with high fragmentation and low to high abrasion. (B) Rudstone formed by shells with a high range of fragmentation degrees and with low abrasion degrees. Some of the shells still have their internal anatomy preserved. The only bioerosion evidence in the study area can be observed (yellow arrow), bioerosion is presumably from the *Oichnus ovalis* Bromley 1993 ichnofossil (Kelley, 2008). In this case, the bioerosion probably occurred from the photography's bottom to the top. Black scale = 2 mm.

Storms and other process such as tectonic movements can also trigger gravitational flows generating deposits with similar internal arrangements and composition of washover deposits (Oliveira *et al.*, 2019). In addition, chaotic valve orientation, as observed in the Rmhf facies rudstones, is a characteristic of soft sediment deformations (Toots, 1965).

4.3 Inter-ridge lagoons (FRebv)

Inter-ridge lagoons, at the backshore of bioclastic ridges, can be located at swales – depressions between two bioclastic ridges (Hesp *et al.*, 2005) – or at backshore flats. Inter-

ridge lagoons facies (FRebv) comprise floatstones formed by elongated and flat non-articulated bivalve shells with low fragmentation and abrasion degrees (Figure 9; Table 1). Shell size is bigger than 3 mm and often reach 5 to 10 mm. The shells are horizontally oriented and intercalated with mudstones or wackestones formed by disperse small shells (<2 mm) with the same carbonate mud that sustain the bioclasts. This intercalation can be often seen in the same thin section. At a well scale, FRebv floatstones and rudstones occur alternately with bioclastic ridges (Rh_f) and washover deposits (Rm_{hf}). Distinctively flat, the shells geometries are similar to *Halobia* sp. shells (McRoberts, 1997). Flat shell morphologies are commonly an adaptation to muddy substrates and, in these cases, the mollusks move within the mud as a consequence to water depth variations (Scholle, 1978).

Inter-ridge lagoons are commonly formed by soft and muddy sediment sporadically interrupted and recharged by washover events and deposits (Schwartz, 1975). Even though the bioclastic ridges in the study area were most likely submerged for the most part of the time, the ridge's positive topography could have protected the lagoons from waves and currents. The absence of waves and strong currents could have generated anoxic conditions that contribute to the inhospitability of this environment. This emphasizes the possibility that thin shells are from halobiid bivalves, since they often occur in anoxic environments (McRoberts, 1997).

The ridge's protection could also be the reason of the environmental success of the thin shell's bivalve species in solely populating the backshore lagoons. Shell thickness diminishes the vulnerability to predators consequently leading to greater life spans and shell sizes (Ridgway *et al.*, 2010). Thin shells, therefore, would have a smaller chance to survive amongst predators that perform bioerosion predatory drilling such as gastropods (Ziegelmeier, 1954; Carriker, 1981) and, the most common one, mollusks (Kelley, 2008). The absence of bioerosion features could be additional evidence of the specie's dominance in backshore lagoons. However, possible predatory borrowings could have also been obliterated by diagenetic infilling and cementation (Wisshak *et al.*, 2008; Neumann *et al.*, 2008).

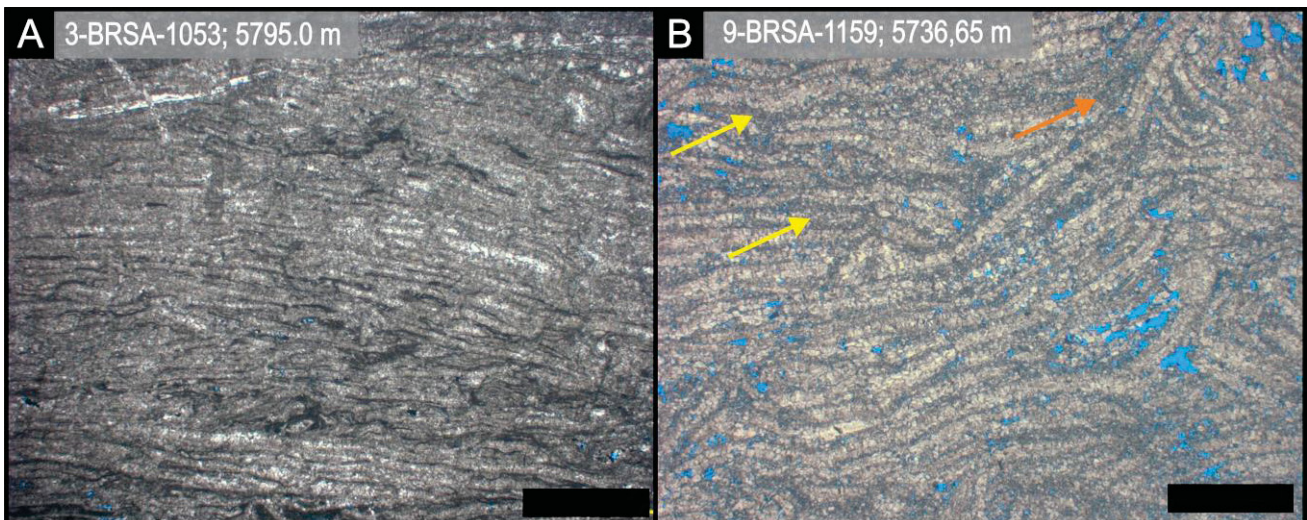


Figure 9: Thin section with parallel polarizers showing rudstones from backshore lagoons (facies FRebv) formed by thin and elongated non-articulated and well-oriented shells with low abrasion and fragmentation degree. (A) Rudstone with a few vugular pores at the right-bottom photograph's corner and with intraparticle and interparticle recrystallization. (B) Rudstone with vugular and interparticle porosity and shell's truncations at the top right photograph's corner (orange arrow). Note that some of the shells present a rugged longitudinal aspect (yellow arrow). Black scale = 2 mm

4.4 Bioclastic beaches, banks and embayments (Ghf and GB facies)

Bioclastic beaches and banks are formed by grainstones and packstones with highly fragmented and abraded well-selected shell fragments with oblique orientation and, locally, micritic matrix (Ghf; Figure 10A). The calcite matrix is commonly substituted by dolomite and in some cases it is possible to observe fringes of dolomitization. Intraclasts and bivalve bioclasts can display micritized borders and the main facies porosity is interparticle.

The deposits are similar to the bioclastic calcarenite beaches interpreted by Carvalho *et al.* (2000). In that case, the deposits are intercalated with siltstones, shales and calcirudites. In opposition, in the studied area the deposits are intercalated mainly with bioclastic bar (Rhf) and washover (Rmf) deposits. Locally they are associated with packstones and grainstones with oncoids (WPGonc; Figure 10B) and grainstones and boundstones formed by stromatolite (GB). The high abrasion and fragmentation degrees, the absence of articulated shells and, for the majority of samples, absence of matrix indicates that bioclasts were reworked for long periods of time in high energy settings.

Bioclastic beaches and banks were deposited in the foreshore to upper shoreface of a carbonate ramp. Shell oblique orientation could be a result of ripples forming cross stratification by directional wave flow passage near the wave-break line or longshore

currents. Bioclastic beaches are a transitional environment from bioclastic ridges to shoreface and offshore transition settings. Their setting near wave break lines is the possible reason why so few samples preserved (54 out of the 695 samples).

When present, carbonate matrix may be formed by microbial influenced processes (Flügel, 2004; Terra *et al.*, 2010) supported by the facies' association with oncoids and stromatolite growings. The common occurrence of Ghf deposits in association with oncolites (WPGonc) and grainstones and boundstones (GB facies) could also indicate that some parts of the beaches formed embayments (e.g. Jahnert *et al.*, 2012) during fair weather conditions that were sporadically cut off from the main lake favoring microbialites growings and, in more energetic settings, oncoïd formation. Oncoids would later be mixed with beach sediments from near regions when the embayments were then reconnected with the main lake. Boundstones (GB facies) could also have been formed in bioaccumulation banks with bioherms (Carvalho *et al.*, 2000) and later reworked by waves or currents and deposited in the form of grainstones (GB facies).

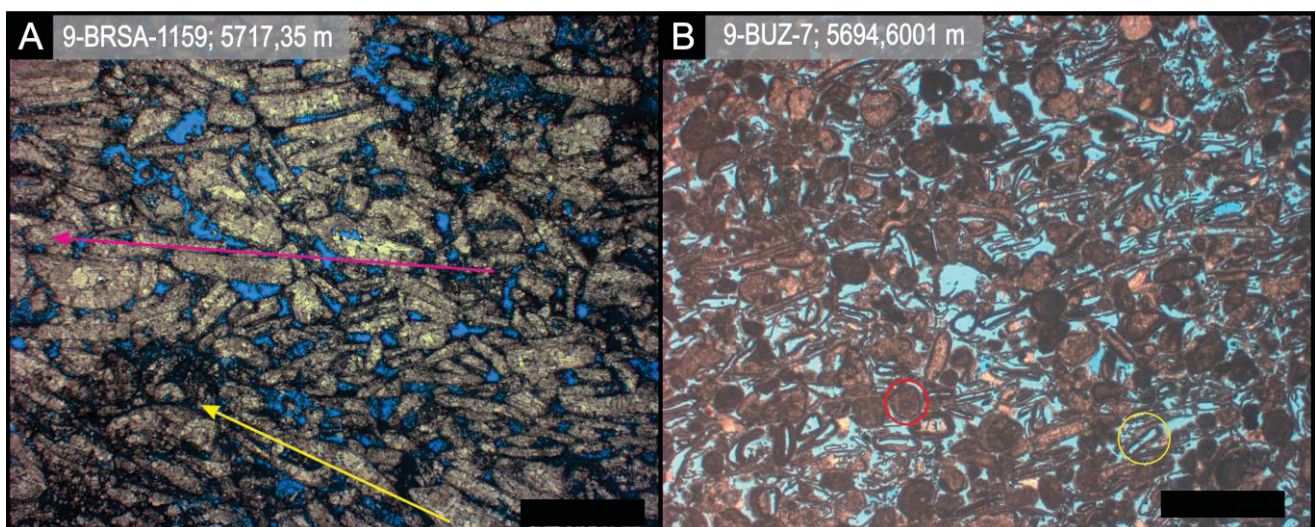


Figure 10: Thin sections with parallel polarizers (A, B) and lateral longitudinal core sample (C) from grainstones and rudstones from foreshore's bioclastic beaches. (A) Well organized and well selected grainstone from facies Ghf with interparticle porosity and shells with high fragmentation and abrasion degrees. Shell orientation is oblique on the photography's lower portion (yellow arrow) and horizontal to oblique on the top portion (pink arrow). (B) Organized grainstone with intraparticle and interparticle porosities from facies WPGonc formed by semi-concentric to concentric semi-spheric oncoids (red circle) and bivalve shells with high fragmentation and abrasion degrees similar to the shells from facies Ghf. Note that the oncoids can be simple, with only one coating surface, or composed. In the case of being simple, they are less spheric, nucleated by shells from Ghf facies and display intraparticle porosity in which the microbial coat remains whereas the nucleic shell is dissolved (yellow circle). Black scale = 2 mm.

Another possible interpretation for well selected packstones and grainstones (Ghf facies) is upper tempestites facies. Upper tempestite facies include ripples and hummocky structures (Aigner, 1982; Li *et al.*, 2014). Storm surges originated in deeper settings could have reached the foreshore and transported bioclastic unconsolidated sediments from beaches to the shoreface or offshore transition by backflow currents.

4.5 Tempestites (FRIf and FRb facies)

Tempestites are formed by sudden sediment entrance in shallow settings as a result of distinctively high-energy events such as storm surges or hurricanes (Aigner, 1982). They are formed by a combined flow of unidirectional and oscillatory currents and commonly display normal gradation and variable internal structure (Aigner, 1982; Myrow, 2005).

In the study area, storm deposits are represented by floatstones and rudstones formed by bioclasts with low abrasion and fragmentation degrees (facies FRb and FRIf; Table 1). They make up for 60 out of the 695 samples described, but their low frequency should not be read as of low significance, since tempestite deposits are often reworked and eroded by following storms (Aigner, 1982; Li *et al.*, 2014). Both facies often occur in intercalation with each other as well as with mudstones (M), wackstones (W), wackestones with ostracods (O), rudstones with articulated shells (Rmat) and from ridges (Rhf) and washover (Rmhf) deposits.

The FRb facies (Figure 11A) is chaotic and their bioclastic content display bimodal size distribution. Bioclasts bigger than or equal to 2 mm (first mode) show low fragmentation and abrasion degrees whereas smaller than 1 mm bioclasts (second mode) are well fragmented and abraded. Smaller bioclasts occur interstitially amongst the bigger ones. Floatstones and rudstones from FRIf facies (Figure 11B) are well-oriented to well organized and locally display the same bimodal pattern from facies FRb.

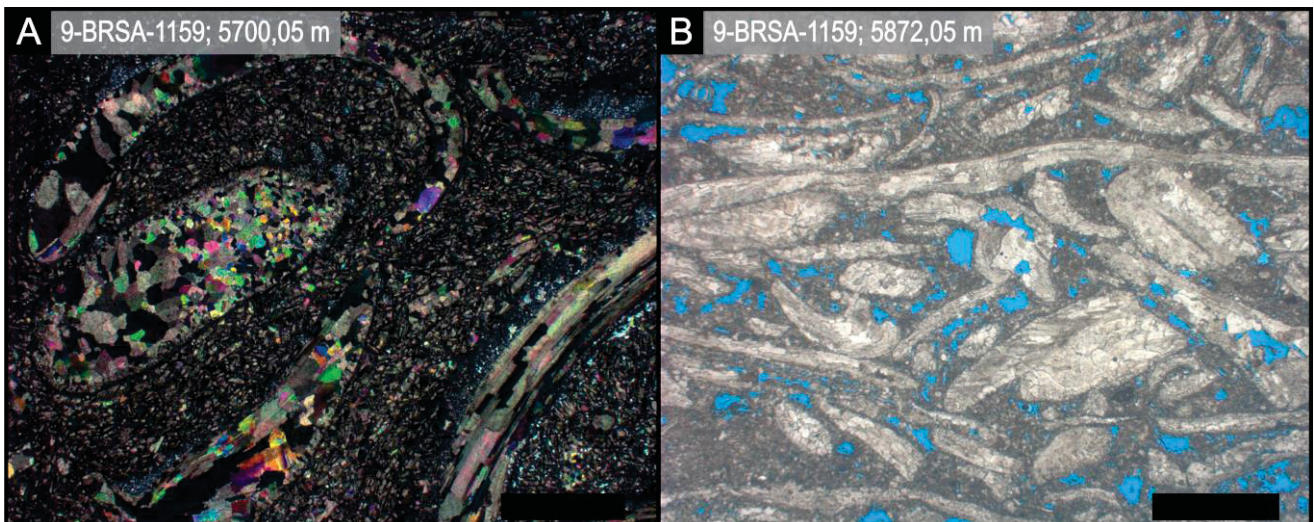


Figure 11: Thin section displaying tempestite deposits. (A) Bimodal and massive rudstone from facies FRb. Bimodality is formed by a bigger-size shell mode with more than 5 mm and low fragmentation and abrasion degrees contoured by a smaller-size shell mode with less than 0,2 mm. Note that both modes are well selected amongst themselves. (B) Organized rudstone (natural light) from facies FRIf with micritic matrix formed by shells with variable sizes, fragmentation and abrasion degrees and thickness. Interparticle, intraparticle and vug porosities can be observed. Black scale = 2 mm.

Because of their chaotic structure, bimodal tempestites are probably formed by a higher energy flow than the well-organized FRIf tempestites (Aigner, 1982, Li *et al.*, 2014; Mizuno *et al.*, 2018) and their bimodality is generated by the mixture of bioclastic content from near-living bivalve settings probably from the offshore transition or bioclastic bar deposits (first mode; facies FRat and Rhf) and well reworked bivalve shells from bioclastic beaches (second mode; facies Ghf; Mizuno *et al.*, 2018). However, tempestite sediments are normally carried on from the shallow platform (Li *et al.*, 2014) indicating that both modes could have originated only from foreshore settings (bioclastic bar and beaches).

4.6 Deposits with articulated shells (Rmat and FRat)

Chaotic rudstones with articulated shells (Rmat) occur mainly in association with highly fragmented and abraded shells with less than 2 mm (Table 1). These smaller shells often nest within the articulated shells and in some cases display a bimodal selection (Figure 12). The nesting indicates some level of reworked during the formation of the Rmat facies, but not enough to disarticulate and rework all shells. It also indicates mixture between (1) highly fragmented shells probably from the shoreface beaches or bioclastic bars and (2) articulated shells from bivalve living and dying near-habitat conditions within the carbonate ramp domain.

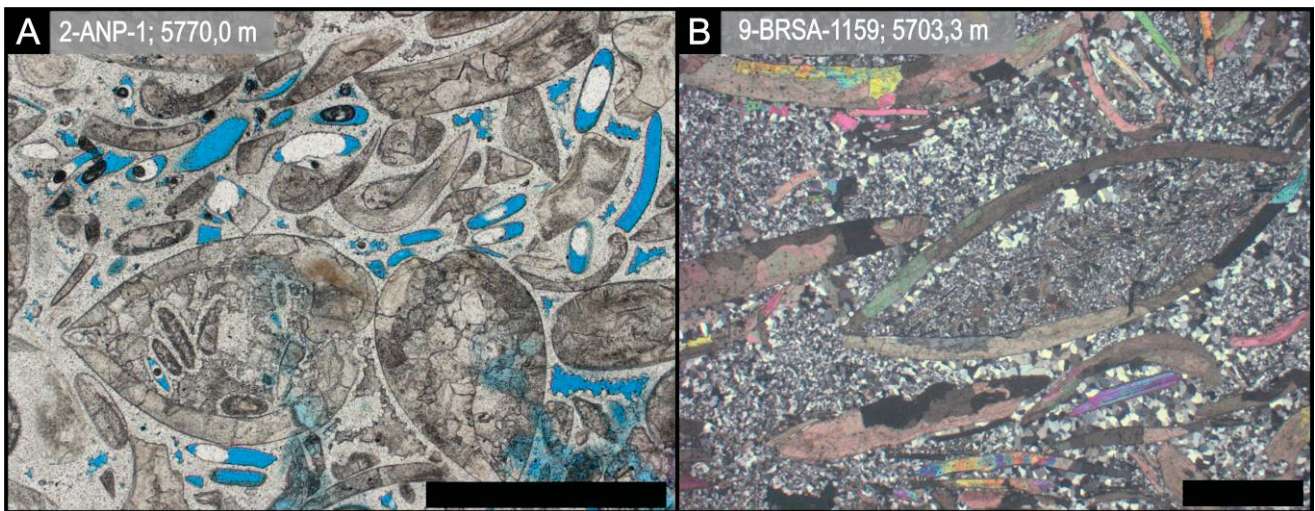


Figure 12: Thin section from facies Rmat with parallel (A) and cross (B) polarizers. (A) Massive rudstone with matrix/cement recrystallization and silicification with two well preserved articulated shells from presumably *Desertella acarenata* n.sp bivalve species (Hessel, 1993). Note inside the left shell well fragmented and abraded shells. Besides the two articulated shells, the others shells display low to medium fragmentation degree, low to high abrasion degree and bad selection. Intraparticle, moldic and vug porosities can be observed. (b) Floatstone with recrystallized matrix/cement and silicification with an articulated shell from a bivalve species other than the *Desertella*'s. Inside the shell microcrystalline silica with brown fragments of shells. Porosity is low due to silica replacement. Black scale = 2 mm.

Mixtures between sediments from various ramp locations is characteristic of tempestite and washover deposits. Rmat facies rudstones are often interbedded with floatstones and rudstones from the FRb and FRIf facies. In addition, often occur with micritic carbonate mud or microcrystalline silica and bimodal selection in some samples. In conclusion, the majority of the rudstones with articulated shells in the studied area were probably reworked and deposited during an initial storm phase and mixed with shallower sediments during the passage of backflow currents.

The majority of articulated shells are from thick-shell bivalves such as *Desertella acarenata* n.sp formed in shallow and high-energy waters (Hessel, 1993). Besides the environmental processes, disarticulation is also a product of valve strength, size, form and shell morphology that's different between bivalve species (Zuschin & Stanton, 2001; Flugel, 2004). In conclusion, not all articulated bioclasts are originated from the offshore transition and some were even able to live in shoreface or even foreshore conditions (Mizuno *et al.*, 2018). In this last case, geomorphologic features such as longshore bars, reliquiaie bioclastic ridges and tempestite deposits could serve as barriers along the ramp and favor bivalve population even within the most stressful of settings. These barriers could have also been responsible for local environmental variations, such as temperature, salinity and

substrate nature (Gosling, 2003; Muraeva *et al.*, 2016), that would favor the overpopulation of some bivalve species, such as the *Desertella*, in detriment of others.

4.7 Mud supported carbonates (M and W)

Mudstones (M) and wackestones (W) are characterized by low bioclastic content both from bivalve and ostracod shells (Table 2). Mudstones and wackestones are organized, orientated and even laminated. When present, lamination is formed by alternated layers with different colors and granulometry sizes under the microscope and in macroscopic analysis. In addition, mudstones also occur in intercalation with thin-shell dominated-layers from the FREbv facies. Mudstones and wackestones are commonly alternated with tempestite facies (FRlf, FRb and Rmat) and, locally, with Rhf facies. Mudstones and wackestones in intercalation with more proximal facies such as Rhf can indicate marginal, fringe, lagoon, protected lake and even bioclastic beach deposits (Carvalho *et al.*, 2000; Tavares *et al.*, 2015).

When intercalated with tempestite deposits (FRlf, FRb and Rmat) two interpretations are possible: (1) the first is that some of the mudstones and wackestones identified in the studied area are actually laminated distal tempestite facies (Li *et al.*, 2014) or (2) that some storms were so energetic that backflow currents reached the offshore and interrupted the low-energy setting in which fine-grained limestones were being deposited during fair weather conditions (Aigner, 1982; Li *et al.*, 2014). In this last case, the occurrence of mudstones and wackestones would indicate the sedimentation continuation after a storm event and could be a good tracer for high frequency sequences. This is corroborated by the occurrence of wackestones and mudstones in intercalation with tempestite deposits in the wells' lowermost intervals near the Picarras Formation contact, in which the environment was deeper and more favorable to offshore sedimentation.

Wackestones with ostracods (O) occur in association with almost all facies. They indicate the resume of closer-to-normal conditions that were interrupted after stressful events. If intercalated with tempestites, for instance, wackestones with ostracods can indicate the resume of offshore transition for living conditions after a storm event. Ostracods are more resistant to environmental variations such as storm surges, abnormal lake rising (Holmes, 2001) and installation of arid conditions (Bertani & Carozzi, 1985). In addition,

some non-marine ostracods, unlike bivalves, can hibernate during stressful environmental conditions and resume living after the conditions reach normality (Holmes, 2001). A more detailed study is necessary in order to better understand ostracod occurrences in the studied area.

4.8 Siliciclastic mudstones (Ms)

Shales (facies S; Table 2) are generated by suspension in calm and deeper waters below the storm wave base or in shallow protected waters (Muniz & Bosence, 2018; Mizuno *et al.*, 2018). Siliciclastic sediment input can be brought towards the basin's offshore by hypopycnal plumes in high lake-level conditions (Mulder & Alexander, 2001; Oliveira *et al.*, 2019). In the study area, with the available dataset, shale occurrence is restricted to the coquina sequence top near the contact with the Barra Velha Formation and are correspondent to the high gamma-ray peaks in petrophysics logs.

5 DISCUSSION

5.1 Depositional Model and Sedimentary Processes

Coquina deposition in Buzios Field, Santos Basin, took place in a regional offshore context and was conditioned by structural highs and lows. Bioclastic carbonates in the area were deposited in an isolated carbonate ramp with low terrigenous influence and dominated by storms (related to tectonism or climate), waves and storm-induced processes. Low frequency of fine-grained rocks could indicate that the coquina carbonate ramp drowning was not deep enough to favor extensive offshore deposition, in exception to offshore shale deposits at the Barra Velha contact. This culminated in a carbonate platform with low depth favoring highly energetic and shallow environments (Figure 13).

The main depositional features are swash-deposited bioclastic ridges that separated the sedimentation between backshore's inter-ridge, ridge and ramp slope's facies. During fair-weather conditions (Figure 14A), bioclastic ridges and beaches were dominated by fair-weather waves and currents (facies Ghf; Walker & Plint, 1992). Bioclastic bars were

sporadically exposed favoring breccias (facies B; Muniz & Bosence, 2018) and gravitational flow formation (Rmhf facies; Oliveira *et al.*, 2019). During fair-weather periods, inter-ridges were anoxic environments (McRoberts, 1997) with low current activity favorable to mud precipitation and thin shell accumulation (facies FRebv).

From the ridge hinge towards the lake, bioclastic beaches and banks (facies Ghf) dominated the landscape, indicating the transition between foreshore and shoreface zones. Bioclastic beaches were probably deposited in the form of wave ripples and their bioclastic content was continuously reworked by fair-weather waves. Banks composed of shell fragments occur in the shoreface and migrate laterally semi parallel to the littoral coast. Embayments comprising stromatolites (BS) and oncoids (WPGonc) were also present.

Storms begin with the water surface dislocation and superelevation of lake level on littoral regions (Walker & Plint, 1992). Once the surface is dislocated, an altimetric gradient is established between the onshore and offshore. To normalize this gradient, a backflow towards the offshore is formed and deviated by the Coriolis force, originating a geostrophic current (Walker & Plint, 1992). This current circulation is responsible for the removal, lateral transport and deposition of allochthonous bottom sediments (Figure 14B; Aigner, 1982). During the events, storm waves also reworked and transport the sediments.

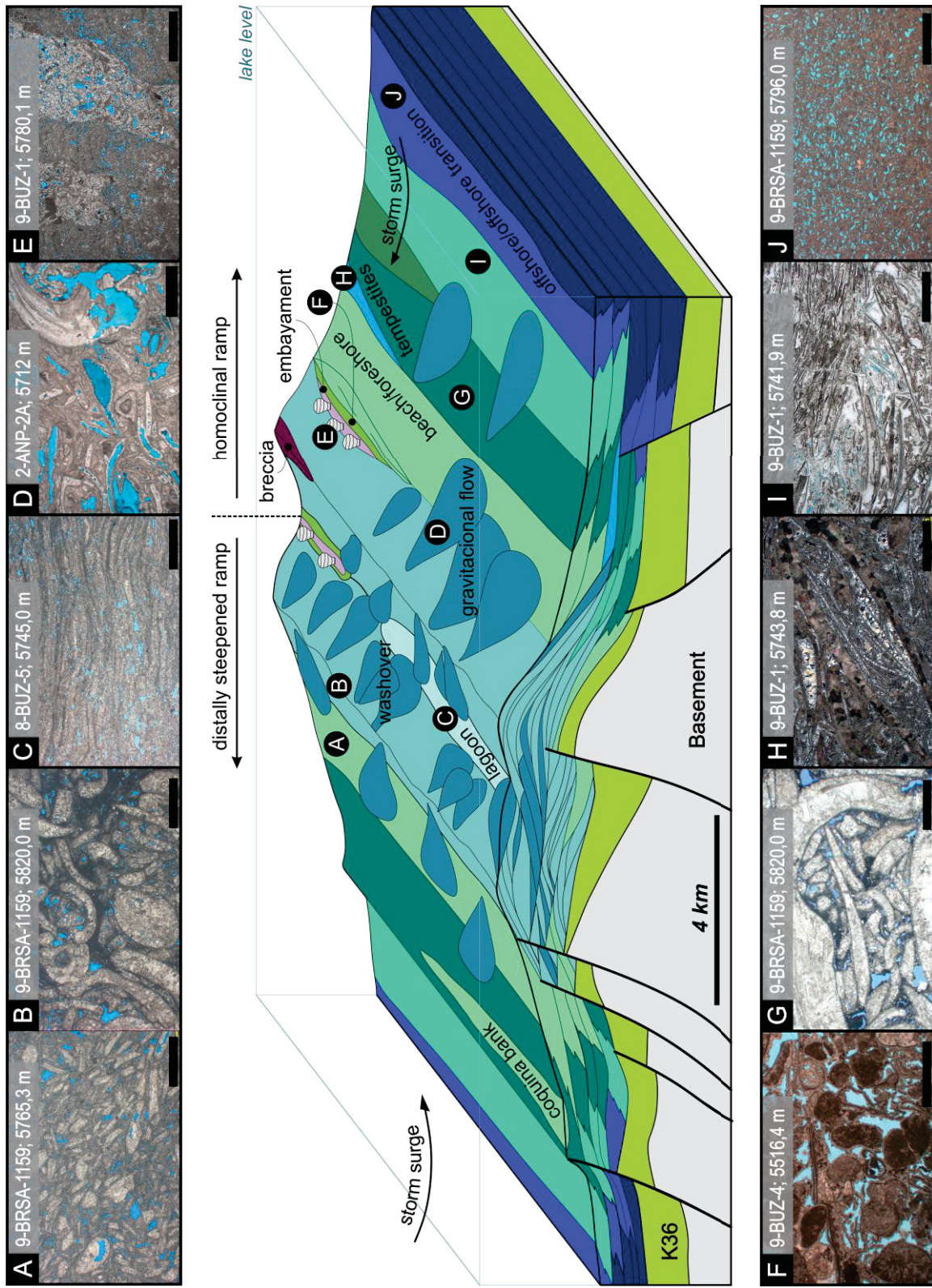


Figure 13: Depositional model for the coquina section at Buzios Field and facies' thin section representative photographs. (A) Ghf, (B) Rmf, (C) FRbv, (D) Rmhf, (E) GB, (F) WPGonc, (G) FRb, (H) Rmat, (I) FRIf, (J) W.

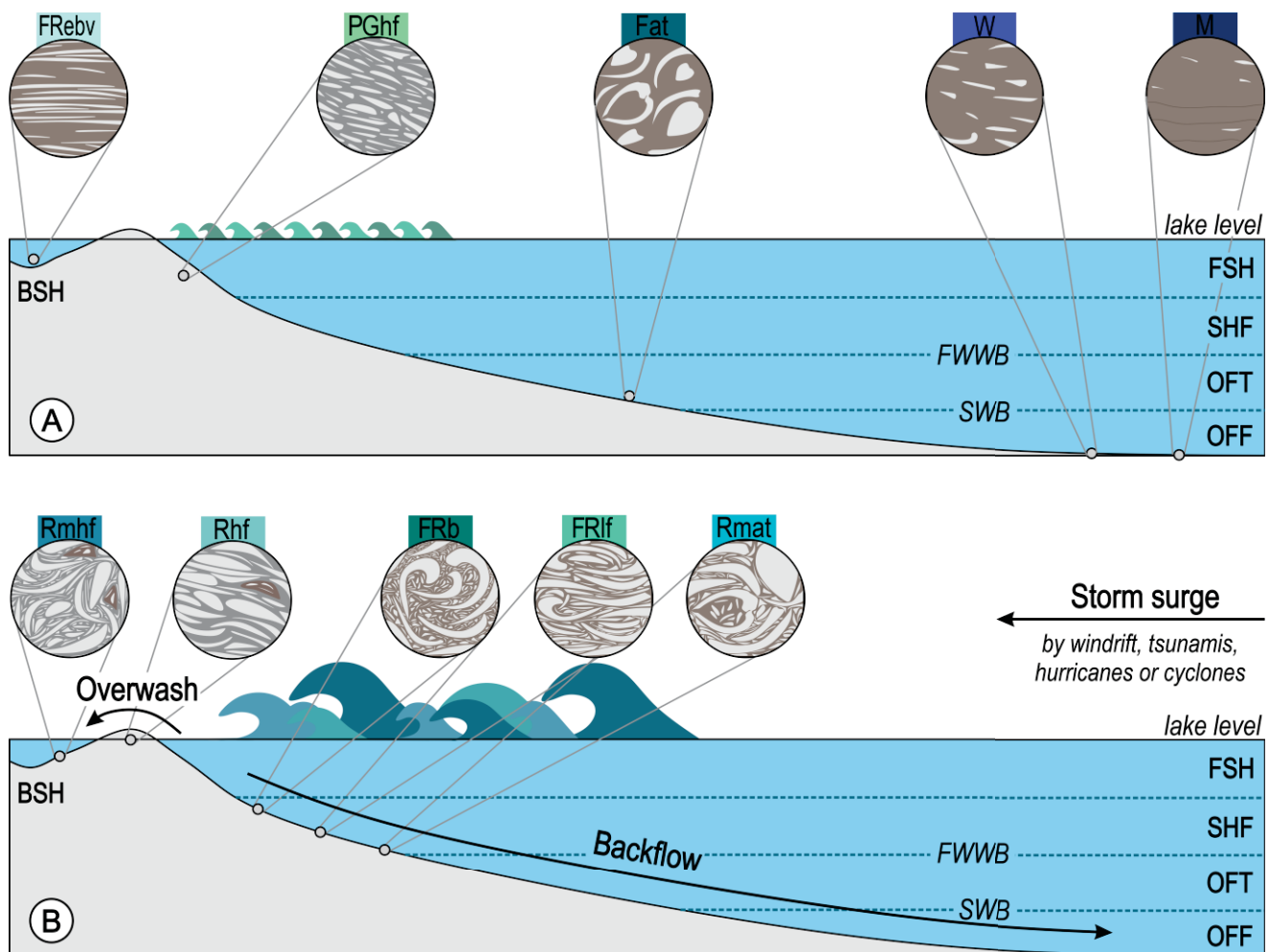


Figure 14: Carbonate ramp main facies distribution during (A) fair-weather and (B) storm conditions. Wave sizes and the ramp scales are merely illustrative.

During storm events, overwash volumes superimposed the bioclastic ridges, depositing ridge coquina facies (Rhf), and advance towards the backshore forming washover deposits (Rmhf facies) and interrupting the FRebv facies deposition (Figure 15b). Part of this water volume is retained within depressions and swales supplying the backshore lagoons with water. During the storm, slope and ridge destabilization can also trigger off gravitational flows (facies Rmhf; Oliveira *et al.*, 2019). This destabilization could also be triggered by tectonic movements. During the storm final stages, fine-grained sediments in suspension are deposited originating deep-water mudstones over tempestites (facies L; Li *et al.*, 2014).

Concomitantly, the bioclastic content of bioclastic ridges (facies Rhf) and beaches (facies Ghf) was washed by storm waves and overwash volumes and by backflow currents depositing tempestites or backwards by overwash volumes towards the backshore forming

washover deposits. At the shoreface, both storm currents and storm waves are responsible for the tempestites' deposition (FRb, FRIf; FRmat and Rg facies; Aigner, 1982).

Highly energetic and catastrophic storm surges could have been initiated or influenced by cyclones and hurricanes, in similarity of Shark Bay's and Mexico Gulf's bioclastic accumulations (Logan & Cebulski, 1970; Logan *et al.*, 1976; Williams, 2011; Jahnert *et al.*, 2012). In the context of the passive margin's basins rift phase, storms could have also been generated by tectonically-produced tsunamis (Dawson and Stewart, 2007; Freundt *et al.*, 2007; Morton *et al.*, 2007; Massari *et al.*, 2009; Oliveira *et al.*, 2019).

5.2 Stacking and Facies Successions

Mud supported carbonates (M and W) and floatstones with articulated shells (Fat) occur in few intervals of some wells, indicating a low-energy and calm offshore or transitional environments near the bivalve living habitats.

Deep lake deposition, characterized by relatively high gamma ray values, is abruptly interrupted by tempestite deposits (facies FRIf, FRb and Rmat), with lower gamma ray values, intercalated with wackestone, locally with ostracodes.. From that point upward, bioclastic ridges, beach deposits and washover deposits dominate the sequences and are still correspondent to relatively lower gamma ray values. Near the top of Itapema Formation, breccias, ostracods and even grainstones rich in peloids and stromatolite are associated with high gamma ray values.

In general, the sample stacking in most wells indicates a progressive shallowing towards the top of the coquina sequence comprising higher-frequency lake level relative variations. Lake shallowing was accompanied by salinity and alkalinity rising, especially near the Itapema-Barra Velha contact, indicated by the presence of gastropods (Leme, 1995) and stromatolites in detriment to bivalve occurrence frequency. Breccias also occur in greater quantity near the top and may indicate subaerial exposure over structural highs (Muniz & Bosence, 2018).

At the coquina section final depositional stages, near the pre-Alagoas unconformity (126,4 Ma; Moreira *et al.*, 2007), deep lake waters drown the bioclastic ramps and deposit shales (facies S). Shales in this context are chronologically related to the post-rift drastic

changes in basin configuration, geometry and stratigraphy while transitioning from a coquina to a microbial dominated sequence. The shallowing and rising climatic arid conditions are prolonged during the Barra Velha and Ariri formations deposition (Moreira *et al.*, 2007; Chang *et al.*, 2008).

The Aptian mollusks realm was suppressed from the Buzios Field region after the sequence drowning. The bivalves near the top of the Itapema formation were suffering with a progressive lake shallowing and soon were drowned under relatively deep waters that promoted the disappearance of those explosively animals that dominated the landscape for a period of nearly 3 million years.

6 CONCLUSIONS

- According to the conducted faciological analysis, deposits of the Itapema Formation in the area of the Buzios Field can be distributed in eight facies associations within carbonate ramps: (1) bioclastic ridge deposits; (2) washover deposits; (3) backshore deposits; (4) bioclastic beach deposits; (5) tempestites; (6) deposits with articulated shells; (7) fine-grain carbonate deposits and (8) shales.

- Washover deposits, tempestite deposits and deposits with articulated shells of the facies Rmat and gastropod coquinas Rg originated during storm events by several processes such as overwash volumes, backflow currents and storm waves. Bioclastic beaches were deposited during fair-weather conditions by fair-weather waves. Concomitantly, floatstones with articulated shells of facies Fat and fine-grained deposits precipitated in offshore transition and offshore conditions, being sporadically interrupted by tempestite deposits;

- A depositional model was constructed with the facies associations for each sub-environment. The model revealed the huge accumulation of coquinas over structural basement highs, a positive relieve essential in maintaining high waters energy during the coquinas deposition and guaranteed the predominance of coarse bioclast maintaining the fine material in suspension;

- A comparative model denoted the remarkable difference between fair-weather and storm activity deposition. Fair weather deposits revealed organized shell layers, in contrast with the chaotic deposits formed by storm activities;

- Near the top of the Itapema Formation, higher cyclicity frequency revealed a progressively environment shallowing. The presence of gastropods and stromatolites attested changes in environment salinity and stress conditions. The changes are interpreted as consequence of the salinity rising and water body isolation due to consecutive dry moments within the Buzios Field area;
- Immediately above the shallowing-up sequence during the end of the deposition of the Itapema Formation a shale layer deposition spread at the top of the Formation near the contact with the Barra Velha Formation, attesting an overall drowning of the Buzios carbonate platform culminating with the mortality and disappearance of the mollusks from the area.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge the Brazilian National Petroleum Agency (ANP) for the data granting, the Laboratory of Coastal Studies (LECOST) and the Post-Graduation Geology Program both from the Federal University of Parana for structural support during this research. The authors thank the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for financial support during this Master's Degree research and researchers Dr. Almério França and Dr. Carlos Guedes for suggestions.

REFERENCES

- Aigner, T. (1982). Calcareous tempestites: storm dominated stratification in upper Muschelkalk limestones. In: Yin, A., Harrison, T. M. (Eds.). *Cyclic and Event Stratification*. Cambridge University Press, 1, 181–195. doi: 10.1007/978-3-642-75829-4_13.
- Barnett, A. J., Fu, L., Rapasi, T., Scotellaro, C., Guha, J., Cabolova, A., Domingues, A. L. (2020). Seismic characterization and origin of clinoforms in lacustrine depositional environments: a case study from the Cretaceous of the South Atlantic. In: Henry, J., Burgess, P., Hunt, D., Janson, X., Zampetti, V. (Eds.). *Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs*, London: Geological Society Special Publications. 509 p. doi: <https://doi.org/10.1144/SP509-2019-148>.
- Bates, R. L., Jackson, J. A. (1980). *Glossary of Geology. 2nd edition*, Alexandria: American Geological Institute, 751 pp. ISBN 13: [9780913312155](https://doi.org/10.1144/SP509-2019-148).
- Bertani, R. T., Carozzi, A. V. (1985b). Lagoa feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs - II. *J. Pet. Geol.*, 8(1), 199 - 220. doi: <https://doi.org/10.1111/J.1747-5457.1985.TB01011.X>.

Bromley, R. G. (1993). Predation habits of octopus past and present and a new ichnospecies, *Oichnus ovalis*. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 40,167-173. Recovered from <https://2dggf.dk/xpdf/bull40-01-02-167-173.pdf>.

Burne, R. V., Moore, L. S. (1987). Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, 2, 241-254. doi: <http://dx.doi.org/10.2307/3514674>.

Carriker, M. R. (1981). Shell penetration and feeding by naticacean and muricacean predatory gastropods: a synthesis. *Malacologica*, 20, 403-422. Recovered from https://archive.org/details/cbarchive_40159_shellpenetrationandfeedingbyrna9999/page/n7/mode/2up.

Carter, R. W. G. (1986). The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73, 191–214. doi: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90015-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90015-0).

Carvalho M. D., Praça U. M., Telles, A. C. S. (2000). Bioclastic carbonate lacustrine facies molds in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. In: Gierlowskikordesch, E. H., Kelts, K. R. (Eds). *Lake Basins through Space and Time*, Tulsa: AAPG Studies in Geology, 46, 245-256

Castro, T. M. (2019). *Avaliação dos reservatórios carbonáticos do pré-sal no Campo de Búzios, Bacia de Santos* (MSc. Degree Research). Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro.

Chang, H. K., Assine, M. L., Corrêa, F. S., Tinen, J. S., Vidal, A. C., Koike, L. (2008). Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Rev. Bras. Geociências*, 38 (2), 29–46. doi: <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2008382S2946>.

Chinelatto, G. F., Belila, A. M. P., Basso, M., Souza, J. P. P., Vidal, A. C. (2020). A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin-Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 116, 104317. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104317>.

Choquette, P. W., Pray, L. C. (1970). Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54, 207–250

CPRM (Brazilian Geological Service). (2017). *GeoSBG: Bacias Sedimentares Brasileiras*. Recovered from <http://geosgb.cprm.gov.br/>.

Davis, R. A., Kuhn, B. J. (1985). Origin and development of Anclote Key, west-peninsular, Florida. *Mar. Geol.*, 63: 153-171. doi: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90082-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90082-9).

Dawson, A. G., Stewart, I. (2007). Tsunami deposits in the geological record. *Sediment. Geol.*, 200, 166–183. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.002>.

Dias, R. M., W. Lupinacci, T. M. De Castro, M. Antonio, C. Santos. 2019. Understanding the relationship between acoustic impedance and porosity in the presalt of the Buzios Field Santos Basin. In: Conference Proceedings, First EAGE Workshop on Pre-Salt Reservoirs: from Exploration to Production. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro/Brazil, European Association of Geoscientists & Engineers, p. 1 -5. doi: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201982009>

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa: AAPG Memoir, 1, 108–122.

Embry, A. F., Klovan, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730 – 781. doi: <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730>

ESRI. 2018. *World Terrain Base*. Recovered from <http://www.arcgis.com/home/>

Ferreira, D. J. A., Dultra, H. P. L., de Castro, T., Lupinacci, W. M. (2021). Geological process modeling and geostatistics for facies reconstruction of presalt carbonates. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104828. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104828>.

Ferreira, D., Dias, R. M., Lupinacci, W. M. (2021). Seismic pattern classification integrated with permeability-porosity evaluation for reservoir characterization of presalt carbonates in the Buzios Field, Brazil. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 201, 108441. doi: <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.108441>.

Flügel, E. (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Berlin: Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 976p

Freundt, A., Strauch, W., Kutterolf, S., Schmincke, H. U. (2007). Volcanogenic tsunamis in lakes: examples from Nicaragua and general implications. *Pure Appl. Geophys.*, 164, 527–545. doi: <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-006-0178-z>.

Fryda, J. (2005). Fossil invertebrates – gastropods. In: Selley, R. C., Robin, L., Cocks, M., Plimer, I. R. (Eds.). *Encyclopedia of Geology*, Amsterdam: Elsevier, 1, 378-388. doi: <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00040-X>.

GeoANP. (2020). *Mapas Georeferenciados da ANP*. Recovered from <http://geo.anp.gov.br>.

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, 412-431. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.11.022>.

Gomes, J. P., Bunevich, R. B., Tedeschi, L. R., Tucker, M. E., Whitaker, F. F. (2020). Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104-176. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>

Gosling, E. (2003). *Bivalve Molluscs: Biology, Ecology and Culture. Reproduction, Settlement and Recruitment*. Hoboken, Nova Jersey: Wiley-Blackwell, 443 p. doi: 10.1002/9780470995532.

Hayes, M. O. (1967). Hurricanes as geological agents, south Texas coast. *AAPG Bulletin*, 51 (6), 937-942. doi: <https://doi.org/10.1306/5D25C0FF-16C1-11D7-8645000102C1865D>.

Hesp, P. A., Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Tomazelli, L. J., Ayup-Zouain, R. N., Esteves, L. S., Gruber, N. L. S., Toldo-Jr, E. E., Tabajara, L. L. C. A., Clerot, L. C. P. (2005). Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandai barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira*

de Ciências, Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 77, 493–508. doi: <https://doi.org/10.1590/S0001-37652005000300010>.

Hessel, M. H., 1993. *Paleogeografia dos bivalvíos da Formação Lagoa Feia, Eocretáceo de Campos*. Simposio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos e Breves Comunicações. p. 22-23.

Holmes J. A. (2001). Ostracoda. In: Smol, J.P., Birks, H. J. B., Last, W. M. (Eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Dordrecht: Springer. doi:https://doi.org/10.1007/0-306-47671-1_7

Insalaco, E., Skelton, P., Palmer, T. J. (2000). Carbonate platform systems: components and interactions - an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 178, 1-8. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.178.01.01>

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 analogue. *Sedimentary Geology*, 281, 59–74. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.08.009>.

Jahnert, R., Collins, L. (2011). Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Marine Geology*, 286. doi: 106-111. 10.1016/j.margeo.2011.05.006.

Kahn, M. 2020. *Búzios e suas soluções inovadoras para superação de desafios*. 3º Fórum Técnico: Pré-Sal Petróleo, Virtual Event. Recovered from https://www.presalpetroleo.gov.br/ppsa/conteudo/buzios_forum_tecnico_ppsa_20201117.pdf

Kelley, P. H. (2008). Role of bioerosion in taphonomy: effect of predatory drillholes on preservation of mollusc shells. In: Wisshak, M., Tapanila, L. 2008. Current Developments in Bioerosion, 1, 451 – 470. doi: 10.1007/978-3-540-77598-0_23.

Kidwell, S. M, Fürsich, F., Aigner, T. (1986). Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1 (3), 228 - 238.

Kochel, R. C., Dolan R. (1986). The Role of Overwash on a Mid-Atlantic Coast Barrier Island. *The Journal of Geology*, 94 (6), 902-906.

Kochel, R. C., Wampfler, L. A. (1989). Relative role of overwash and aeolian processes on washover fans, Assateague Island, Virginia–Maryland. *Journal of Coastal Research*, 5, 453–475

Leatherman, S. P., Williams, A. T. (1977). Lateral textural grading in overwash sediments. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 2, 333-341

Leme, J. L. M. (1995). Sistemática e biogeografia: morfologia geral dos moluscos, em particular da classe gastropoda. In: F. S. Barbosa. (Eds.) *Tópicos em malacologia médica*, Rio de Janeiro: Fiocruz, 314 p. Recovered from <http://books.scielo.org/id/np7z/pdf/barbosa-9788575414019-03.pdf>.

Li, F., Yang, Y., L, J., Yang, T., Dai, T., Zhao, J., Yi, H. (2014). Lacustrine tempestite and its geological significance in the Cenozoic study of the Qaidam Basin. *Journal of Asian Earth Science*, 92, 157 – 167.

- Logan, B. W., Cebulski, D. E. (1970). Sedimentary environments of Shark Bay, Western Australia. *AAPG Memoir*, 13, 1–37. doi: <https://doi.org/10.1306/M13369C1>.
- Logan, B., Rezak, R., Ginsburg, R. (1964). Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *The Journal of Geology*, 72 (1), 68-83. doi: <https://doi.org/10.1086/626965>.
- Massari, F., D'Alessandro, A., Davaud, E. (2009). A coquinoïd tsunamite from the Pliocene of Salento (SE Italy). *Sediment. Geol.*, 221(1-4), 7–18. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.07.007>.
- McRoberts, C. A. (1997). Late Triassic North American halobiid bivalves: stratigraphic distribution, diversity trends, and their Circum-Pacific correlation. In: Dickins, J. M., Zunyi, Y., Hongfu, Y., Lucas, S., Acharyya, S. (Eds.), *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events*. Cambridge University Press, 198–20. doi: 10.1017/CBO9780511564413
- Mizuno, T. A., Mizusaki, A. M. P., Lykawaka, R. (2018). Facies and paleoenvironments of the Coqueiros Formation (Lower Cretaceous, Campos Basin): A high frequency stratigraphic model to support pre-salt “coquinas” reservoir development in the Brazilian continental margin. 2018. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 107-117. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.007>.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., Machado, M. A. P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2), 531 - 549.
- Morton, R. A. (1994). Texas barriers. In: Davis Jr., R. A. (Eds.). *Geology of Holocene Barrier Island Systems*, New York: Springer, 75-115. doi: 10.1007/978-3-642-78360-9_3.
- 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: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.003>.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269–299. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- Muniz, M. C., Bosence, D. W. J. (2018). Lacustrine carbonate platforms: Facies, cycles and tectonosedimentary models for the presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 102 (12), 2569 – 2597. doi: <https://doi.org/10.1306/0511181620617087>.
- Muraeva, O., Maltseva, A., Mikhailova, N., Granovitch, A. (2016). Mechanisms of adaption to salinity stress in marine gastropods *Littorina saxatilis*: a proteomic analysis. *Cell and Tissue Biology*, 10, 160-169. doi:10.1134/S1990519X16020085.
- Myrow, P. (2005). Sedimentary Environments: Storm and Storm Deposits. In: Selley, R. C., Cocks, L. R. M., Plimer, I. R. (Eds.). *Encyclopedia of Geology*, Amsterdam: Elsevier, 580 – 587. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00488-3>.
- Neumann, A. C. (2008). Foreword. In: Wisshak, M., Tapanila, L. (Eds.). *Current Developments in Bioerosion*. Basingstoke, UK: Springer, 1, V - IX.
- Oliveira, V. C. B., Silva, C. M., Borghi, L. F., Carvalho, I. S. (2019). Lacustrine coquinas and hybrid deposits from the rift phase: Pre-Salta, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil.

Journal of South American Earth Science, 95, 102254. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102254>.

Pomar, L. W. C. (2001). Types of carbonate platform: a genetic approach. *Basin Res.*, 13, 313–334. doi: <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>.

Rider, M. (2000). *The Geological Interpretation of Well Logs*, 2nd edition, Scotland: Rider-French Consulting Ltd, 290 p.

Ridgway, I. D., Richardson, C. A., Austrad, S. N. (2011). Maximum Shell Size, Growth Rate, and Maturation Age Correlate With Longevity in Bivalve Molluscs. *Journal of Gerontology: BIOLOGICAL SCIENCES*. 66A(2), 183–190. doi:10.1093/gerona/glq172

Riding, R. (1977). Skeletal stromatolites. In: Flügel, E. (Eds.) *Fossil Algae Recent Results and Developments*, Berlin: Springer, 57–60.

Riding, R. (2000). Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47(1), 179-214. doi: <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>.

Scholle, P. A. (1978). *A Color Illustrated Guide to Carbonate Rocks Constituents, Texture, Cements and Porosities*, Tulsa: AAPG Memoir, 27, 239 p.

Schwartz, R. K. (1975). *Nature and genesis of some storm washover deposits*, Washington: Technical Memo 61, Coastal Engineering Research Center, 69 p. doi: <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.1.2216.9449>

Sedgwick, P. Davis Jr., R. (2003). Stratigraphy of washover deposits in Florida: Implications for recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology*, 200, 31-48. doi:10.1016/S0025-3227(03)00163-4.

Szatmari, P. (2000). Habitat of Petroleum Along the South Atlantic Margins. *AAPG Memoir*, 73, 69 – 75. doi: <https://doi.org/10.1306/M73705C6>.

Tamura, T. (2012). Beach ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114, 279 – 297. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>.

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 Journal of Geology*, 45(3), 415-429. doi: <https://doi.org/10.1590/2317-488920150030211>

Terra, G. J. S., Bahniuk, J., Pitella-Franco, M. (2010). Ocorrência de rudistas em amostras de testemunho do Albiano inferior da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18 (2), 313-320. Recovered from https://www.researchgate.net/publication/296484810_Ocorrencia_de_rudistas_em_amostras_de_testemunho_do_Albiano_inferior_da_Bacia_de_Campos.

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*, 28(1), 26-51. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.005>.

Tiercelin, J. J., Cohen, A. S., Soreghan, M. J., Lezzar, K. E. (1994). Pleistocene Modern Deposits of the Lake Tanganyika Rift Basin, East Africa: a Modern Analog for Lacustrine Source Rocks and Reservoirs. In: Denver Meeting, Denver, Colorado/USA: SEPM and AAPG, p. 37-5. doi: <http://dx.doi.org/10.2110/cor.94.01.0037>.

Toots, H. 1965. Random orientation of fossils and its significance. *Contdb. Geology*, **4**: 59-62.

Walker, R. G., Plint, A. G. (1992). Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R. G., James, N. P. (Eds.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Newfoundland: Geological Association of Canada, 1, 219–238.

Walker, R.G., James, N.P., 1992. Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada 1, 1–14

Williams, H. F. L. (2011). Shell bed tempestites in the Chenier Plain of Louisiana: Late Holocene example and modern analogue. *Journal of Quaternary Science*, 26 (2), 199 – 206. doi: <https://doi.org/10.1002/jqs.1444>.

Ziegelmeier, E. (1954). Beobachtungen über den Nahrungserwerb bei der Naticide *Lunatia nitida* Donovan (Gastropoda Prosobranchia). *Helgoländer Wiss Meeresunters*, 5, 1-33. doi: <https://doi.org/10.1007/BF01609105>.

Zuschin, M., Stanton Jr., R. J. (2001). Experimental measurement of shell strength and its taphonomic interpretation. *Palaios*, 16, 161 - 170. doi: [http://dx.doi.org/10.1669/0883-1351\(2001\)016%3C0161:EMOSSA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1669/0883-1351(2001)016%3C0161:EMOSSA%3E2.0.CO;2).

Super-giant pre-salt coquina deposits, Buzios Field, Santos Basin, Brazil

Antunes, R. C.; Jahnert, R. J.

ABSTRACT

Coquina deposits more than 500 meters thick in the pre-salt Buzios Field, Santos Basin, Brazil, comprise a wide range of sedimentary systems produced mainly by storms-induced processes acting over lacustrine environments dominated by endemic bivalve mollusks fauna. These sedimentary systems generated important petroleum reservoirs in the super-giant Buzios Field, currently the second most productive oil field in Brazil. Thus, the understanding of the sedimentary systems, distribution and lithology variations accordingly to different tectonic compartments of the Buzios Field are of extreme scientific and economic importance. The system distribution is strongly related to the structural configuration and the two main structural highs are in the Central and South portions of the field. The sedimentary systems were interpreted accordingly to taphonomic and textural descriptions recovered from 596 thin sections from cores and side well cores distributed among ten wells within the Buzios area. The main depositional systems based on rock analysis were classified as: (1) offshore and offshore transition, (2) tempestite deposits, (3) bioclastic beaches and beach-banks, (4) bioclastic ridge and (5) inter-ridges. The environmental distinctive facies associations were classified in seven successions, from bottom to top: (1) offshore with hydrothermal contribution; (2) offshore- and offshore-transition-dominated; (3) tempestite-dominated; (4) bioclastic ridge and beach dominated; (5) bioclastic ridge dominated; (6) bivalve-restricted domain and (7) shales dominance at the Itapema and Barra Velha Formations contact. These successions vary laterally specially between the Central and South structural highs. In order to recognize paleo-littoral morphologies and predominant wind, waves and currents direction a careful analysis was conducted to understand shells fragmentation, abrasion degree and orientation, parameters recovered from thin sections. North to south shells arrangement indicated the presence of a northwest to southeast paleocurrent present during the tempestite-, beach- and ridge-dominated successions and a south to north water event activity effective only during the tempestite-dominated and ridge and beach-dominated successions, most likely because of the South Highs positive relief. Concomitantly, inter-ridge deposits are more frequent as the environment was becoming more restricted. Shales associated with the pre-Alagoas unconformity drown a coquina-dominated environment already undergoing important climatic changes that suppressed bivalve proliferation.

KEY-WORDS: Presalt, Santos Basin, Paleocurrent, Paleoenvironment Evolution, Sedimentary System.

1 INTRODUCTION

Formed by record-breaking petroleum reservoirs (PETROBRAS, 2020), the Buzios Field bioaccumulated carbonates (K38 sequence, Moreira *et al.*, 2007), informally known as coquinas, are located at the Santos Basin offshore, Brazil (Figure 1). In some cases, they reach up more than 500 meters thick in the field (Figure 2), making them the biggest known coquina accumulation in the world. From March of 2015 up to July of 2021 the Buzios Field has produced approximately 415 MMbbl (ANP, 2021). Currently, the field is the second major petroleum producer in Brazil, following the Tupi Oil Field (ANP, 2021). It's estimated that the field *in situ* hydrocarbon and natural gas volume reserves reach up to 29.889 MMbbl and 1.101.988 Mm³, respectively (ANP, 2016).

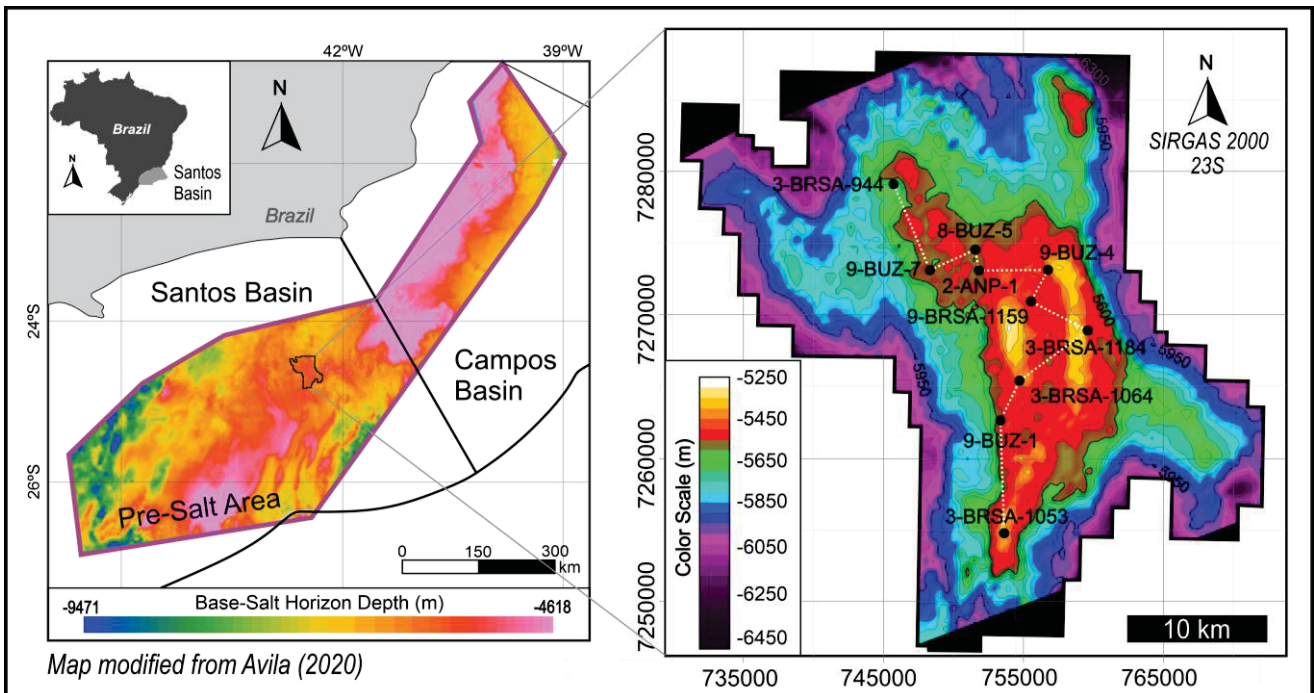


Figure 1: Santos Basin location map within the Brazilian coast over the base of salt map modified from Avila (2020) with the Buzios Field location. On the right, detail of the Buzios Field base of salt map from the BS500 Franco-Florim 3D seismic volume. Wells correlation represented by the dotted white line.

Coquina can be defined as a bioaccumulated rock formed mainly by whole or fragmented shells (Kidwell *et al.*, 1986). At the presalt sedimentary sequence of Campos and Santos basins, these reservoirs are dominated by bivalve shells currently being studied through taxonomic and taphonomic properties (e.g. Hessel, 1993; Mizuno *et al.*, 2018; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020). Even though the understanding of coquina reservoir distribution is being widely studied, research relating

facies associations with fields structural configuration, littoral morphologies, system distribution and paleocurrents are not available.

This present research aims to better understand the sedimentary coquina systems distribution and configuration at the Buzios Field, to identified possible chronostratigraphic packages and structural sectors and to propose a paleoenvironmental model for each structural compartment. It is also proposed to identify possible paleocurrents using a multi-scale approach based on taphonomic variations observed in coquina thin sections, well logs and subsurface seismic location.

2 GEOLOGICAL SETTING

Placed in ultra-deep waters and subsurface depths between 5000 and 7000 meters, the Buzios Field presalt reservoirs are located within two carbonate-dominated lithostratigraphic units, from top to bottom: the Barra Velha (sequences K48-K46 and K44) and Itapema Formation (sequence K38), separated by the pre-Alagoas unconformity (Moreira *et al.*, 2007; Figures 2 and 3). The Itapema Formation basal contact is represented by an intrabarremian unconformity (126,4 Ma) over a siliciclastic unit composed of sandstones, siltstones and shales called the Picarras Formation (Moreira *et al.*, 2007).

Both the Itapema and the Picarras Formation were deposited during the Santos Basin rift phase (Figure 2), characterized by a general distensive activity over a thinning crust followed by the lithosphere strain softening (Chang *et al.*, 1992; Karner & Driscoll, 1999; Moreira *et al.*, 2007; Chang *et al.*, 2008). The Itapema Formation from Santos Basin and the Coqueiros Formation from Campos Basin are correlate, both deposited during the Jiquia local stage and dominated by coquina deposits. Rift-phase structures in Campos Basin are originated from crystalline-inherited structures and from the Basin oblique deformation (Muniz, 2013). Crystalline-inherited structures are parallel to the coast (NNE-SSW direction) and commonly form half graben systems whereas intrabasin structures are strongly affected by transcurrent activity with a dominant NW-SE alignment that rotate and distorted the original tectonic blocks position.

The Itapema Formation is correlate to the Coqueiro Formation in Campos Basin, both sedimentary sequences dominated by bivalve-bearing bioaccumulated coquinas deposited mainly by storm-induced sedimentary processes (Carvalho *et al.*, 2000; Mizuno *et*

al., 2018; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019 Chinelatto *et al.*, 2020). The coquinas display a wide range of deposits that vary with depth, exposure to currents, rework degree, distance from the continent, degree of tectonic activity and structural configuration (Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019). In the Campos Basin, offshore structural domains tend to be dominated by parallel asymmetric horsts and grabens and isolated structural highs (Oliveira *et al.*, 2019). These isolated structural highs favored bivalve proliferation and carbonate platform development without significant environmental variations and siliciclastic input (Oliveira *et al.*, 2019).

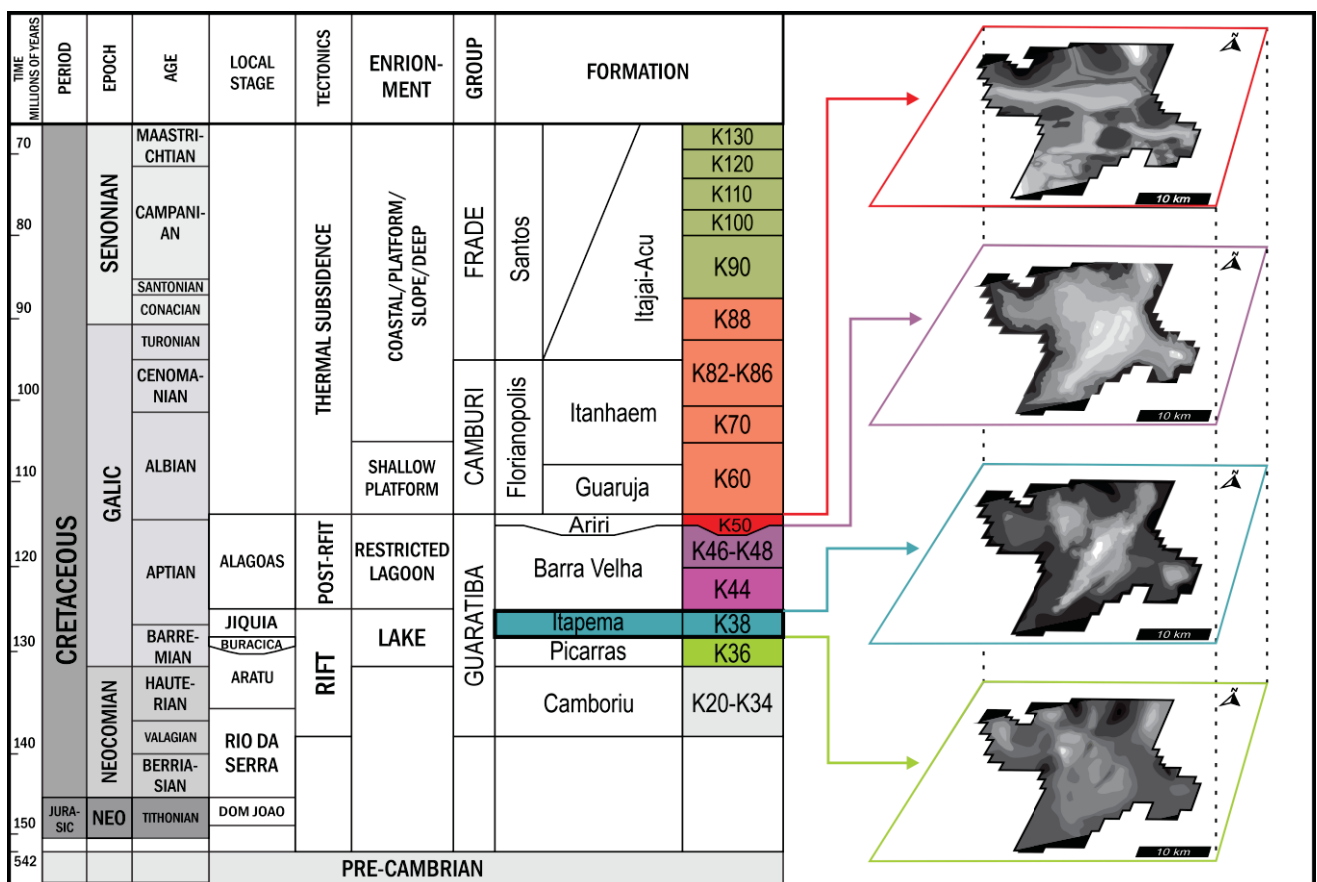


Figure 2: Chronostratigraphic chart for the Santos Basin between the Pre-Cambrian and Maastrichtian adapted from Moreira *et al.* (2007). At the right, contour maps for four of the pre-salt unconformities in the Buzios Field mapped using a 10x10 inline and 50x50 crossline seismic images from the BS Franco-Florim seismic volume. From bottom to top: economic basement top (pre-Jiquia unconformity), coquina top (pre-Alagoas unconformity), base-salt and top-salt horizons. Lighter colors are related to relative structural highs.

3 METHODS

The present research was developed with data provided by the Brazilian National Petroleum Agency (ANP). Ten wells were selected within the Buzios Field area (Figure 1)

and 596 thin section from core and side well core and 59 sidewell core sample photographs from the coquina section were described. The coquina description was performed accordingly to Dunham (1962) and Embry & Klovan (1971) classifications, taxonomic content (Kidwell *et al.*, 1986) and taphonomic attributes (e.g., Muniz & Bosence, 2018; Mizuno *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020).

Facies association and successions analysis followed Walker & James (1992) guidelines and was based on the works of Mizuno *et al.* (2018) and Oliveira *et al.* (2019) for correlated coquina deposits of the Coqueiros Formation, Campos Basin. Facies were determined using texture, taxonomic content and taphonomic information. Facies associations combine facies formed in similar settings, not necessarily by similar sedimentary processes. A facies was interpreted for each of the 596 thin sections and for the side well samples images and plotted against their correspondent petrophysical log. Regions without samples were interpreted using well logs mainly gamma ray analysis and, when available, resistivity, neutron, sonic and density logs that were integrated.

The wells were then tie to the seismic volume BS500 Franco-Florim in which important horizons were mapped using the Opendtect software (Figure 3). Contour maps were made using the software Surfer with the minimum curvature gridding method and paleoenvironmental interpretations were produced using the open Inkscape software.

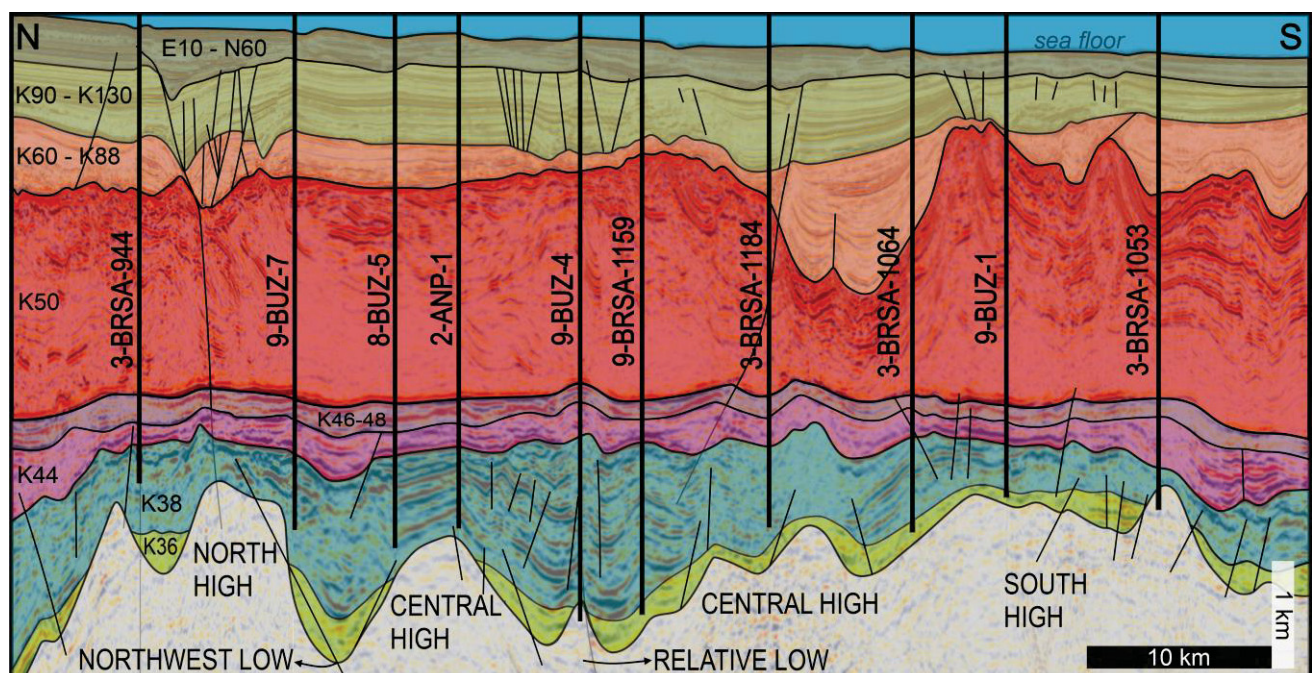


Figure 3: Composed seismic interpretation for the Buzios Field following the well-correlation direction plotted in figure 1. Note the structural highs and the occurrence of Picarras siliciclastic rocks only at relative lows between the highs.

4 RESULTS AND DISCUSSIONS

4.1 Facies Associations

The faciological description using coquinas taphonomic and textural variations (*e.g.*, Mizuno *et al.*, 2018; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020) suggests that the main depositional setting was isolated carbonate ramps (Figure 4). The ramp comprises five main facies associations or sedimentary systems: (1) offshore and offshore transition, (2) tempestite, (3) bioclastic beaches, (4) bioclastic ridge and (5) inter-ridge (Figure 4). All these five systems are dominated by bivalve shells and bivalve fragments. Offshore and offshore transition deposits are formed mainly by massive to laminated bivalve and ostracod bearing mudstones and wackestones. They are deposited in deep settings below the fair-weather wave base (Mizuno *et al.*, 2018).

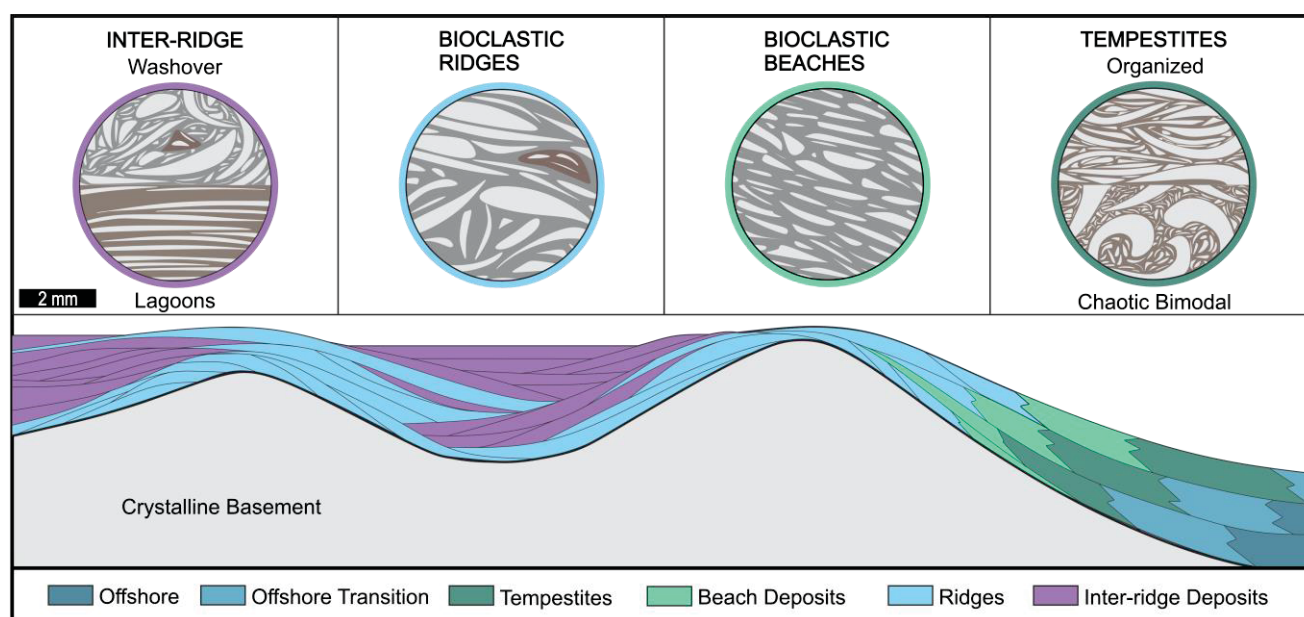


Figure 4: Facies association distribution between two isolated carbonate platforms.

Floatstones interpreted as tempestite deposits display a chaotic to oriented shell framework and can be bimodal. The deposit bimodality is associated with backflow current action (Aigner, 1982; Walker & Plint, 1992; Li *et al.*, 2014). Most tempestite deposits show normal gradation formed by flow deceleration similar to those encountered in turbidite

sequences and display important lateral variations (Bouma, 1962; Aigner, 1982; Myrow, 2005; Li *et al.*, 2014). Different tempestite deposits can be associated with different energetic moments during a storm-induced tempestite deposition. Bimodal floatstones, for instance, display mainly a chaotic shell orientation, indicating that they are most likely formed by more energetic currents than oriented floatstones (*e.g.* Mizuno *et al.*, 2018).

Bioclastic beaches and banks (Figure 5A) are formed by well-organized grainstones and, secondarily, rudstones and packstones (*e.g.* Carvalho *et al.*, 2000). Locally, oncoids nucleated by shell fragments can be observed in association with beach fragments. In addition, breccias and stromatolites can also occur as anomalous layers. Oncoids and stromatolites in this context were most likely being formed in more protected settings, such as embayment (*cf.* Shark Bay; Jahnert *et al.*, 2012). These settings were probably near subaerial exposure, indicated by frequent breccia presence, and the microbially-induced sediments were mixed with beach sediments by storms, gravitational flows or other processes that interrupted the environment's restriction and exposed it to current and wave action.

Rudstones composed of oriented to chaotic shells fragments with similar reworked degrees are typically deposits from bioclastic ridges (Figure 5B). Bioclastic ridges are the main depositional element in the carbonate ramps and are the limit between the foreshore and the inter-ridge settings. Ridges are produced by swash storm-induced volumes that surpass the ridge towards the inter-ridge region carrying shell fragments that were undergoing reworking processes (Jahnert *et al.*, 2012).

Bioclastic ridges are also a barrier that protected inter-ridge lagoons from current and fair-weather wave action. These lagoons are located at swales (Myrow, 2005) between two or more ridges and are composed by well oriented floatstones locally intercalated with mudstones. The floatstones are characterized by bivalve shells with low abrasion and fragmentation degrees and are elongated and flat, distinctive characteristic from halobiid bivalves (McRoberts, 1997; Figure 5C). Inter-ridge lagoons were most likely inhospitable places for most of the frequent bivalve species because of the settings lack of currents and, consequently, oxygen convection. Inter-ridges produced subenvironments with important microbial activity mostly during restricted moments. Microbial activity produced oncoids and micro-laminae around the whole or fragmented shells and also precipitated biofilms of organic composition.

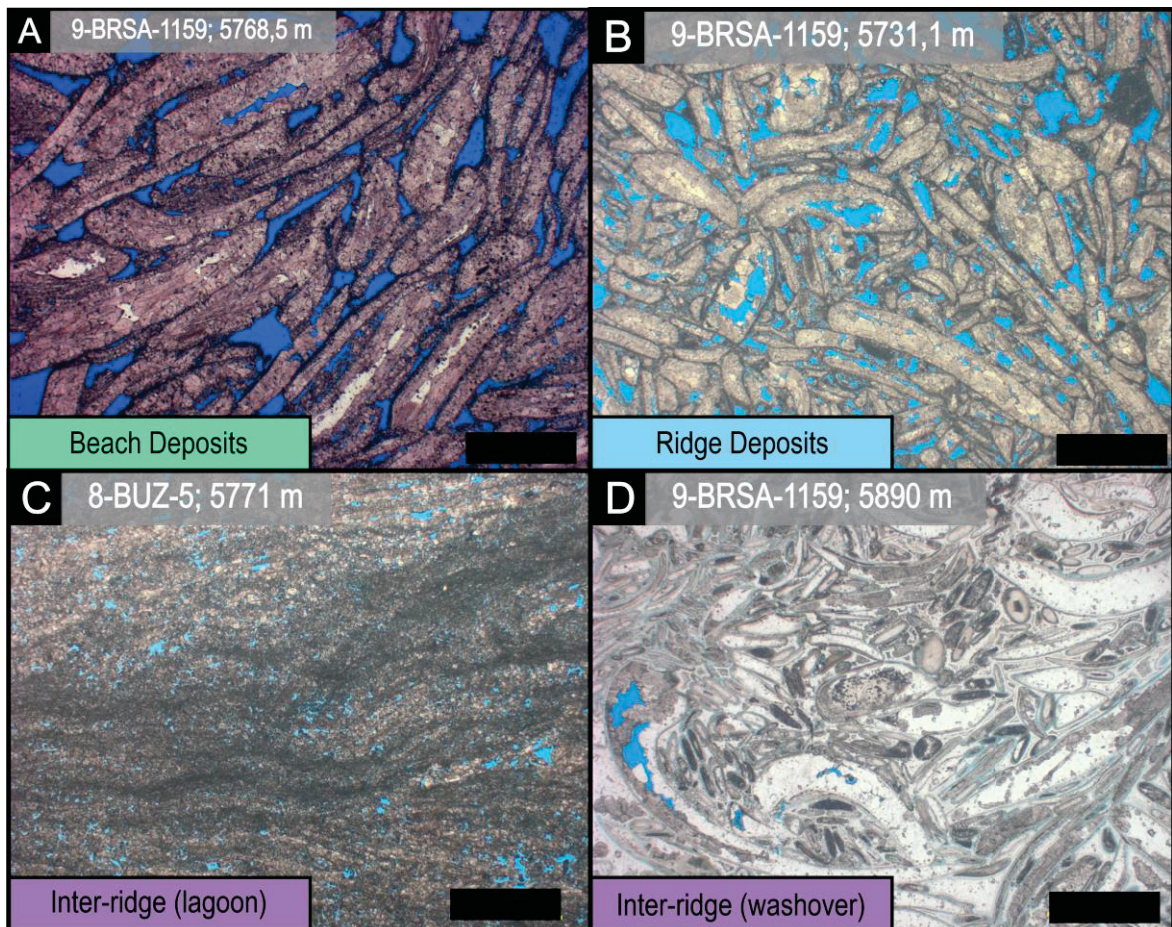


Figure 5: Thin sections from coquina samples with parallel polarizers. (A) Beach deposits formed by rudstones with well oriented, abraded and fragmented shells. (B) Ridge deposits composed by poorly selected rudstones formed by shells with similar fragmentation and abrasion degrees. (C) Floatstones from lagoon deposits formed by well orientated, thin and elongated bivalve shells. (D) Washover deposits formed by chaotic rudstones with shells with a wide range of fragmentation and abrasion degrees. Some shells showing a moldic porosity and strong silicification.

Inter-ridge lagoons fair-weather deposition was sporadically interrupted by overwash volumes that greatly surpassed the ridges hinge and were deposited in the form of washover terraces or fans (e.g. Schwartz, 1975; Jahnert *et al.*, 2012). In the study area, washover deposits are formed by shell fragments with a wide range of reworking degrees from highly to poorly abraded and fragmented (Figure 5D). They commonly display a chaotic orientation and locally can be organized.

4.2 Structural Sectors

Basement structural highs play an important and decisive role in the distribution of coquina systems (Carvalho *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2019; Barnett *et al.*, 2020). During

the K38 deposition, the Buzios Field structural configuration was dominated by highs and lows, in a NE-SW to N-S alignment (Figure 3).

The field can be individualized in five structural highs (Figure 6). The main ones are the Central and South High. Associated with the Central High, there are two relative structural lows. The Northwest Low was interpreted from wells. In addition, we identified a North High, also associated with the Central High (Figure 6). Through seismic interpretation, rock data description and log profiles, remarkable depositional differences were observed between the highs and lows, therefore, referred as structural units that, during the coquina deposition, experienced slightly different depositional histories. Due to the lack of rock data, the Northwest, Northeast and Southeast Highs were interpreted only by seismic mapping and the evolutionary depositional history was not detailed (Figure 7).

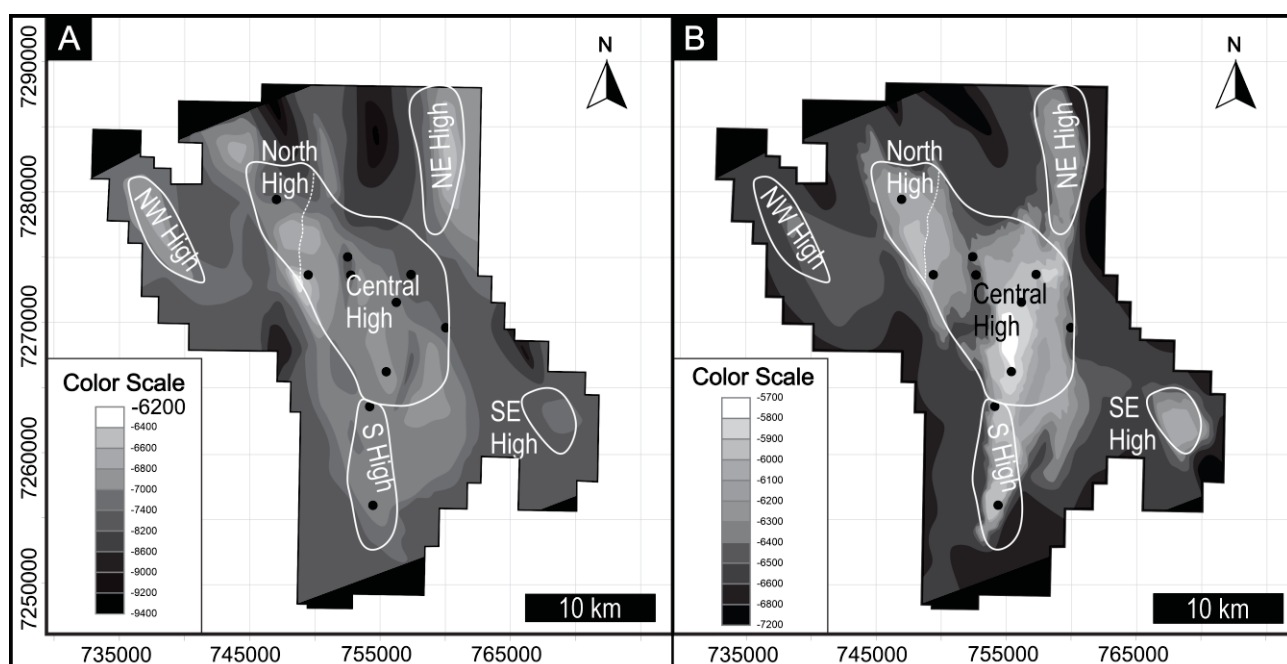


Figure 6: (A, B) Structural sectors from the Buzios Field plotted against the (A) economic basement top and the (B) coquina top. (C) Structural Highs viewed in section and their correspondent representative wells.

The North High is represented solely by well 3-BRSA-944, the Northwest Low is represented by well 9-BUZ-7 and the Relative Low by well 9-BRSA-1159. All three structural features are part of the Central High. In addition to the three wells previously described, the Central High is represented by wells 8-BUZ-5, 2-ANP-1, 9-BUZ-4, 3-BRSA-1064 and 3-BRSA-1184. The South High is represented by wells 9-BUZ-1 and 3-BRSA-1053.

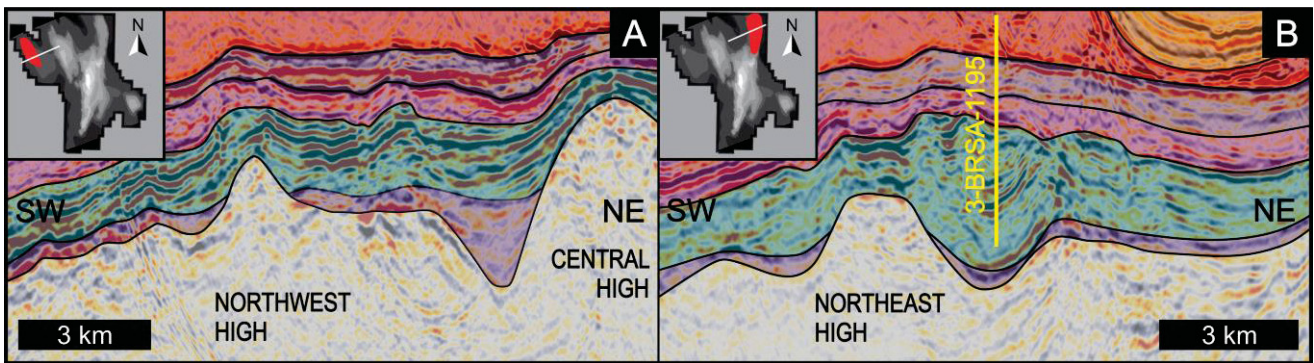


Figure 7: (A) Northwest and (B) Northeast Highs view from cross-sections and their respective locations within the Buzios Field.

4.3 Stacking and Lateral Variation

Well correlation was performed using petrophysical, seismic and rock data interpretations. Six successions were defined within the coquina sequence accordingly to the facies association dominance, taking into consideration all wells (Figure 8). The dominance of a certain facies association in comparison to others during a period of time was used descriptively and does not mean that it's the only system present. Inter-ridge and ridge deposits were considered as a unique unit because of their close spatial relationship. From bottom to top, the successions are: (1) offshore domain with hydrothermal contribution; (2) offshore and offshore-transition dominated succession; (3) tempestite dominated succession; (4) bioclastic ridge and beach dominated succession; (5) bioclastic ridge dominated succession; (6) bivalve-restricted succession and (7) shales dominance at the Itapema and Barra Velha formations contact.

The basal succession (ORS) makes contact with siliciclastic rocks of the Picarras Formation (Figure 9). The succession was recorded in the well 9-BUZ-7 and comprises mudstones, wackestones, breccias and crystalline carbonates with the occurrence of levels of carbonate shrubstone, indicating a possible sin to post depositional hydrothermal influence. The ORS succession is characterized by relatively high gamma ray values and is the only place in which hybrid carbonate and siliciclastic rocks, such as marls, were identified within the Buzios Field. This succession is interpreted as being deposited in a restricted or deep environment which favored the deposition of mud supported carbonates with the influence of siliciclastic sediments.

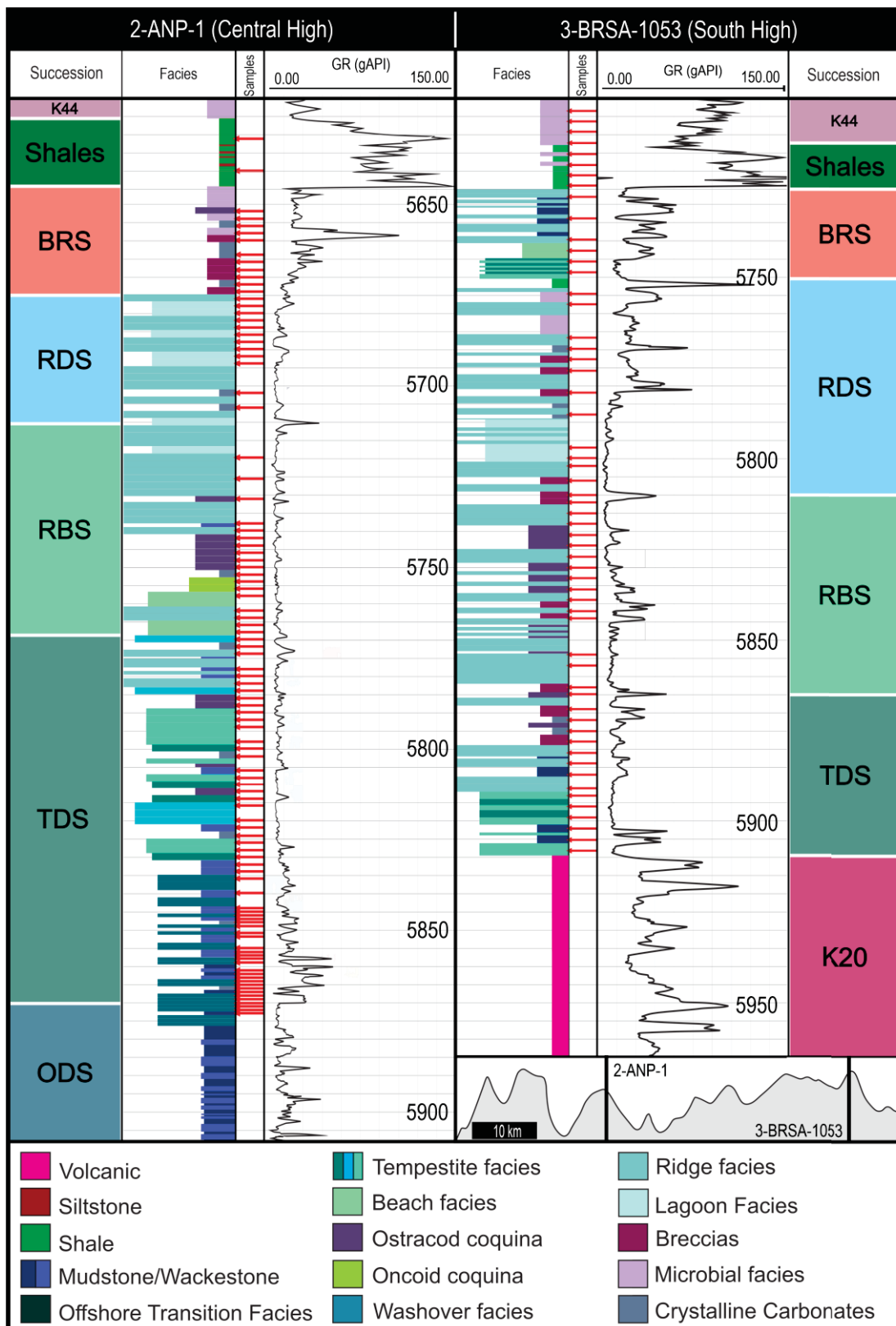


Figure 8: Petrophysical logs with the facies association and elements of the coquina system interpreted for wells 2-ANP-1 (Central High) and well 3-BRSA-1053 (South High). Note the presence of the offshore-dominated succession exclusively in the Central High and the thickness differences of the successions in each well. OFT = offshore transition facies; ODS = offshore-dominated succession; TDS = tempestite-dominated succession, RBS = beach-dominated succession, RDS = ridge dominated succession, BRS = bivalve-restricted domain.

The following succession is dominated by offshore and offshore transition settings (ODS), a deeper context in which bioclastic bars, beaches and other shallower systems were absent (Figure 9). This package can be observed in wells 3-BRSA-944, 9-BUZ-7 and 2-ANP-1 (Figure 8). As identified in the seismic lines, the succession contact at wells 3-BRSA-944 and 2-ANP-1 is with the Picarras Formation (K36). Gamma ray values are higher than those observed in the hydrothermal offshore succession (ORS), indicating a siliciclastic input increase (Figure 8).

The 9-BUZ-7 well is dominated by hydrothermal breccias and ostracod layers, indicating that a hot water component was still active during this period, most likely rising the temperature or salinity making the environment unfavorable to bivalves live, favoring ostracod proliferation in moments of low hydrothermal activity (*cf.* Holmes, 2001). During this period, sedimentation was restricted to the Central High and the Northwest Low. Sedimentation in the South High was absent.

The contact between offshore and offshore transition dominated (ODS) and tempestite-dominated (TDS) successions is indicated by an abrupt fall in gamma ray values in wells 3-BRSA-944, 9-BUZ-7 and 2-ANP-1. The presence of clean carbonates indicates the beginning of mollusks-dominated carbonates at the Buzios Field. The fall in gamma-ray values is most likely due to less siliciclastic input into the field sequence, reducing potassium content (Rider, 2002).

The tempestite-dominated succession (TDS) defines the moment of the Northwest Low (at well 9-BUZ-7) relief partial inversion, since the sedimentary filling comprises shallower associations such as inter-ridge and ridge deposits (Figure 9). The low seems to display a less negative relief and from this time onwards it's considered part of the Central High.

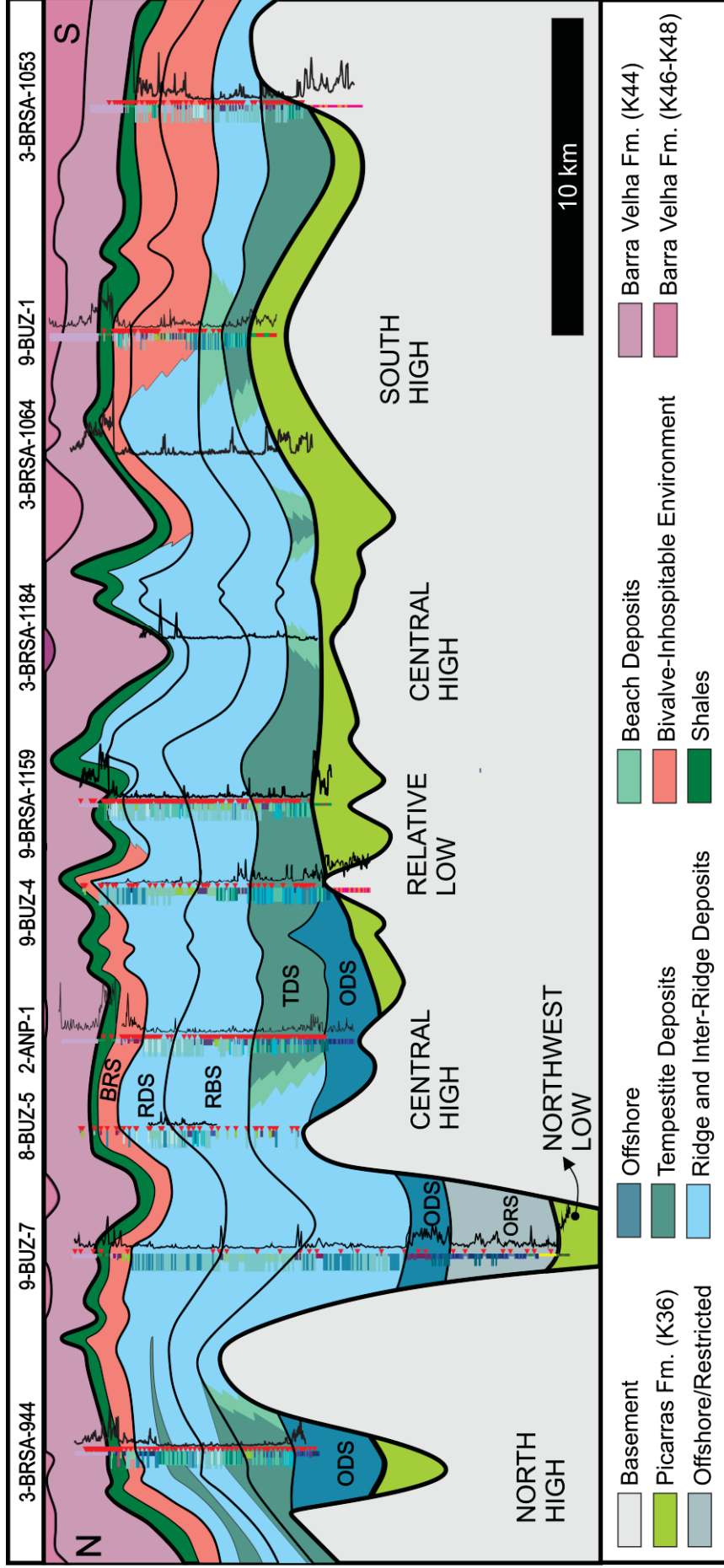


Figure 9: Well correlation and structural highs and lows in the Buzios Field studied area. From bottom to top, it's possible to observe the vertical variation of system dominated packages and from northwest to southeast it's possible to observe the lateral variation of systems within the same package. Note the coquina thickness at well 9-BUZ-7 (Northwest Low) in relation to the others and the difference between the North, Central and South Highs systems. It's also important to observe how the coquina section (K38) and the Barra Velha section are conditioned by basement's inherent structures. At the figure's bottom right is the interpreted seismic section of the area with the sampled wells and main presalt sequences. The coquina section is exaggerated in order to highlight the successions. Please, see Figure 1 for well correlation. ORS = offshore/hydrothermal succession, ODS = offshore and offshore transition succession, TDS = tempestitute succession, RBS = ridge and beach succession, RDS = ridge succession, BRS = bivalve-restricted succession.

All of the wells located at the Central High show ridge and beach deposits, even though they are dominated by tempestites. In opposition, during the same moment, wells 9-BUZ-1 and 3-BRSA-1053, located at the South High, displayed only tempestite deposits, without any shallower contribution (Figure 9). The South High at the initial depositional history used to be a relative low compared to the Central High. The presence of tempestite dominance at the South High in the basal K38 sequence is also interpreted as evidence of more frequent and stronger storms.

The RBS succession is dominated by beaches and banks intercalated with ridge and inter-ridge systems. The ridges are located in structural highs as well as in the Northwest Low, reaffirming the possibility that it was already in a positive relief position. During this period, expressive tempestite deposits are observed only in well 3-BRSA-944. In the 9-BUZ-7 well the RBS is limited by expressive gamma ray peaks. The base contact peak can be traced amongst other wells (Figure 9).

Ridge and inter-ridge deposits dominate the following succession (RDS), specially at the Central High. In opposition, the South High is dominated by ostracod wackestones and microbially induced or constructed rocks such as grainstones and packstones with oncoids, boundstones and grainstones formed by fragmented stromatolite structures. Ostracods are more resistant to environmental variations (Holmes, 2001), thus, their presence at the South High during this period of time could be indicative of major environmental changes restricted only to this high, possibly because of its higher altitude in comparison to the Central High. Deposits with microbial evidence could also be indicative of the shallower setting during this period of time in the South High.

Bivalve-restricted environments (BRS) were considered the ones dominated by stromatolite structures, oncoids, ostracodites and breccias in association with ridge and inter-ridge deposits. During this moment faunal changes occurred and expressive ostracod and localized gastropod accumulations were identified. This succession is significantly different in almost all wells except 9-BRSA-1159 and 3-BRSA-1184, that are dominated by ridge, inter-ridge and beach deposits as they were most likely more exposed – and less restricted – than the other Central High wells. The coquinas sequence is covered by shales that are present in almost all wells, but the 3-BRSA-944 well.. The shales mark the last succession of the K38 deposition at the Buzios Field and indicate the sequence's drowning and the mollusks' disappearance (Figures 8 and 9).

4.4 Taphonomic Distribution

Taphonomic parameters such as fragmentation, abrasion and orientation vary accordingly with facies associations. Tempestite deposits (Figure 10A) display high to medium fragmentation degree, low abrasion degree and they are mainly oriented and well organized. Beach and bank deposits display distinctively high abrasion and fragmentation degrees and they occur mainly organized or orientated (Figure 10B).

Bioclastic ridges are composed of shells with a wide range of fragmentation and abrasion degrees and can be orientated, organized or chaotic (Figure 10C). The ridges shells taphonomy varies between the Central (Figure 10D) and South (Figure 10E) Highs. Commonly, the ridge deposits are more chaotic and less reworked in the South High in comparison with the ridges in the Central High. Inter-ridge lagoon deposits display distinctive low abrasion and low fragmentation degree, because the depositional site was more restricted than all the other environments (Figure 10F). Washover deposits are mainly chaotic and formed by well-fragmented shells with different abrasion degrees (Figure 10G).

In order to link microscopic information with field-scale interpretations and to delineate possible paleocurrents active during the K38 deposition at the Buzios Field, taphonomic variations between the system elements successions and structural sectors were identified. For this analysis, the selected taphonomic attributes were fragmentation, abrasion and orientation parameters. Fragmentation and abrasion can be high, medium or low whereas orientation can be chaotic, organized or oriented. We established that increase in orientation would be associated with the presence of more oriented or organized shells and decrease in orientation would be associated with rise in chaotically arranged shells.

Taphonomic parameters were recovered from each of the coquina thin sections identified in the studied area. The parameters were statistically treated and correlated with three successions: tempestite-dominated (TDS), beach-dominated (BRS) and ridge-dominated successions (RDS). Offshore with hydrothermal succession (ORS), offshore and offshore transition succession (ODS) and bivalve-restricted (BRS) successions were not plotted because of their low coquina frequency. For this analysis, the North High, represented by well 3-BRSA-944, was analyzed separately to identify North-South taphonomic variations (Figure 11A, B, C). In order to identify Northeast to Southwest taphonomic variations, three wells were selected (2-ANP-1, 9-BRSA-1159 and 9-BUZ-4) and plotted in relation with the same successions (Figure 11D, E, F).

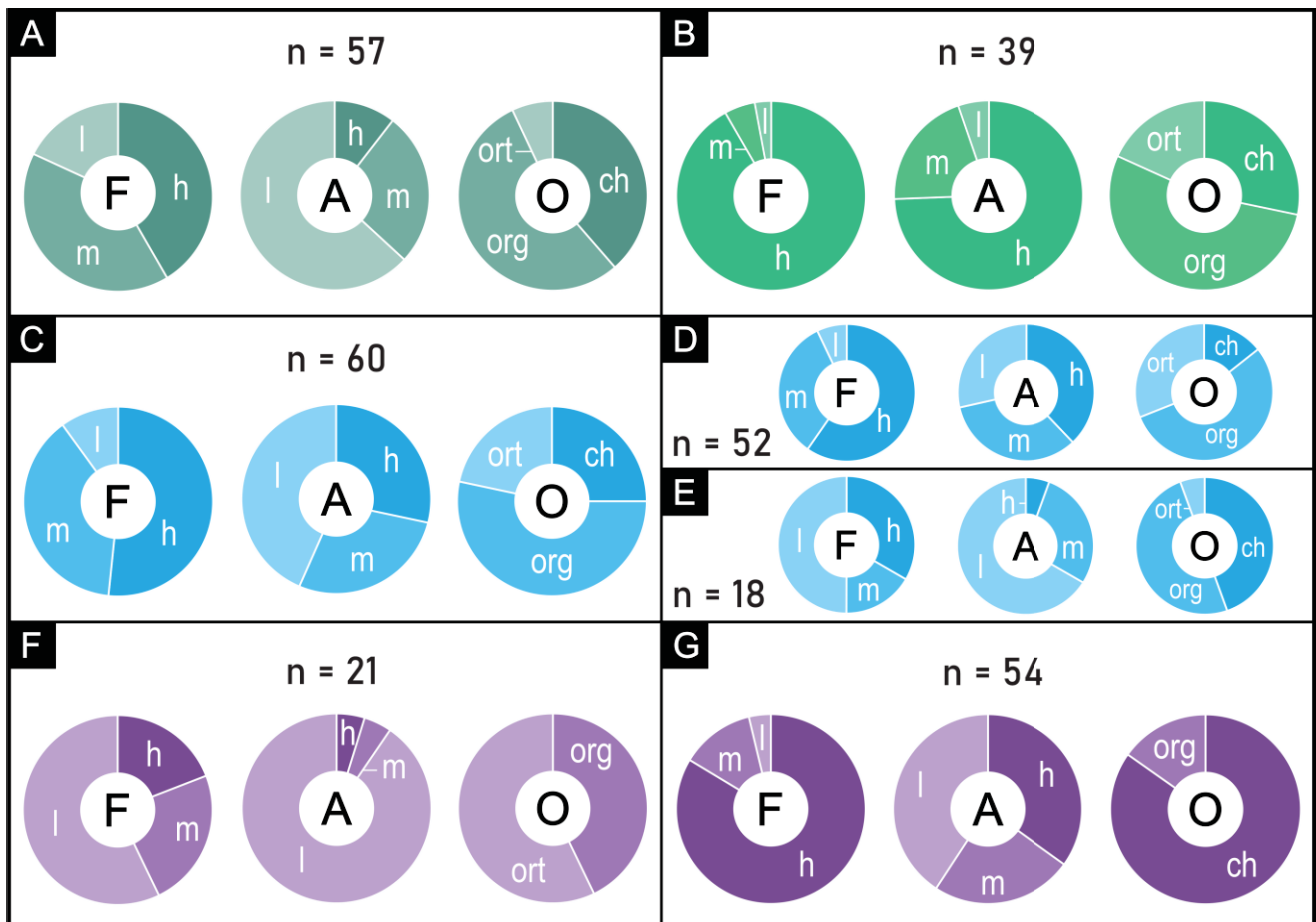


Figure 10: Taphonomic variations between the different facies associations. (A) Tempestite deposits, (B) beach and beach-bank deposits, (C) ridge deposits, (D) ridge deposits from the Central High, (E) ridge deposits from the South High, (F) inter-ridge lagoon deposits and (G) inter-ridge washover deposits. F = fragmentation; A = abrasion; O = orientation; l = low; m = medium; h = high; ch = chaotic; org = organized; ort = oriented.

During the tempestite-dominated succession (TDS) deposition, fragmentation degrees between the North, Central and South Highs are constantly high and it's slightly higher from the Central High towards the South High (Figure 11A). The high fragmentation degree shared by all highs is most likely a reflex of the storm-dominated environment that constantly fragmented bivalve shells. The increase in fragmentation from the Central High towards the South High could be associated with possible storm surges coming from the South (S current) towards the Central High. This paleocurrents deposited well fragmented and chaotically organized shells in South High deeper settings while depositing well fragmented, well abraded and more organized shells in the Central High ridges and beaches.

Orientation increases from the North and South highs towards the Central High (Figure 11A) and abrasion is increasingly higher from South to North. More abraded and oriented shells underwent more wave-induced rework process for longer periods of time in the bioclastic beaches and banks in the Central High whilst less oriented were being deposited in the North High by storm currents. High abrasion degree for the shells in the North High could indicate that the storms were hitting beach and bank sediments that were carried towards deeper settings by currents towards the North. For this to be possible, another paleocurrent from Northwest to Southeast (NW current) should have existed.

From West to East towards the most central portion of the Central High (Figure 11D), abrasion increases whereas the shells become more oriented, indicating that more abraded and oriented beach and bank deposits were at East whereas tempestites deposits were at West. By the same logic used to identified the Northwest to Southeast paleocurrent, it's possible that a Northeast to Southwest (NE current) paleocurrent was also present. Fragmentation and orientation variations from East to West can also be indicative of the NW paleocurrent existence.

During the ridge and beach-dominated succession (RBS) the abrasion degree diminishes from North and South towards the Central High while fragmentation degree increases (Figure 11 B). Even though the relationship between taphonomic parameters is different from the one encountered for the TDS succession, both are evidence that the NW and S currents were still active (Figure 11B). More abraded deposits during this period would have been related to beach and banks at the North and South highs whilst more fragmented ridge and inter-ridge washover deposits were being accumulated in the Central High (Figure 10). From the well correlation, it was established that during this period the South High was already in a higher position in relation to where it was during the TDS deposition but not higher than the Central High, what would explain why beach deposits were more frequent, increasing the abrasion degree in the South High.

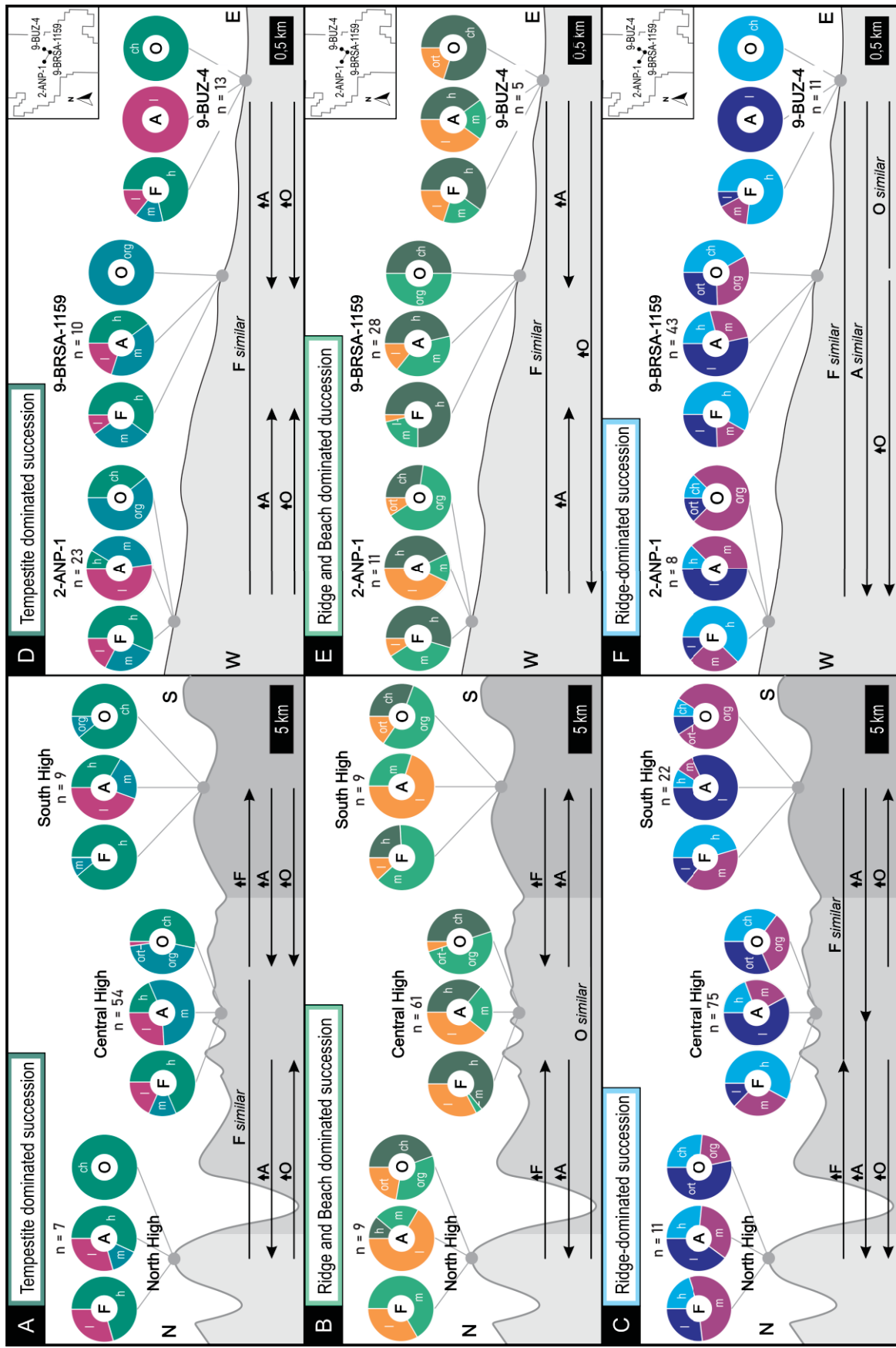


Figure 11: Taphonomic variations between (A, B, C) the North, Central and South Highs and (D, E, F) the 2-ANP, 9-BRSA-1159 and 9-BUZ-4 wells for each succession dominated by coquinas. F = fragmentation; A = abrasion; O = orientation; l = low; m = medium; h = high; ch = chaotic; org = organized; ort = oriented.

West to East variations during the BDS deposition indicate a high fragmentation degree amongst all wells, an increasingly higher orientation degree from East to West and higher abrasion degree from the East and West towards the well 9-BRSA-1159 (Figure 11E). Abrasion variations confirm the presence of the NE and NW possible paleocurrents. The higher abrasion degree at the 9-BRSA-1159 in comparison with the other two wells could also be a result of a Southeast current component. Shells are more oriented from East to West because of the higher frequency of beach, ridge and inter-ridge lagoons at West.

The ridge-dominated succession (RDS) showed a more random taphonomic distribution. When analyzing the North to South variations (Figure 11C), a rise in the fragmentation degree occurred from the North High while the degrees between the Central and South Highs were similar. Rise in abrasion from the South High towards the North High is another evidence of the NE paleocurrent that was also present in both the TDS and BRS deposition (Figure 12E,F).

Lithological evidence indicated the South High standing in a higher position or within a most restricted environment than the Central High and storm surges coming from the South (S current) were most likely foreclosed by the South High rising, extinguished or rotated to another direction. During this TDS period, the North High was dominated by inter-ridge lagoon deposits (Figure 9). This type of deposit is distinctively well orientated, accounting for the rise in orientation from the Central High towards the North High.

West to East taphonomic variations during the ridge-dominated succession deposition are more complex (Figure 11F). Increase in orientation from West towards the East could be a result of the inter-ridge lagoon deposits that were more frequent in wells 2-ANP-1 and 9-BRSA-1159 during this period. Abrasion variations, that were persistently higher towards the East towards West in all the previous successions, becomes similar between the 2-ANP-1 and 9-BRSA-1159 wells. At the same time, in well 9-BUZ-4, the fragmentation degree increased while the abrasion and orientation degrees decreased. This is also most likely because of the high frequency of washover deposits in well 9-BUZ-4 during this period in opposition to the high frequency of ridge and inter-ridge lagoons deposits in the other two wells.

In well 9-BRSA-1159 it's possible to observed a few tempestite deposits that could indicate a possible Southeast current in the TDS and RBS successions was hitting the ridges in the 9-BRSA-1159 area with more energy and, consequently, depositing

tempestites. This current direction can be associated with the rotation of the S or NE currents that can be explained by a rotation in the field structure, fault activity, variations in the paleocurrents or all of them combined.

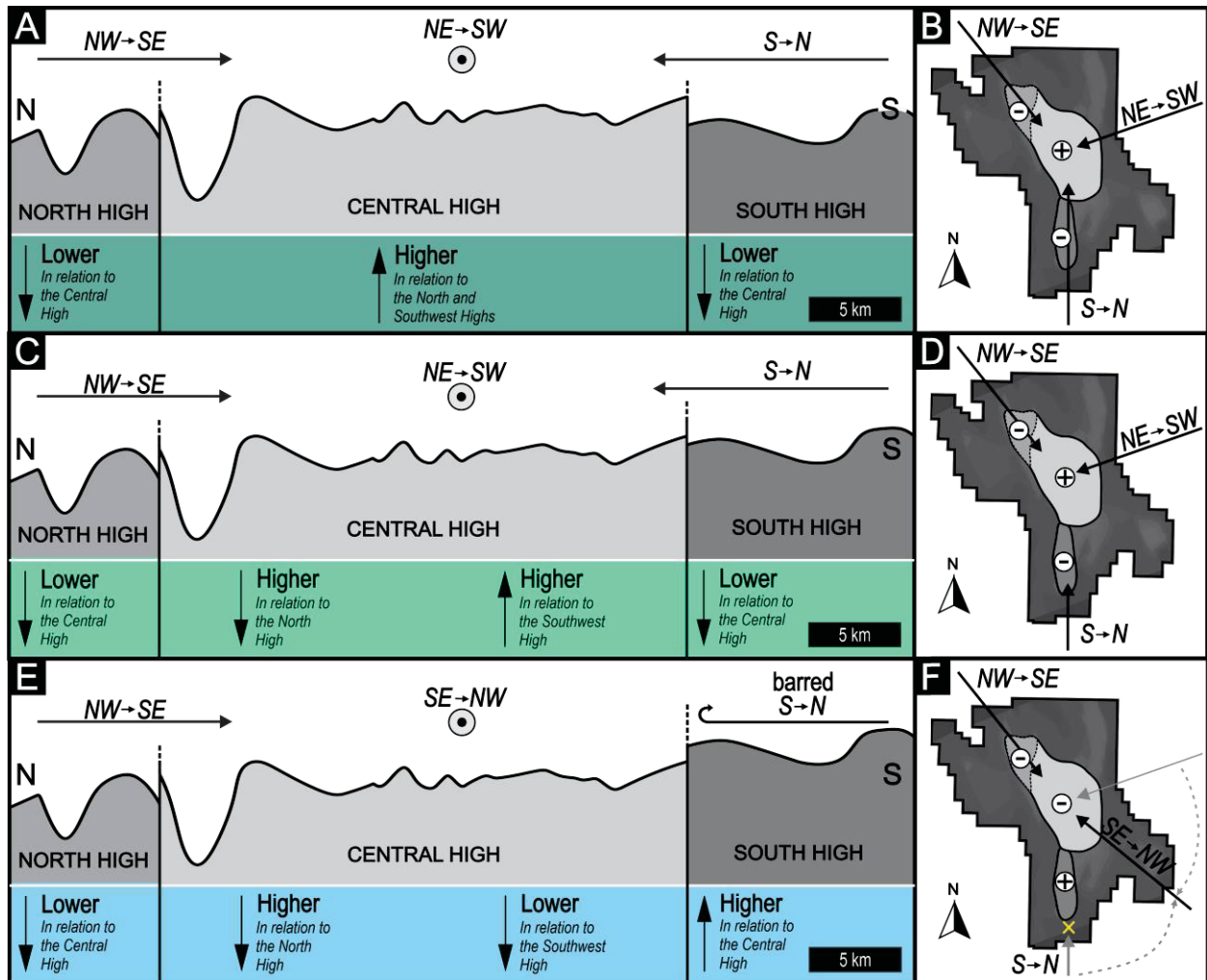


Figure 12: Directions of the possible paleocurrents active during the K38 deposition at the Buzios Field. Paleocurrents and High's relative position during the (A, B) tempestite-dominated succession (TDS) depositions, (C, D) beach-dominated succession (RBS) deposition and (E, F) ridge-dominated succession (RDS) deposition.

The presence of the paleocurrent from SE towards the Central High would also explain why bivalve-restricted environments were not present at well 9-BRSA-1159 during the BRS succession. If the paleocurrent was more energetic at its location, physical-chemical variations that favored the deposition of non-bioaccumulated rocks in wells 2-ANP-1 and 9-BUZ-4 could have been absent, favoring the deposition of ridge and inter-ridge in opposition to bivalve-restricted deposits. Southeast paleocurrents are documented for the Barra Velha Formation (Barnett *et al.*, 2018).

4.5 Paleoenvironmental Evolution

A paleoenvironmental evolution is proposed taking into consideration lateral and vertical variations of the system elements distribution. A map with system distribution was constructed for each succession using well information (Figure 12). Data was interpolated using structural maps (Figure 6).

The Buzios Field evolution was highly conditioned by structural features movements that were responsible for restricting and exposing environments, barring paleocurrents and creating and destroying accumulation spaces. Structural highs and lows were nucleated in the beginning of the rift phase, following or not basement structures (Muniz, 2013), and remained continuously active during the K36 and K38 deposition up until the beginning of the SAG phase during the late Aptian sequences deposition (Chang *et al.*, 2008).

Picarras Formation (K36) deposition was restricted to a few structural relative lows within the Central and South High. After the intra-Barremian (126,4 My) unconformity (Moreira *et al.*, 2007) in the coquina section bottom contact, bivalve shells started to accumulate in offshore and offshore transition settings, during the ODH succession deposition. These deposits were associated with fluid-carrier deep faults and their morphology were most likely fracture-oriented. In the case of the 9-BUZ-7 well, the deep fracture displays a NS alignment (Figure 13A). Offshore sediments could have been deposited in other portions of the field whilst also being altered by hydrothermal processes. With the available data, it was not possible understand if there was an environmental shallowing from the ODH to the ODS succession.

The offshore and offshore transition dominated succession (ODS) is restricted to only three wells. In other areas, this succession could have been not deposited or deposited and later eroded (Figure 13B). Well locations were linked during this time by the same lake volume, even though they were most likely related to different depocenters separated by structural highs. Siliciclastic contribution could have been generated from basement exposure to lake currents or even from hiperpicnal flows from shallower portions of the Santos Basin (Oliveira *et al.*, 2019). This could indicate a possible paleocurrent coming from the North quadrants towards the South, but further studies are necessary to better understand this hypothesis.

Between the ODS and the TDS successions important changes occurred: (1) first, the environment becomes shallower and originated the first ridge systems; (2) the Northwest

Low is no longer separated from the Central High; (3) deposition begins at the South High; (4) the environment becomes effectively dominated by bivalves carbonates and (5) siliciclastic input is absent.

During TDS period (Figure 13C), bioclastic ridges occur only in the Central High. However, even though the 2-ANP-1 well area has a few ridge deposits, was widely dominated by tempestites. The well was connected to the tempestite deposits from the South High indicating that the Central High was not interconnected during this succession deposition, as displayed in Figure 13C. Similarly, the Relative Low was also lower than the Central High and with tempestite deposits. Possible paleocurrents in TDS time were from Northwest to Southeast, South to North and from Northeast to Southwest (Figure 12A,B). During the beach-dominated succession (RBS), these currents are still present (Figure 12C,D).

The Central High ridge systems were most likely connected with the South High ridges during the RBS deposition (Figure 13D). The area of the 8-BUZ-5 well was a constricted connection path between the Central High ridge systems, since the area around well 2-ANP-1 was still influenced by beach deposits. Beaches would have circled the ridge systems whilst tempestite deposits would have been deposited in the field lower portions. Some offshore and offshore transition deposits could have still been present within structural off-field lows.

Ridge systems become more frequent with the environment shallowing between the RBS and RDS successions (Figure 13E). At the Northwest, North, Northeast, Central and Southeast Highs ridge and inter-ridge deposits dominate the landscape whereas, at the South, the environment becomes specially restricted, favoring the deposition of rocks without bivalve shells. Tempestites were still present in the deepest off-field areas. The North to South paleocurrent was active during this period as the Northeast to Southwest paleocurrent activity was slowing (Figure 12E,F). The South to North current was most likely foreclosed during this period because of the South High uplifting and a Southeast paleocurrent could have activated.

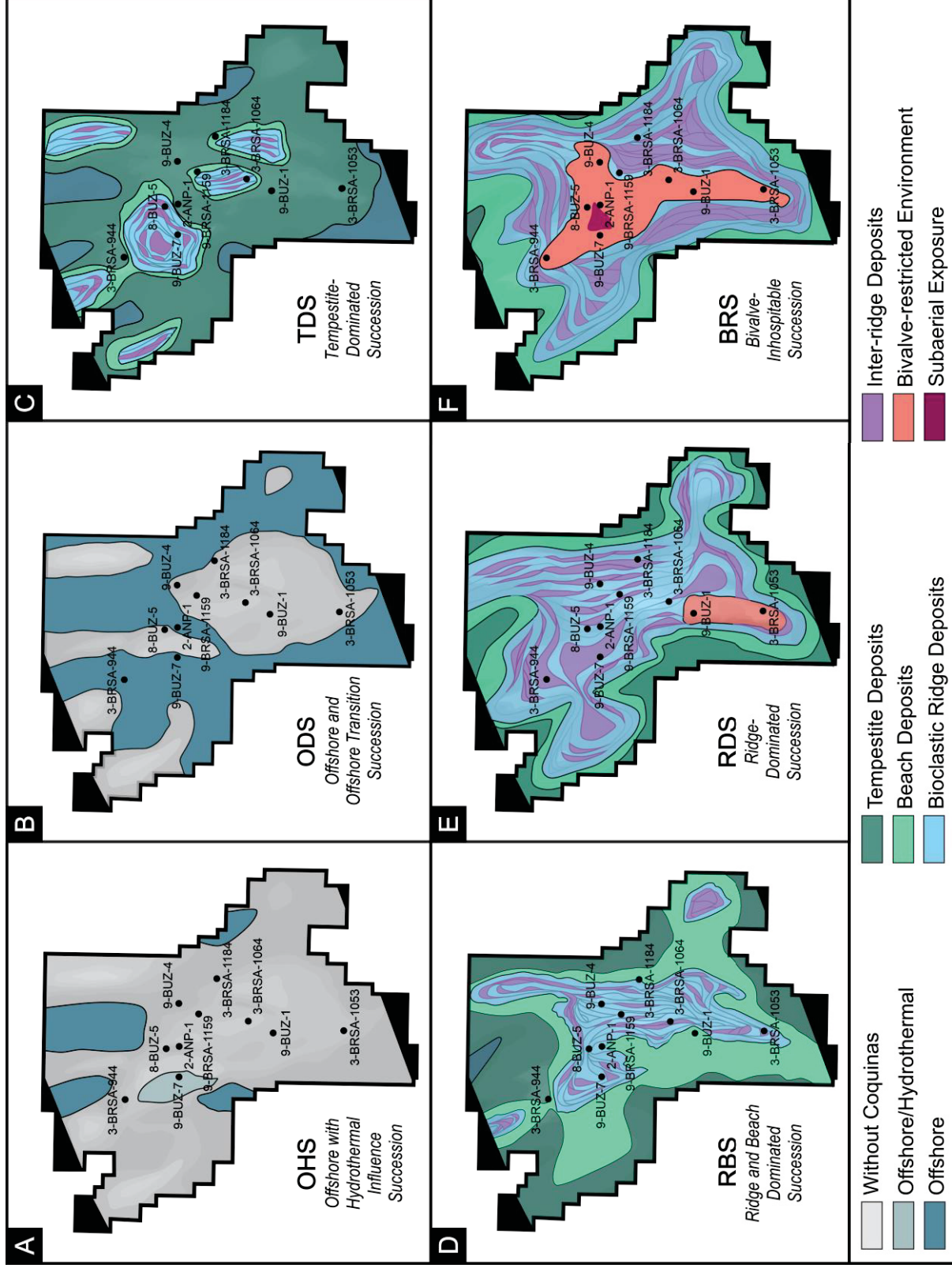


Figure 13: Paleoenvironmental evolution of the Buzios Field during the (A) ODH, (B) ODS, (C) TDS, (D) RBS, (E) RDS and (F) BRS successions' depositions.

The environment restriction was amplified during the BRS deposition (Figure 13F), as the field area became shallower and more restricted with the ridge systems prograding to deep lake settings. The change in paleocurrents from NE to SW still during the RDS also explains the restriction of the 9-BUZ-4 area and non-restriction of the 9-BRSA-1159 well area.

The presence of inhospitable environments for bivalve proliferation during this period could indicate that the environment in the Buzios Field area was undergoing important changes in terms of salinity, restriction and stressing conditions. During this period, breccias were especially common in wells 2-ANP-1, 8-BUZ-5 and 9-BUZ-7 which were most likely higher and susceptible to subaerial exposures (Figure 13F).

Various currents converging towards the ridges would possibly create a series of amalgamated or prograding interconnected ridge systems during the coquina section deposition (e.g. Jahnert et al., 2012). Inter-ridge deposits seem to have been more frequent in the centers of structural highs and are more present towards the top. This is most likely a result of the highs connection amplified by the lake level shallowing that consequently would have expanded the ridges area creating more restricted locations and favored inter-ridge, especially lagoons, deposition (Figure 13).

The Central and South High have very distinct evolution histories most likely because of differentiated tectonic activities and because of the hitting angle of the main currents and storm surges. These differences could have generated different types of ridges (Psuty, 1965; Hine, 1979; Carter, 1986; Tanner & Stapor, 1971, Tamura, 2012).

In a general matter, all the results indicated that the coquina sedimentary sequence was becoming increasingly shallower towards the top. At the end of the K38 sequence, the Buzios environment submerged originating a regional pre-Alagoas shale layer and, from this point onward, the environment was dominated by a different more arid, super-stressing saline and restricted setting without bivalve proliferation (Moreira *et al.*, 2007).

5 CONCLUSIONS

- The Buzios Field coquina system was dominated by ridge and inter-ridge elements highly conditioned by basement highs and lows;

- The two main structural highs are the Central and South Highs. The Northwest Low, registered an extensive basal sequence standing as one of the first places with bivalve proliferation in the field area;
- According to the system elements study and wells correlation, the coquina sequence was subdivided into seven facies successions: (1) offshore with possible hydrothermal influence; (2) offshore to offshore transition; (3) tempestite-dominated succession; (4) ridge and beach dominated succession; (5) ridge and inter-ridge dominated succession; (6) bivalve-restricted domain and (7) shale layers at the K38 top. The successions defined by system elements dominance indicated a regional environmental shallowing towards the top, with a final field submersion represented by a regional shale layer deposition, responsible for the coquinas disappearance;
- Paleocurrents and paleoenvironmental conditions were estimated by the taphonomic study of each well within the defined depositional successions indicating three main flow itineraries: from Northwest to Southeast, from Northeast to Southwest and from South to North. During the last two successions (ridge and bivalve-restricted succession), a new water flow can be identified, from Southeast towards the Northwest;
- A paleoenvironmental evolutionary model was provided based on the distribution of facies association and taphonomic analysis, field structural compartmentation and well correlation. The general evolution revealed the increasing frequency of ridges and inter-ridge deposits as the Structural Highs were becoming more interconnecting, favoring more restricted, protected and arid environments;
- The field paleoenvironmental evolution differs from the Central to the South Highs. However, in both highs, the environments become more restricted towards the top as ridge and inter-ridge systems become more frequent.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge the Brazilian National Petroleum Agency (ANP) for the data granting, the Laboratory of Coastal Studies (LECOST) and the Post-Graduation Geology Program both from the Federal University of Parana for structural support during this research. The authors thank the Coordination for the Improvement of Higher Education

Personnel (CAPES) for financial support during this Master's Degree research and researcher Júlia Guerrero for contributions.

REFERENCES

Aigner, T. (1982). Calcareous tempestites: storm dominated stratification in upper Muschelkalk limestones. In: Yin, A., Harrison, T. M. (Eds.). *Cyclic and Event Stratification*. Cambridge University Press, 1, 181–195. doi: 10.1007/978-3-642-75829-4_13.

ANP (National Brazilian Petroleum Agency). (2016). Development Plan for the Buzios Field. Recovered from https://www.gov.br/anp/pt-br/images/EXPLORACAO_E_PRODUCAO_DE_OLEO_E_GAS/Gestao_Contratos/Fase_Producao/Planos_Desenvolvimento/sumario_buzios.pdf

ANP (National Brazilian Petroleum Agency). (2021). Production Reports from July 2021. Recovered from <https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/boletins-anp>

Avila, R. M. 2020. Updates on Pre-Salt Opportunities and Upcoming Bidding Rounds Overview. Congress presentation, Deepwater South America Congress, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Barnett, A. J., Obermaier, M., Amthor, J., Juk, K., Camara, R., Sharafodin, M., Bolton, M. (2018). Origin and significance of thick carbonate grainstone package in non-martine successions: a case study for the Barra Velha Formation, Santos Basin. In: AAPG Annual Convention and Exhibition: Salt Lake City, Utah/USA, AAPG.

Bouma, A. H. (1962). *Sedimentology of some Flysch Deposits: A graphic approach to facies Interpretation*, Amsterdam: Elsevier, 168 p.

Carter, R. W. G. (1986). The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73, 191–214. doi: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90015-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90015-0).

Chang, H. K., Assine, M. L., Corrêa, F. S., Tinen, J. S., Vidal, A. C., Koike, L. (2008). Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Rev. Bras. Geociências*, 38 (2), 29–46. doi: <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2008382S2946>.

Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F., Bender, A. A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, 97–138. doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90253-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3).

Chinelatto, G. F., Belila, A. M. P., Basso, M., Souza, J. P. P., Vidal, A. C. (2020). A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin-Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 116, 104317. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104317>.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa: AAPG Memoir, 1, 108–122.

Embry, A. F., Klovan, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730 – 781. doi: <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730>

Hessel, M. H., 1993. *Paleogeografia dos bivalvios da Formacao Lagoa Feia, Eocretaceo de Campos*. Simposio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos e Breves Comunicações. p. 22-23

Hine, A. C. (1979). Mechanism of development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26, 333–352. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00913.x>.

Holmes J. A. (2001). Ostracoda. In: Smol, J.P., Birks, H. J. B., Last, W. M. (Eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Dordrecht: Springer. doi:https://doi.org/10.1007/0-306-47671-1_7

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 analogue. *Sedimentary Geology*, 281, 59–74. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.08.009>.

Karner, G. D., Driscoll, N.W. (1999). Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins: insights from quantitative basin modelling. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*: London: Geological Society Special Publications, 153, 11-40. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02>.

Kidwell, S. M., Fürsich, F., Aigner, T. (1986). Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1 (3), 228 - 238.

Li, F., Yang, Y., L, J., Yang, T., Dai, T., Zhao, J., Yi, H. (2014). Lacustrine tempestite and its geological significance in the Cenozoic study of the Qaidam Basin. *Journal of Asian Earth Science*, 92, 157 – 167.

McRoberts, C. A. (1997). Late Triassic North American halobiid bivalves: stratigraphic distribution, diversity trends, and their Circum-Pacific correlation. In: Dickins, J. M., Zunyi, Y., Hongfu, Y., Lucas, S., Acharyya, S. (Eds.), *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events*. Cambridge University Press, 198–20. doi: 10.1017/CBO9780511564413

Mizuno, T. A., Mizusaki, A. M. P., Lykawaka, R. (2018). Facies and paleoenvironments of the Coqueiros Formation (Lower Cretaceous, Campos Basin): A high frequency stratigraphic model to support pre-salt “coquinas” reservoir development in the Brazilian continental margin. 2018. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 107-117. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.007>.

Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., Machado, M. A. P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2), 531 - 549.

Muniz, M. C., Bosence, D. W. J. (2018). Lacustrine carbonate platforms: Facies, cycles and tectonosedimentary models for the presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 102 (12), 2569 – 2597. doi: <https://doi.org/10.1306/0511181620617087>.

Muniz, M.C. (2013). *Tectono-Stratigraphic evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil* (Thesis). Royal Holloway University of London, Londres. 301 p. Recovered from https://pure.royalholloway.ac.uk/portal/files/16724893/moises_calazans_muniz_phd_thesis.pdf.

Myrow, P. (2005). Sedimentary Environments: Storm and Storm Deposits. In: Selley, R. C., Cocks, L. R. M., Plimer, I. R. (Eds.). *Encyclopedia of Geology*, Amsterdam: Elsevier, 580 – 587. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00488-3>.

Oliveira, V. C. B., Silva, C. M., Borghi, L. F., Carvalho, I. S. (2019). Lacustrine coquinas and hybrid deposits from the rift phase: Pre-Salta, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 95, 102254. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102254>.

PETROBRAS. (2020). *Recorde de produção em búzios*, 15 de julho de 2020. Recovered from <https://petrobras.com.br/fatos-e-dados/recorde-de-producao-em-buzios.htm>

Psuty, N. P. (1965). Beach ridge development in Tabasco, Mexico. *Annals Association of American Geographers*, 55, 112–124. doi: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1467-8306.1965.tb00509.x>.

Tamura, T. (2012). Beach ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114, 279 – 297. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>.

Tanner, W. F, Stapor, F. W. (1972). Precise control of wave run-up in beach ridge construction. *Zeit Für Geomorph*, 16, 393–399. Recovered from https://www.researchgate.net/publication/285098079_Precise_control_of_wave_run-up_in_beach_ridge_construction.

Walker, R. G., Plint, A. G. (1992). Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R. G., James, N. P. (Eds.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Newfoundland: Geological Association of Canada, 1, 219–238.

Walker, R. G., James, N. P. (1992). *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Newfoundland: Geological Association of Canada, 1.

5 CONCLUSÕES

De acordo com os resultados obtidos, é possível concluir que os depósitos de coquinas do Campo de Búzios foram depositados em contexto de rampas isoladas submersas atingidas por ondas e ondas de tempestade as quais retrabalhavam, transportavam e depositavam fragmentos de conchas na forma de bioacumulados carbonáticos. Dezessete fácies foram identificadas entre as 695 amostras de coquinas distribuídas entre 7 associações de acordo com o elemento deposicional no qual ocorrem e em 5 associações de acordo com o posicionamento nas zonas hidrodinâmicas das rampas carbonáticas.

A distribuição das associações é fortemente controlada pelos altos e baixos estruturais do campo, principalmente os altos Central e Sul. Conforme as estruturas vão evoluindo e variações climáticas vão ocorrendo, os sistemas deposicionais e associações se movimentam principalmente em direção ao lago criando formas progradacionais formadas principalmente por depósitos de barras bioclásticas. A partir do empilhamento e variação lateral das associações é possível identificar sete sucessões de fácies localmente associadas com picos e variações nos valores de raios gama dos perfis petrofísicos. As sucessões variam lateral e verticalmente e podem ser indicativos de eventos importantes de variações no nível do lago no Campo de Búzios.

Mais informações são necessárias para compreender ciclos de maior frequência e padrões de empilhamento da seção de coquinas no Campo de Búzios. Entretanto, é possível identificar um raseamento da base ao topo da sequência, finalizado com o afogamento das coquinas por um evento transgressivo o qual depositou folhelhos da inconformidade pré-Alagoas (Moreira et al., 2007). O raseamento ocorre concomitantemente com o aumento das condições de aridez do ambiente o qual é prologando durante a deposição das formações sobrejacentes Barra Velha e Ariri.

O Campo de Búzios foi formado em um contexto extremamente complexo e único o qual favoreceu a deposição de pacotes de coquinas com até 500 metros de espessura e, para uma compreensão maior acerca dos ambientes formadores e de suas relações com os altos estruturais, estudos posteriores baseados em banco de dados maiores e levando em consideração os depósitos da Formação Barra Velha são essenciais.

5.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Aplicação de análises estatísticas como matrizes de correlação, entre outros, para entender profundamente a relação entre os parâmetros tafonômicos, fácies, grau de retrabalhamento e associação com paleocorrentes.
- Rastreamento de variações laterais de depósitos de tempestitos, washover e barras bioclásticas com enfoque em cicloestratigrafia a fim de determinar com mais acurácia as possíveis paleocorrentes. Estudo das formas de empilhamento da sequência de coquinas no Campo de Búzios a fim de identificar ciclos de menor frequência e das terminações de refletores em sísmica;
- Pesquisas relacionando a qualidade dos reservatórios conhecidos do Campo de Búzios com enfoque no conteúdo faciológico e variação vertical dos poços produtores a fim de rastrear outros alvos exploratórios que possam potencialmente ocorrer em contextos similares;
- Compreensão do significado paleoambiental das camadas de ostracodes as quais podem ser rastreadas lateralmente entre vários poços;
- Rastreamento das diferenças entre os tempestitos, fluxos gravitacionais e depósitos de washover;
- Identificação da diferença entre fácies de praias e bancos bioclásticos e compreensão profunda da relação de depósitos de estromatólitos, tufas e travertinos com o Campo de Búzios e o quanto estas rochas influenciam a produção de lama carbonática na sequência das coquinas;
- Mapeamento em detalhe da geologia estrutural do Campo com enfoque na idade das falhas, variação dos sistemas sedimentares de acordo com suas movimentos e entendimento acerca das clinofomas do campo;
- Variações faciológicas, estruturais e de paleocorrentes entre as sequências de coquinas entre os campos de Búzios e Libra e entre a Bacia de Santos e Campos;
- Estudar possível analogia entre as coquinas do pré-sal e as barras bioclásticas da Península de Valdez, na Argentina.

REFERÊNCIAS

- Abrahão, D., Warne, J. E. (1990). Lacustrine and Associated Deposits in a Rifted Continental Margin-Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore Brazil. In: Katz, B. J. (Eds.). *Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs*, AAPG Memoir, 50, 287-305. doi: <https://doi.org/10.1306/M50523C18>.
- Agência Nacional do Petróleo. (2020). *Dados Georreferenciados dos Blocos Exploratórios e Campos de Produção*. Recuperado de <http://rodadas.anp.gov.br/pt/concessoes/dados-georreferenciados-dosblocos-em-exploracao-e-campos-de-producao>.
- ANP (National Brazilian Petroleum Agency). (2021). Production Reports from July 2021. Recovered from: <https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/boletins-anp>
- AGÊNCIA PETROBRAS. (2019). Petrobras conclui aquisição de dados sísmicos no Campo de Búzios, *Agência Petrobrás*, 21 de novembro de 2019. Recuperado de https://www.agenciapetrobras.com.br/Materia/ExibirMateria?p_materia=981406.
- Ager, D. V. (1963). *Principles of Paleoecology*, New York: McGraw-Hill, 371 p.
- Aguirre, M. L., Farinati, E. A. (1999). Taphonomic processes affecting late Quarternary molluscs along the coastal area of Buenos Aires Province (Argentina, Southwestern Atlantic). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 149, 283 – 304. doi: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00207-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00207-7).
- Ahr, W. M. (2008). *Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks*, Hoboken: John Wiley & Sons, 296 p. doi: 10.1002/9780470370650. ISBN: 9780470370650.
- Ahr, W.M. (1973). The carbonate ramp – an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Societies*, 23, 221–225. Recuperado de <https://archives.datapages.com/data/gcags/data/023/023001/0221.htm>
- Aigner, T. (1982). Calcareous tempestites: storm dominated stratification in upper Muschelkalk limestones. In: Yin, A., Harrison, T. M. (Eds.). *Cyclic and Event Stratification*. Cambridge University Press, 1, 181–195. doi: 10.1007/978-3-642-75829-4_13.
- Aitkin, J. D. (1967). Classification and environmental, significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 1163–1178. doi: <https://doi.org/10.1306/74D7185C-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina, J.M., Moretti, M., Soria, J.M. (2002). Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *Int. J. Earth Sci.*, 91, 505–513. doi: <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0241-z>.
- American Geological Institute. (1972). *Glossary of Geology*, Washington, D.C.

Antunes, R. C. (2018). *Estilos estruturais e evolução tectono-estratigráfica da seção pós-rifte na porção central da Bacia de Santos* (Monografia). Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 92 p. Recuperado de: http://www.geologia.ufpr.br/portal/wp-content/uploads/2019/06/TCC_Rafaella_de_Carvalho_Antunes.pdf

Archie G, E. (1952). Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. *AAPG Bulletin*, 36, 278–298. doi: <https://doi.org/10.1306/3D9343F7-16B1-11D7-8645000102C1865D>.

Assine, M. L., Corrêa, F. S., Chang, H. K. (2008) Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2), 111-127. doi: 10.25249/0375-7536.2008382S111127.

Avila, R. M. 2020. Updates on Pre-Salt Opportunities and Upcoming Bidding Rounds Overview. Congress presentation, Deepwater South America Congress, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Awramik, S. M., Margulis, L. (1974). Definition of stromatolite. In: Walter, E. (Eds). *Stromatolite Newsletter*, 2, 5.

Azambuja, N. C., Arienti L. M., Cruz, F. E. G. (1998). Guidebook to the Rift-Drift Sergipe Alagoas, Passive Margin Basin, Brazil. In: The 1998 AAPG International Conference and Exhibition. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro/Brazil: AAPG, 113 p. doi: [10.13140/RG.2.2.11038.77126](https://doi.org/10.13140/RG.2.2.11038.77126).

Barnett, A. J., Fu, L., Rapasi, T., Scotellaro, C., Guha, J., Cabolova, A., Domingues, A. L. (2020). Seismic characterization and origin of clinoforms in lacustrine depositional environments: a case study from the Cretaceous of the South Atlantic. In: Henry, J., Burgess, P., Hunt, D., Janson, X., Zampetti, V. (Eds.). *Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs*, London: Geological Society Special Publications. 509 p. doi: <https://doi.org/10.1144/SP509-2019-148>.

Bates, R. L., Jackson, J. A. (1980). *Glossary of Geology. 2nd edition*, Alexandria: American Geological Institute, 751 pp. ISBN 13: [9780913312155](https://doi.org/10.13140/RG.2.2.11038.77126).

Bathurst, R. G. C. (1966). Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biospatites. *Geol. J.*, 5, 15-32. doi: <https://doi.org/10.1002/gj.3350050104>.

Bathurst, R.C.G. (1964): The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall. In: Imbrie, J., Newell, N. D. (Eds.). *Approaches to paleoecology*. New York: Wiley, 357-387.

Begg, S. H., King, P. R. (1985). Modelling the effects of shales on reservoir performance: calculation of effective permeability. In: Society of Petroleum Engineers Symposium on Reservoir Simulation, Dallas, Texas/USA: Society of Petroleum Engineers. doi: <https://doi.org/10.2118/13529-MS>.

Berry, P. F., Playford, P. E. (1997). Biology of modern *Fragum erugatum* (Mollusca, Bivalvia, Cardiidae) in relation to deposition of the Hamelin Coquina, Shark Bay, Western Australia. *Marine and Freshwater Research*, 48, 415–420. doi: <http://dx.doi.org/10.1071/MF97005>.

Bertani, R. T., Carozzi, A. V. (1985a). Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs – I. *J. Pet. Geol.*, 8(1), 37–58.

- Bertani, R. T., Carozzi, A. V. (1985b). Lagoa feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs - II. *J. Pet. Geol.*, 8(1), 199 - 220. doi: <https://doi.org/10.1111/J.1747-5457.1985.TB01011.X>.
- Bieler, R. (1992). Gastropod phylogeny and systematics. *Annual Review of Ecology and Systematics*. 23, 311–338. doi: <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.23.1.311>.
- Bissell, H. J., Chilingar, G. V. (1967). Classification of sedimentary carbonate rocks. In: G. V. Chilingar, H. J. Bissell, R. W. Fairbridge (Eds.), *Carbonate Rocks*, Amsterdam: Elsevier. 87-168.
- Bock, J., Rybakov, V. (2017). Imaging Techniques in Seismic Geomorphology. Apresentação em AAPG Rocky Mountain Section Annual Meeting. Calgary, Alberta/Canada: AAPG. Recuperado de https://www.searchanddiscovery.com/documents/2017/42120bock/ndx_bock.pdf.
- Bodunde, S., Enikanselu, P. A. (2019). Integration of 3D-seismic and petrophysical analysis with rock physics analysis in the characterization of SOKAB field, Niger Delta, Nigeria. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 9, 899 – 909. Doi: <https://doi.org/10.1007/s13202-018-0559-8>.
- Bosence, D., Gibbons, K., Heron, D. P. L., Morgan, W. A., Pritchard, T., Vining, B. A. (2015). Microbial carbonates in space and time: introduction. In: Bosence, D. W. J., Gibbons, K. A., Le Heron, D. P., Morgan, W. A., Pritchard, T.; Vining, B. A. (Eds.). *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*, London: Geological Society Special Publications, 418. doi: <http://dx.doi.org/10.1144/SP418.14>
- Bouma, A. H. (1962). *Sedimentology of some Flysch Deposits: A graphic approach to facies Interpretation*, Amsterdam: Elsevier, 168 p.
- Boyajian, 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: <https://doi.org/10.2307/3515050>.
- Braga, J. C., Martin, J. M., Riding, R. (1995). Controls on microbial dome fabric development along a carbonate–siliciclastic shelf-basin transect, SE Spain. *Palaios*, 10, 347–361. doi: <https://doi.org/10.2307/3515160>
- Brenchlev, P. J., Andnewall, G. (1970). Flume experiments on the orientation and transport of models and shell valves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 7, 185-220. doi: [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(70\)90093-3](https://doi.org/10.1016/0031-0182(70)90093-3).
- Brenchley, P. J., Newall, G., Sanistreet, J. G. (1979). A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. *Sedim. Geol.*, 22, 185-21. doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(79\)90052-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(79)90052-6).
- Bressan, G. S., Palma, R. M. (2010). Taphonomic analysis of fossil concentrations from La Manga Formation (Oxfordian), Neuquén Basin, Mendoza province, Argentina. *J. Iber. Geol.*, 36 (1), 55–71. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/279765789_Taphonomic_analysis_of_fossil_concentrations_from_La_Manga_Formation_Oxfordian_Neuquen_Basin_Mendoza_Province_Argentina.

- Brett, C. E., Baird, G. C. (1986). Comparative taphonomy. A key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, 1, 207-227. doi: <https://doi.org/10.2307/3514686>.
- Bromley, R. G. (1993). Predation habits of octopus past and present and a new ichnospecies, *Oichnus ovalis*. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 40,167-173. Recuperado de <https://2dggf.dk/xpdf/bull40-01-02-167-173.pdf>.
- Brown, A. R. (1998). Picking philosophy for 3-D stratigraphic interpretation. *The Leading Edge*, 17, 1198-1198. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1438109>.
- Brown, A. R. 2005. Pitfalls in 3D seismic interpretation. Apresentação em 11° Annual 3-D Seismic Symposium. Denver, Colorado/USA: The Leading Edge, 716 - 717. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1993265>.
- Brown, G., Brindley, G. W. (1980). X-Ray diffraction procedure for clay mineral identifications. In: Brindley, G. W., Brown, G. (Eds.). *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*, London: London Mineralogical Society,305-359.
- Brown, K. M. 2001. Mollusca: Gastropoda. In: Thorp, H. J.; Covich, A. P. (Eds.). *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*, New York: Academic Press, 2: 297-329. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-012690647-9/50011-9>.
- Bryant, E. A., Young, R. W., Price, D. M. (1992). Evidence of tsunami sedimentation on the southeastern coast of Australia. *Journal of Geology*, 100, 753–765. doi: <http://dx.doi.org/10.1086/629626>.
- Buarque, B. V., Barbosa, J. A., Oliveira, J. T. C., Magalhães, J. R. G., Filho, O. J. C. (2017). Carbonate Buildups in the Pernambuco Basin, NE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 89 (2), 841 – 857. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201720160544>
- Burchette, T. P., Wright, V. P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sediment. Geol.*, 79, 3–57. doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A).
- Burchfiel, B. C. (1980). Tectonic of non-collisional regimes - the modern Andes and the Mesozoic cordilleran orogen of the western United States. In: Burchfiel, B. C. (Eds.) *Continental tectonics*, Washington: National Academy of Sciences, 65 -72.
- Burne, R. V., Moore, L. S. (1987). Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, 2, 241-254. doi: <http://dx.doi.org/10.2307/3514674>.
- Bustillo, M. A., Arribas, M. E., Bustillo, M. (2002). Dolomitization and silicification in lowenergy lacustrine carbonates, Paleogene, Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 151 (1-2), 107-126. ISSN 0037-0738. Recuperado de <https://eprints.ucm.es/id/eprint/17283/>.
- Butcher, B. P., Van de Graaff, W. J. E., Hocking, R. M. (1984). Explanatory Notes on the Shark Bay-Edel Geological Sheet. *Western Australia Geol. Surv.*, 1, 1–21
- Calvert, A. J., Li, Y. (1999). Seismic reflection imaging over a massive sulfide deposit at the Matagami mining camp, Québec. *Geophysics*, 64 (1), 24-32. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1444521>.

Capezuoli, E., Gandin, A., Pedley, M. (2014). Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology*, 61, 1–21. doi: <https://doi.org/10.1111/sed.12075>.

Carlotto, M.A., Da Silva, R. C. B., Yamato, A. A. (2017). Libra: A newborn giant in the Brazilian Presalt Province. In: Merrill, R. K., Sternbach C. A. (Eds.). Giant fields of the decade 2000–2010. *AAPG Memoir*, 113, 165-176. doi: <https://doi.org/10.1111/sed.12075>

Carminatti, M., B., Wolff, L. A. P., Gamboa, L. A. (2008). *New exploratory frontiers in Brazil*. In: 19th World Petroleum Congress, Madrid, Madrid/Spain: World Petroleum Council. Recuperado de <https://onepetro.org/WPCONGRESS/proceedings-abstract/WPC19/All-WPC19/WPC-19-2802/172850>.

Carozzi, A. V., Bouroullec, J., Deloffre, R., Rumeau, L. (1972). Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. *Bulletin Centre de Recherches Pau*, Le Centre: Volume Spécial, 594 p.

Carriker, M. R. (1981). Shell penetration and feeding by naticacean and muricacean predatory gastropods: a synthesis. *Malacologica*, 20, 403-422. Recuperado de: https://archive.org/details/cbarchive_40159_shellpenetrationandfeedingbyrna9999/page/n7/mode/2up.

Carter, R. W. G. (1986). The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73, 191–214. doi: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90015-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90015-0).

Carvalho M. D., Praça U. M., Telles, A. C. S. (2000). Bioclastic carbonate lacustrine facies molds in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. In: Gierlowskikordesch, E. H., Kelts, K. R. (Eds). *Lake Basins through Space and Time*, Tulsa: AAPG Studies in Geology, 46, 245-256

Casini, M., Ciuffi, S., Fiordelisi, A., Mazzotti, A., Stucchi, E. (2010). Results of a 3D seismic survey at the Travale (Italy) test site. *Geothermics*, 39, 4-12. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2009.11.003>.

Castro, J. C. (2006). Evolução do conhecimento sobre as coquinas reservatório da Formação Lagoa Feia no trend Badejo-LinguadoPampo, Bacia de Campos. *Geociências*, 25(2), 175-186. Recuperado de <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/106791>.

Castro, J. C., Azambuja, N. C. (1980). Fácies, análise estratigráfica e reservatórios da Formação Lagoa Feia. Cretáceo Inferior da Bacia de Campos. Rio de Janeiro, Petrobras. Relatório interno, 116 p.

Castro, T. M. (2019). *Avaliação dos reservatórios carbonáticos do pré-sal no Campo de Búzios, Bacia de Santos* (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro.

Catuneanu et. al., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*. Vol. 44/3, pp. 173–245. Stuttgart, November 2011. doi: <http://dx.doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011>.

Catuneanu, O. (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy*. Amsterdam: Elsevier. 375 p. ISBN: 9780080473987.

Catuneanu, O., Zecchin, M. (2013). High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: controls on sequence development. *Marine Petroleum Geology*, 39, 26–38. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.08.010>.

Chafetz, H. S., Folk, R. L. (1984). Travertines: Depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 289-316. doi: <https://doi.org/10.1306/212F8404-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Chafez, H., Barth, J., Cook, M., Guo, X., Zhou, J. (2018). Origins of carbonate spherulites: Implications for Brazilian Aptian pre-salt reservoir. *Sedimentary Geology*. 365, 21-33. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.024>.

Chang, H. K., Assine, M. L., Corrêa, F. S., Tinen, J. S., Vidal, A. C., Koike, L. (2008). Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Rev. Bras. Geociências*, 38 (2), 29–46. doi: <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2008382S2946>.

Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F., Bender, A. A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, 97–138. doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90253-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3).

Cheel, R. J. (2003). Hummocky and swaley cross-stratification. In: Middleton, G. V. (Eds.). *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 362–364. doi: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3609-5_112.

Chinelatto, G. F., Belila, A. M. P., Basso, M., Souza, J. P. P., Vidal, A. C. (2020). A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin-Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 116, 104317. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104317>.

Chopra, S. (2007). Volumetric curvature attributes add value to 3D seismic data interpretation. *The Leading Edge*, 26, 856 – 867. doi: <https://doi.org/10.1190/1.2756864>.

Choquette, P. W., Pray, L. C. (1970). Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54, 207–250

Clifton, H. E. (1971). Orientation of empty pelecypod shells and shell fragments in quiet water. *Jour. Sed. Petrology*, 41, 671-682. doi: <https://doi.org/10.1306/74D7231F-2B21-11D7-8648000102C1865D>.

Clifton, H. E., Boggs, S. J. (1970). Concave-up pelecypod (*Psephidia*) shells in shallow marine sand, Elk River Beds, southwestern Oregon. *Jour. Sed. Petrology*, 40, 888-897. doi: [10.1306/74D720D6-2B21-11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/74D720D6-2B21-11D7-8648000102C1865D).

Cohen, A. S. (1989). Facies relationships and sedimentation in large rift lakes and implications for hydrocarbon exploration: examples from lakes Turkana and Tanganyika. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, 65–80. doi: [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90080-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90080-1).

Colinson, J. D. (1969). The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namorian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 194-221.

Corbeau, R. M., Soegaard, K. (2001). Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores, and 3-D ground-penetrating radar: example from the Middle Cretaceous Ferron Sandstone, East-Central Utah. *AAPG Bulletin*, 85, 1583–1608. doi: <https://doi.org/10.1306/8626CCCB-173B-11D7-8645000102C1865D>

Corbett, P. W. M. (2016). Integration of Cretaceous Morro do Chaves rock properties (NE Brazil) with the Holocene Hamelin Coquina architecture (Shark Bay, Western Australia) to model effective permeability. *Petroleum Geoscience*, 22(2), 105-122. doi: <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-054>

Corbett, P., Câmara, R., Monteiro, R., Tavares, A. C. G., Teixeira, B., Borghi, L. (2013). Framework for modeling of wireline log response from carbonate outcrops. In: Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro/Brasil: Sociedade Brasileira de Geofísica. doi: <https://doi.org/10.1190/sbgf2013-400>.

Corrêa, F. S., Rostirolla, S. P., Chang, H. K. (2007). Arcabouço estrutural e evolução da propagação da fase rifte nas Bacia de Campos e Santos. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e V International Symposium on Tectonics of the SBG, Natal, Rio Grande do Norte/Brasil: SBG, 54-57.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). (2017). *GeoSBG: Bacias Sedimentares Brasileiras*. Recuperado de <http://geosgb.cprm.gov.br/>.

Curia, D., Borghi, P., Noble, J., Berkovitch, A., Justo, D., Alayón, M. (2017). The impact of multifocusing in the processing of land 3D seismic data in a fold and thrust belt setting: Ranquil Norte Block, Neuquén Basin, Argentina. *The Leading Edge*, 36 (9), 770-774. doi: <http://dx.doi.org/10.1190/tle36090770.1>.

Darlymple, R. W. (1979). Wave-induced liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 26, 835–844. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00976.x>.

Darlymple, R. W., James, N. P. (2010). *Facies Models 4*, Canada: Geological Association of Canada, 586 p.

Davies, J. L. (1957). The importance of cut and fill in the development of sand beach ridges. *Australian Journal of Science*, 20, 105–111.

Davies, J. L. (1961). Tasmanian beach ridges systems in relation to sea-level change. *Proceedings of Royal Society of Tasmania*, 95, 35–40. Recuperado de https://eprints.utas.edu.au/14356/1/1961_Davies_Tasmanian_beach_ridge_systems.pdf.

Davis, R. A., Kuhn, B. J. (1985). Origin and development of Anclote Key, west-peninsular, Florida. *Mar. Geol.*, 63: 153-171. doi: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90082-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90082-9).

Dawson, A. G., Stewart, I. (2007). Tsunami deposits in the geological record. *Sediment. Geol.*, 200, 166–183. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.002>.

Della Porta, G. (2015). Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. In: Bosence, D. W. J., Gibbons, K., Le Heron, D. P., Pritchard, T.; Vining, B. (Eds.). *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*, London: Geological Society, Special Publications, 18. doi: <http://doi.org/10.1144/SP418.4>

Demercian, L. S. (1996). *A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior* (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 201 p.

Demicco, R. V., Hardie, L. A. (1994). *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, Atlas, 265p. doi: <https://doi.org/10.2110/sepmatl.01>.

Dias, J. L. (1998). *Análise sedimentológica e estratigráfica do Andar Aptiano em parte da Margem Leste do Brasil e no Platô das Malvinas: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional* (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 208 p.

Dias, J. L. (2005). Stratigraphy, sedimentology and volcanism of the Lower Cretaceous phase along eastern Brazilian continental margin. In: Anais do 14º International Congress of the IAS. Recife, Pernambuco/Brasil, 1-2.

Dias, J. L., Oliveira, J. Q., Vieira, J. C. (1988). Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18, 252–260. Recuperado de <http://bjg.siteoficial.ws/1988/n3/dias.pdf>.

Dias, R. M., W. Lupinacci, T. M. De Castro, M. Antonio, C. Santos. 2019. Understanding the relationship between acoustic impedance and porosity in the presalt of the Buzios Field Santos Basin. In: Conference Proceedings, First EAGE Workshop on Pre-Salt Reservoirs: from Exploration to Production. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro/Brasil, European Association of Geoscientists & Engineers, p. 1 -5. doi: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201982009>

Dias-Brito, D. (2000). Global stratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Albian-Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact to Tethys configuration. *Cretaceous Research*, 21 (2-3), 315-349. doi: 10.1006/cres.2000.0196.

Dietzel, M., Tang, J., Leis, A., Köhler, S. J. (2009). Oxygen isotopic fractionation during inorganic calcite precipitation — Effects of temperature, precipitation rate and pH. *Chemical Geology*. 268 (1-2), 107-115. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.015>

Din, S., Clerke, E., Badawi, A. 2018. Selected Results from Big Carbonate Pore System Database: A Case Study from Saudi Aramco. In: Abu Dhabi International Petroleum Exhibition & Conference, Abu Dhabi, Emirados Árabes Unidos. doi: 10.2118/193163-MS.

Dorn, G. 1998. Modern 3-D seismic interpretation. *The Leading Edge*, 17 (9), 1177 – 1328. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1438121>.

Dorneles, V. A. C. 2018. *Caracterização geoquímica e geomicrobiológica de microbialito da Lagoa Salgada, Estado do Rio de Janeiro* (Monografia). Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 56 p. Recuperado de http://www.geologia.ufpr.br/portal/wp-content/uploads/2019/06/TCC_Victor_Amir_Cardoso_Dorneles.pdf.

Dorobek, S. L. (2008). Tectonic and depositional controls on syn-rift carbonate platform sedimentation. In: Lukasik, J., Toni Simo, J. A. (Eds.). *Controls on Carbonate Platform and Reef Development*. Tulsa: SEPM Special Publication, 89, 57–81.

Dott, R. J., Bourgeois, J. (1982). Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 663–680. doi: <http://dx.doi.org/10.2110/pec.08.89.0057>

- Dreyer, T., Fält, L. M., Høy, T., Knarud, R., Steel, R., Cuevas, J. L. (1993). Sedimentary architecture of field analogs for reservoir information (SAFARI): a case study of the fluvial Escanilla Formation. In: Flint, S. S., Bryant, I. D. (Eds.). *The Geologic Modeling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogs*, Spanish Pyrenees: International Association of Sedimentologists, Special Publications, 15, 57–80. doi: <https://doi.org/10.1002/9781444303957.ch3>
- Du, Y. S., Zhou, D. H., Gong, S. Y., Hand, X. (2001). Tempestite and its palaeogeographical significance of Devonian in Jingyuan and Jingtai Counties, Gansu Province. *Miner. Petrol.*, 21, 69–73 (in Chinese).
- Duke, W. L., Arnott, R. W. C., Cheel, R. J. (1991). Shelf sandstones and hummocky crossstratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 625–628. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019%3C0625:SSAHCS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019%3C0625:SSAHCS%3E2.3.CO;2).
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa: AAPG Memoir, 1, 108–122.
- Dunne, J. 2009. 5 popular pitfalls in seismic amplitude interpretation. In: ASEG Extended Abstracts. Australia, 1 -1. doi: 10.1071/ASEG2009ab010.
- Efremov, J. A. (1940). Taphonomy: New branch of paleontology. *Pan-American Geologists*, 74, 81-93. Recuperado de <http://iae.makorzh.ru/science/taph.htm>.
- Embry, A. F., Klovan, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730 – 781. doi: <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730>
- Emery, K. O. (1968). Positions of empty pelecypod valves on the continental shelf. *Jour. Sed. Petrology*, 38, 1264-1269. doi: <https://doi.org/10.1306/74D71B4A-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
- Engels, S., Roberts, M. C. (2005). The architecture of prograding sandy-gravel ridges formed during the last Holocene Highstand, Soutweterm British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 1052–1064. doi: <https://doi.org/10.2110/jsr.2005.081>.
- Enos, P. (1983). Shelf environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds.). *Carbonate depositional environments*, Tulsa: AAPG Memoir, 33, 267-296
- ESRI. (2018). *Ocean Basemap*. Recuperado de <http://www.arcgis.com/home/>
- Falkenhein, F. U. H., Franke, M. R., Carozzi, A. A. (1981). Petroleum geology of the Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin, Brazil carbonate microfacies depositional and diagenetic models natural and experimental porosity. *Notebooks on Geology, Cenpes*, 15 (11), 140.
- Ferreira, D. J. A., Dultra, H. P. L., de Castro, T., Lupinacci, W. M. (2021). Geological process modeling and geostatistics for facies reconstruction of presalt carbonates. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104828. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104828>.
- Ferreira, D., Dias, R. M., Lupinacci, W. M. (2021). Seismic pattern classification integrated with permeability-porosity evaluation for reservoir characterization of presalt carbonates in

the Buzios Field, Brazil. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 201, 108441. doi: <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.108441>.

Ferreira, D., W. Lupinacci, T. de Castro, N. Casado, M. Alvarenga, Y. Bezerra, J. Junior M. & A. Santos. (2019). Neural network unsupervised classification as an advanced presalt reservoir characterization technique - a Buzios Field case study. In 16th SBGF, 1–6. doi:10.22564/16cisbgf2019.217.

Fielding, C. R., Crane, R. C. (1987). An application of statistical modelling to the prediction of hydrocarbon recovery factors in fluvial reservoir sequences. In: Ethridge F. G., Flores R. M., Harvey M. D. (Eds.). *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, Broken Arrow: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 39: 321–327. doi: <https://doi.org/10.2110/pec.87.39.0321>.

Fiichtbauer, F. T. (1974). Sediments and sedimentary rocks, I. In: W. Engehardt, H. Fiichtbauer, G. Müller (Eds.). *Sedimentary Petrology II*, Schweizerbart: Stuttgart, 464 p.

Flügel, E. (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Berlin: Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 976p

Folk, R. L. (1959). Practical classification of limestones. *AAPG Bulletin*, 43, 1-38.

Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W. E. (Eds.). *Classification of carbonate rocks*, Tulsa: AAPG Memoir, 1: 62-84.

Forte, E., Pipan, M., Casabianca, D., Di Cuia, R., Riva, A. (2012). Imaging and characterization of a carbonate hydrocarbon reservoir analogue using GPR attributes. *Journal of Applied Geophysics*, 81. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.009>.

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*, Cambridge: Cambridge University Press, 463 p.

Freundt, A., Strauch, W., Kutterolf, S., Schmincke, H. U. (2007). Volcanogenic tsunamis in lakes: examples from Nicaragua and general implications. *Pure Appl. Geophys.*, 164, 527–545. doi: <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-006-0178-z>.

Frey, R. W. (1971). Ichnology: the study of fossil and recent lebensspuren..In: Perkins, B. F., ed., *Trace Fossils, A Field Guide: Louisiana State Univ. School Geosci. Misc. Pub.*, 71(1), 91-125.

Frey, R. W. (1972). *Paleoecology and depositional environment of Fort Hays Limestone Member, Niobrara Chalk (Upper Cretaceous), west-central Kansas*, Kansas: Univ. Kansas Paleont. Contrib., 72 p. ISSN: 0075-5044.

Fryda, J. (2005). Fossil invertebrates – gastropods. In: Selley, R. C., Robin, L., Cocks, M., Plimer, I. R. (Eds.). *Encyclopedia of Geology*, Amsterdam: Elsevier, 1, 378-388. doi: <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00040-X>.

Füchtbauer, H., Goldschmidt, H. (1964). Aragonitische Lumachellen im bituminösen Wealden des Emslandes. *Beiträge zur Mineralogie, Petrographie*, 10, 184–197. doi: [10.1007/bf02652614](https://doi.org/10.1007/bf02652614).

Fürsich, F. T. (1995). Shell concentrations. *Eclogae Geol. Helv.* 88 (3), 643–655. doi: <https://doi.org/10.5169/seals-167692>

Fürsich, F. T., Oschmann, W. (1993). Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, Western India. *J. Geol. Soc*, 150, 169–185. doi: <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0169>.

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: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00099-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00099-6).

Garcia, S. F. M., Letouzey, J., Rudkiewicz, J. L., Danderfer Filho A., de Lamotte, D. F. (2012). Structural modeling based on sequential restoration of gravitational salt deformation in the Santos Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 35(1), 337-353. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.02.009>.

Gillikin, D., Lorrain, A., Navez, J., Taylor, J., Andre, L., Keppens, E., Baeyens, W., Dehairs, F. (2005). Strong biological controls on Sr/Ca ratios in aragonitic marine bivalve shells. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, 1–1. doi: <https://doi.org/10.1029/2004GC000874>.

Glennie, K. W. 1970. *Developments in Sedimentology: Desert Sedimentary Environments*, Amsterdam: Elsevier. 222 p.

Goldberg, K., Kuchle, J., Scherer, C., Alvarenga R., Ene, P. L., Armententi, G. & De Ros, L. F. (2017). Re-sedimented deposits in the rift section of the Campos Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 80, 412-431. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.11.022>.

Gomes, J. P., Bunevich, R. B., Tedeschi, L. R., Tucker, M. E., Whitaker, F. F. (2020). Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104-176. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>

Google Earth. (2020). *Satellite Data*. Recuperado de <https://www.google.com/earth>

Gosling, E. (2003). *Bivalve Molluscs: Biology, Ecology and Culture. Reproduction, Settlement and Recruitment*. Hoboken, Nova Jersey: Wiley-Blackwell, 443 p. doi: 10.1002/9780470995532.

Gould, R., McFarlan, E. (1959). Geologic history of the Chenier Plain, southwestern Louisiana. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 9, 261–270. doi: <https://doi.org/10.1306/0BDA5F24-16BD-11D7-8645000102C1865D>

Grabau, A. W. (1904). The Classification of Sedimentary Rocks. *American Geologist*, 33, 228-247

Grabau, A. W. (1913). *Principles of Stratigraphy*. New York: A. G. Seiler, 1185 p.

Granier, B., Berthou, P. Y., Fourcade, E. (1991). The Dasycladalean algae from the Cretaceous of the New World. *Transactions of the Second Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago, Port-of-Spain*, 1, 178- 183. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/292874064_The_Dasycladalean_algae_from_the_Cretaceous_of_the_New_World.

Granier, B., Dias-Brito, D. (2015). End of a modern geological myth: There are no rudists in Brazil! Paleobiogeographic implications. *Carnets de géologie*, 15, 123-136. doi: 10.4267/2042/56880.

Granier, B., Dias-Brito, D., Bucur, I. I. (2014). *Clypeina tibanai*, sp. nov. (Polyphysacea, Dasycladales, Chlorophyta), mid-Cretaceous green alga from the Potiguar Basin, Brazilian margin of the young South Atlantic Ocean. *Geologica Acta, Barcelona*, 12(2), 227-237. doi: <http://dx.doi.org/10.1344/GeologicaActa2014.12.3.5>.

Guardado, L. R., Spadini, A. R., Brandão, J. S. L., Mello, M. R. (2000). Petroleum System of the Campos Basin. In: M. R. Mello and B. J. Katz. (Eds.). *Petroleum Systems of South Atlantic margins*, Tulsa: AAPG Memoir, 73, 317-324. doi: <https://doi.org/10.1306/M73705C22>.

Haldorsen, H. H., Chang, D. M. 1986. Notes on stochastic shales: from outcrop to simulation model. In: Lake, L. W; Carroll, H. B. (Eds.) *Reservoir Characterization*, New York: Academic Press, 445–485. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-434065-7.50020-4>.

Haldorsen, H. H., Damsleth, E. (1990). Challenges in reservoir characterization. *AAPG Bulletin*, 77, 541–551.

Haldorsen, H. H., Lake, L. (1984). A new approach to shale management in field-scale models. *SPE Journal*, 24, 447–457. doi: <https://doi.org/10.2118/10976-PA>.

Hamid, S. S., Wakayama, M., Ichihara, K., Sakurai, K., Ashino, Y., Kadowaki, R., Soga, T., Tomita, M. (2019). Metabolome profiling of various seaweed species discriminates between brown, red, and green algae. *Planta*. 249, 1-27. doi: <https://doi.org/10.1007/s00425-019-03134-1>. doi: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00425-019-03134-1>.

Handford, C. R., Loucks, R. G. (1993). Carbonate depositional sequences and systems tracts – responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: Loucks, B; Sarg, R. J. (Eds.). *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*, Tulsa: *AAPG Bulletin*, 57, 3–41. doi: <https://doi.org/10.1306/M57579C1>.

Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., Walker, R. G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. In: Short Course 2 Notes. Broken Arrow, Oklahoma/USA: Society for Sedimentary Geology, 161 p. doi: <https://doi.org/10.2110/scn.75.02>.

Hart, B. (2007). Seismic stratigraphy and small 3D seismic surveys. *The Leading Edge*, 26: 876 - 881. doi: <https://doi.org/10.1190/1.2756867>.

Hawkesworth, C. J. (1992). Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey, B. C. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, London: Geological Society Special Publication, 68, pp. 293–302. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.14>.

Hayes, M. O. (1967). Hurricanes as geological agents, south Texas coast. *AAPG Bulletin*, 51 (6), 937-942. doi: <https://doi.org/10.1306/5D25C0FF-16C1-11D7-8645000102C1865D>.

Hesp, P. A., Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Tomazelli, L. J., Ayup-Zouain, R. N., Esteves, L. S., Gruber, N. L. S., Toldo-Jr, E. E., Tabajara, L. L. C. A., Clerot, L. C. P. (2005). Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandai barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira*

de Ciências, Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 77, 493–508. doi: <https://doi.org/10.1590/S0001-37652005000300010>.

Hessel, M. H., 1993. *Paleogeografia dos bivalvíos da Formação Lagoa Feia, Eocretáceo de Campos*. Simposio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos e Breves Comunicações. p. 22-23.

Hildenbrand, G., Austermann, D., Fuchs, P., Bengtson, W., Stinnesbeck. (2021). A potential cephalopod from the early Cambrian of eastern Newfoundland, Canada. *Communications Biology*, 4, 388. doi: <https://doi.org/10.1038/s42003-021-01885-w>.

Hine, A. C. (1979). Mechanism of development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26, 333–352. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00913.x>.

Holden, L., Hauge, R., Skare, Ø., Skorstad, A. (1999). Modeling of fluvial reservoirs with object models. *Mathematical Geology*. 30, 473–496. doi: <https://doi.org/10.1023/A:1021769526425>

Holmes J. A. (2001). Ostracoda. In: Smol, J.P., Birks, H. J. B., Last, W. M. (Eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Dordrecht: Springer. doi:https://doi.org/10.1007/0-306-47671-1_7

Holmes, J. A., Fothergill, P. A., Street-Perrott F. A., Perrott, R. A. (1998). A High-Resolution Holocene Ostracod Record from the Sahel Zone of Northeastern Nigeria. *Journal of Paleolimnology*, 20, 369-380. doi: <https://doi.org/10.1023/A:1007923304411>.

Holmes, J. A., Street-Perrott, F. A., Allen, M. P., Fothergill, P. A., Harkness, D., Kroon, D., Perrott, R. A. (1997). Holocene palaeolimnology of Kajemarum Oasis, northern Nigeria: an isotopic study of ostracodes, authigenic carbonate and organic carbon. *Journal of the Geological Society*, 154, 311-319.

Horita, J., Clayton, R. N. (2007). Comment on the studies of oxygen isotope fractionation between calcium carbonates and water at low temperatures by Zhou and Zheng (2003, 2005). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 3131-3135. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.033>.

Horschutz, P., Freitas, L. C., Stank, C. V., Barroso, A. S., Cruz, W. M. (1990). The Linguado, Carapeba, Vermelho, and Marimba giant oil fields, Campos Basin, offshore Brazil. In: Halbouty, M. T. (Eds.), *Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1978–1988*, Tulsa: AAPG Memoir, 54, 137–153. doi: <https://doi.org/10.1306/M54555C9>.

Howell, J., Martinius, A. W., Good, T. R. (2014). The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. *Special Publications of the Geological Society of London*, 387, 1-25. doi: <https://doi.org/10.1144/SP387.12>

Insalaco, E., Skelton, P., Palmer, T. J. (2000). Carbonate platform systems: components and interactions - an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 178, 1-8. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.178.01.01>

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 analogue. *Sedimentary Geology*, 281, 59–74. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.08.009>.

Jervey, M. T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.). *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, Broken Arrow: SEPM Special Publication, 42, 47–69. doi: <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0047>;

Jibrin, B. W., Reston, T. J., Westbrook, G. K. (2013). Application of volumetric seismic discontinuity attribute for fault detection: Case study using deep-water Niger Delta 3D seismic data. *The Leading Edge Special Section: Marine and Offshore Technology*, 32(4): 424 – 428. doi: <https://doi.org/10.1190/tle32040424.1>.

Kahn, M. 2020. *Búzios e suas soluções inovadoras para superação de desafios*. 3º Fórum Técnico: Pré-Sal Petróleo, Evento Virtual. Recuperado de https://www.presalpetroleo.gov.br/ppsa/conteudo/buzios_forum_tecnico_ppsa_20201117.pdf

Kalkowski, E. (1908). Oolith und stromatolith im norddeutschen Bundtsandstein. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaften*, 60, 68–125. Recuperado de https://www.zobodat.at/pdf/Ber-Nathist-Ges-Hannover_128_0175-0186.pdf.

Karner, G. D., Driscoll, N.W. (1999). Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins: insights from quantitative basin modelling. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*: London: Geological Society Special Publications, 153, 11-40. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02>.

Karner, G. D., Gambôa, L. A. P. (2007). Timing and origin of the South Atlantic presalt sag basins and their capping evaporites. In: Schreiber, B. C., Lugli, S., Babel, M. (Eds.). *Evaporites through space and time*, London: Geological Society Special Publications, 285, 15-35. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02>.

Keeling, G., Andwilliams, P. F. (1967). Flume studies of the reorientation of pebbles and shells. *Jour. Geology*, 75, 243-267. doi: <https://doi.org/10.1086/627254>.

Kelley, P. H. (2008). Role of bioerosion in taphonomy: effect of predatory drillholes on preservation of mollusc shells. In: Wisshak, M., Tapanila, L. 2008. *Current Developments in Bioerosion*, 1, 451 – 470. doi: [10.1007/978-3-540-77598-0_23](https://doi.org/10.1007/978-3-540-77598-0_23).

Kelling, G., Andmoshrif, M. A. (1977). The orientation of fossil bivalves in a pene-littoral sequence (the Rhaetian of South Wales). *Jour. Sed. Petrology*, 47, 1342-1346. doi: <https://doi.org/10.1306/212F7342-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Kelling, G., Mullin, P. R. (1975). Graded limestones and limestone quartzite couplets: possible ancient storm deposits from the Mo roccan Carboniferous. *Sediment. Geol.*, 13, 161-190. doi: [10.1016/0037-0738\(75\)90019-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(75)90019-6)

Kidwell, S. M, Fürsich, F., Aigner, T. (1986). Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1 (3), 228 - 238.

Kidwell, S. M. (1991). The stratigraphy of shell concentrations. In: Allison, P. A.; Briggs, D. E. G. (Eeds.). *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record*, New York: Plenum Press, 211-290. doi: <http://dx.doi.org/10.2307/3514687>.

Kidwell, S. M., Holland, S. M. (1991). Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios*, 6(4), 426–434. doi: <https://doi.org/10.2307/3514967>.

Kinoshita, E. M. (2007). *Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres do Mb. Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas* (Dissertação de Mestrado), Instituto de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 97p.

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*, 2(18), 249-269

Kirby, M. X. (2001). Differences in growth rate and environment between tertiary and quaternary *Crassostrea* oysters. *Paleobiology*, 27, 84–10. doi: [https://doi.org/10.1666/0094-8373\(2001\)027%3C0084:DIGRAE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2001)027%3C0084:DIGRAE%3E2.0.CO;2).

Kitamura, A. (2020). The application of molluscs for investigating tsunami deposits. In: Engel, M. Pilarczyk, J., Simon, S. M., Brill, D., Garrett, E. (Eds.) *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*, Amsterdam: Elsevier. 1, 323-342. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00015-8>.

Klement, K. W. (1967). Practical classification of reefs and banks, bioherms and biostromes. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 51, 167-168. doi: <https://doi.org/10.1306/819A4190-16C5-11D7-8645000102C1865D>.

Knoph, K., Tsoflias, G., Franseen, E., Goldstein, R. (2010). Ground-Penetrating Radar Imaging of Facies Distribution in a Carbonate Reservoir Analog. In: *Geophysics in the 21st Century*, Fort Hayes, Kansas/USA: Geophysical Society of Kansas. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/259760271_Ground-Penetrating_Radar_Imaging_of_Facies_Distribution_in_a_Carbonate_Reservoir_Analog.

Kochel, R. C., Dolan R. (1986). The Role of Overwash on a Mid-Atlantic Coast Barrier Island. *The Journal of Geology*, 94 (6), 902-906.

Kochel, R. C., Wampfler, L. A. (1989). Relative role of overwash and aeolian processes on washover fans, Assateague Island, Virginia–Maryland. *Journal of Coastal Research*, 5, 453–475

Kornicker, L. S., Wise, C. D., Wise, J. M. (1963). Factors affecting the distribution of opposing mollusk valves. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 703– 712. Recuperado de <https://repository.si.edu/handle/10088/8562>.

Lawrence, E. D. R. (1971). Shell orientation in recent and fossil oyster communities from the Carolinas. *Jour. Paleontology*, 45, 347-349

Leatherman, S. P., Williams, A. T. (1977). Lateral textural grading in overwash sediments. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 2, 333-341

Lebedeva-Ivanova, N., Polteau, S., Bellwald, B., Planke, S., Berndt, C., Stokke, H. H. (2018). Toward one-meter resolution in 3D seismic. *The Leading Edge*, 37 (11): 818 -828. doi: <https://doi.org/10.1190/tle37110818.1>

Leighton, M. W., Pendexter, C. (1962). Carbonate rock types. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 1, 33-61

Leme, J. L. M. (1995). Sistemática e biogeografia: morfologia geral dos moluscos, em particular da classe gastropoda. In: F. S. Barbosa. (Eds.) *Tópicos em malacologia médica*, Rio de Janeiro: Fiocruz, 314 p. Recuperado de: <http://books.scielo.org/id/np7z/pdf/barbosa-9788575414019-03.pdf>.

Lepage, B, Pfefferkorn, H., Beauchamp, B, Utting, J. 2003. Late Early Permian plant fossils from the Canadian High Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 191: 345-372. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/266558479_Late_Early_Permian_plant_fossils_from_the_Canadian_High_Arctic.

Li, F., Yang, Y., L, J., Yang, T., Dai, T., Zhao, J., Yi, H. (2014). Lacustrine tempestite and its geological significance in the Cenozoic study of the Qaidam Basin. *Journal of Asian Earth Science*, 92, 157 – 167.

Li, Y. J., Gao, Y. L., Tong, L. L., Guo, W. J., Tong, L.M. (2009). Tempestite of Akeshake formation in Awulale area, western Tianshan and its significance. *Earth Sci. Front.*, 16, 341–348 (in Chinese). doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.06.020>.

Liu, K. B. (2004). Paleotempestology: principles, methods, and examples from Gulf coast lake sediments. In: Liu, K. B., Murnane, R. (Eds.): *Hurricanes and Typhoons: Past, Present, and Future*, New York: Columbia Univ. Press, 13–5.

Liu, X., Zhong, J. H., Grapes, R., Bian, S. H., Liang, C. (2012). Late Cretaceous tempestite in northern Songliao Basin, China. *Journal of Asian Earth Science*, 56, 33–41. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseae.2012.02.007>.

Logan, B. W., Cebulski, D. E. (1970). Sedimentary environments of Shark Bay, Western Australia. *AAPG Memoir*, 13, 1–37. doi: <https://doi.org/10.1306/M13369C1>.

Logan, B., Rezak, R., Ginsburg, R. (1964). Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *The Journal of Geology*, 72 (1), 68-83. doi: <https://doi.org/10.1086/626965>.

Lucia, F. J. (1983). Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space. *Journal of Petroleum Technology*, 1, 626 – 637. doi: <https://doi.org/10.2118/10073-PA>.

Lucia, F. J. (1995). Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bulletin*, 79(9), 1275–1300. Recuperado de <https://www.beg.utexas.edu/files/publications/contract-reports/CR1993-Lucia-1.pdf>.

Lucia, F. J. (2007). *Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach*, 2nd edition: New York, New York, United States of America: Springer, 331 p. ISBN 978-3-540-72742-2

MacDonald, A. C., Aasen, J. O. (1994). A prototype procedure for stochastic modelling of facies tract distribution in shoreface reservoirs, Computer Applications in Geology. In: Yarus J. M., Chambers R. L. (Eds.). *Stochastic Modeling and Geostatistics*, Tulsa: AAPG Memoir, 3, 91–108. doi: <https://doi.org/10.1306/CA3590C9>.

Magnavita, L. P., Zalán, P. V., Severino, M. C. G., Rigoti, C. A., Amorin, W. N., Viana, R. A., Gomes, L. C., Guerra, M., Araujo, M. N. C., Logrado, J. C. G., Gontijo, R. C., Urasaki, E. N. A., Mohriak, W. U., Oliveira, J. A. B., Szatmari, P.,

Santana, G. C. (2010). Estrutura profunda da crosta de uma margem hiperestirada: evidências de exumação do manto na transição crosta continental - crosta oceânica no sudeste brasileiro. In: Anais do 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará/Brasil: SBG/Núcleo Norte.

Maharerntong, W., Chenrai, P., Choowong, M. (2014). Seismic Geomorphology in the Late Cenozoic Depositional Evolution of the Gulf of Thailand. *Bulletin of Earth Sciences of Thailand*, 6 (1), 18-30. Recuperado de http://www.geo.sc.chula.ac.th/BEST/volume6/number1/BEST_6_1_005_Seismic%20geomorpho_Piyaphong_Final.pdf.

Manatschal, G. (2010). Extreme crustal thinning and mantle exhumation in deep water rifted margins: the lessons from the Iberia-Newfoundland and Alpine Tethys margins and applications to the pre-salt sag basins of the S-Atlantic. Apresentação em 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará/Brasil: SBG/Núcleo Norte. doi: <http://dx.doi.org/10.1029/2010GC003218>.

Martill, D., Brito, P., Donovan, S. (2020). There are rudists in Brazil! Derived examples of cf. *Amphitriscoelus* Harris and Hodson, 1922, in the Araripe Basin, north-east Brazil: implications for dating of the fossil Lagerstätten of the Santana and Crato formations. *Cretaceous Research*, 120, 104718. doi: [10.1016/j.cretres.2020.104718](https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104718).

Martin-Kayne, P. (1951). Sorting of lamellibranch valves on beaches in Trinidad, B.W.I. *Geol. Magazine*, 88, 432-434. doi: <https://doi.org/10.1017/S0016756800069995>.

Massari, F., D'Alessandro, A., Davaud, E. (2009). A coquinoid tsunamite from the Pliocene of Salento (SE Italy). *Sediment. Geol.*, 221(1-4), 7–18. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.07.007>.

Mavko, G., Tapan, M., Dvorkin, J. (2009). *The Rock Physics Handbook*, 2nd edition. Cambridge University Press, New York, 524 pg. doi: <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626753>.

Mayrhofer, S., Lukeneder, A., Krystyn, I. (2017). Taphonomy and palaeoecology of Late Triassic (Carnian) ammonoid concentrations from the Taurus Mountains, Turkey. *Lethaia*, 50, 87– 104. doi: <http://dx.doi.org/10.1111/let.12179>.

McBride, R. A., Taylor, M. J., Byrnes, M. R. (2007). Coastal morphodynamics and Chenier-Plain evolution in southwestern Louisiana, USA: a geomorphic model. *Geomorphology*, 88, 367–422. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.013>.

McClay, K. R., White, M. J. (1995). Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 137-151. doi: <https://doi.org/10.1016/0264-8172%2895%2992835-K>.

Mckenzie, D. P. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planetary Sciences Letters*, 40, 25-32. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7).

McRoberts, C. A. (1997). Late Triassic North American halobiid bivalves: stratigraphic distribution, diversity trends, and their Circum-Pacific correlation. In: Dickins, J. M., Zunyi, Y., Hongfu, Y., Lucas, S., Acharyya, S. (Eds.), Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events. Cambridge University Press, 198–20. doi: [10.1017/CBO9780511564413](https://doi.org/10.1017/CBO9780511564413)

Meisling, K., Wheeler, H. E., Cobbold, P. R., Mount, V. S. (2001). Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil, 1959. Unconformity bounded units in stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 85(11): 1903-1924. Recuperado de: https://www.researchgate.net/publication/273337168_Segmentation_of_an_obliquely-rifted_margin_Campos_and_Santos_basins_SE_Brazil.

Mello, M. R. (2008). The Super Giant Great Lagoa Feia Petroleum System: The New Frontier of Exploration in the Pre-Salt Sequences of the Great Campos Basin, Brazilian. AAPG Search and Discovery Article. In: AAPG Annual Convention, San Antonio, Texas/USA: AAPG. doi: <http://dx.doi.org/10.1190/sbgf2009-070>.

Mello, V. 2020. Classificação de Rochas Carbonáticas do Pré-Sal com Relação à Composição Mineralógica a Partir de Atributos Elásticos (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro.

Menard, J. W., Boucot, A. J. (1951), Experiments on the movement of shells by water. *Am. Jour. Sci.*, 249, 131-151. Recuperado de <https://www.ajsonline.org/content/249/2/131>.

Miall, A. D. (2010). *The Geology of Stratigraphic Sequences*, 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin. 522 p. ISBN-13: 978-3642050268.

Miall, A. D., Tyler, N. (1991). *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. Broken Arrow: Society for Sedimentary Geology, 3. doi: <https://doi.org/10.2110/csp.91.03>.

Middleton, G. V. (1967). The orientation of concavo-convex particles deposited from experimental turbidity currents. *Jour. Sed. Petrology*, 37, 229-232. doi: <https://doi.org/10.1306/74D716A4-2B21-11D7-8648000102C1865D>.

Middleton, G. V., Hampton, M. A. (1973). Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition, Turbidites and Deep-Water Sedimentation. In: Short Course Lecture Notes. Anaheim, California/USA: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1-38.

Mii, H. (1957). Peculiar accumulation of drifted shells: Saito Ho-on Kai Mus. *Res. Bull.*, 26, 17-24

Mitchum, Jr., R. M., Vail, P. R., Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C. E. (Eds). *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*, Tulsa: AAPG Memoir, 26, 53-56. doi: <https://doi.org/10.1306/M26490C4>

Mitchum, R. M., Vail, P. R. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part seven: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. *AAPG Memoir*, 26, 135-145. doi: <https://doi.org/10.1306/M26490C9>.

Mizuno, T. A., Mizusaki, A. M. P., Lykawaka, R. (2018). Facies and paleoenvironments of the Coqueiros Formation (Lower Cretaceous, Campos Basin): A high frequency stratigraphic model to support pre-salt “coquinas” reservoir development in the Brazilian continental margin. 2018. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 107-117. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.007>.

Mohriak, W. U., Nemčok, M., Enciso, G. (2008). South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. In: Pankhurst, R. J.,

- Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., De Wit, M. J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, London: Geological Society Special Publication, 294, 365–398. doi: <https://doi.org/10.1144/SP294.19>
- Mohriak, W. U., Rosendahl, B. R., Turner, J. P., Valente, S. C. (2002). Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: Menzies, M. A., Klemperer, S. L., Ebinger, C. J., Baker, J. (Eds.). *Volcanic Rifted Margins: Special Paper, Boulder, Colorado*: Geological Society of America, 262, 159–202. doi: <https://doi.org/10.1130/0-8137-2362-0.159>.
- Mohriak, W. U., Szatmari, P. (2008). Tectônica do Sal. In: Mohriak, W., Szatmari, P., Anjos S. (eds.). *Sal: Geologia e Tectônica*, São Paulo: Beca Edições, 90-163.
- Monteiro, L. B. (2018). *Geomorfologia sísmica de depósitos de águas profundas do Eoceno no norte da Bacia de Santos* (Monografia). Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 56 p. Recuperado de: http://www.geologia.ufpr.br/portal/wp-content/uploads/2019/06/TCC_Let%C3%ADcia_Betezek_Monteiro.pdf.
- Moore, C. (2001). *Carbonate reservoirs*. Amsterdam: Elsevier, 460 p.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., Machado, M. A. P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2), 531 - 549.
- Morgan, W. J. (1972). Plate motion and deep mantle convection. *Geological Society of America Memoir*, 137, 7-22. doi: <https://doi.org/10.1130/MEM132-p7>.
- Morsilli, M., Pomar, L. (2012). Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification. *Terra Nova*, 24, 273–282. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.01070.x>.
- Morton, B., (2000). The biology and functional morphology of *Fragum erugatum* (Bivalvia: Cardiidae) from Shark Bay, Western Australia: the significance of its relationship with entrained zooxanthellae. *Journal of Zoology*, 251, 39–52. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1469-7998.2000.tb00591.x>.
- Morton, R. A. (2002). Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches – A preliminary basis for real-time forecasting. *Journal of Coastal Research*, 18, 486 – 501.
- Morton, R. A. (1994). Texas barriers. In: Davis Jr., R. A. (Eds.). *Geology of Holocene Barrier Island Systems*, New York: Springer, 75-115. doi: 10.1007/978-3-642-78360-9_3.
- 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: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.003>.
- Morton, R., Sallenger, A. H. (2003). Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research*, 19, 560-573. Recuperado de http://www.edc.uri.edu/nrs/classes/NRS555/assets/readings_06/Beth_Morton%20and%20Sallenger%202003.pdf.
- Mourguiart, P., Carbonel, P. (1994). A quantitative method of palaeolake-level reconstruction using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia*, 288, 183-193. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00006241>.

Mukherjee, S., Kumar, N. (2018). A first-order model for temperature rise for uniform and differential compression of sediments in basins. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 107, 2999–3004. doi: <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1634-6>

Muniz, M. C., Bosence, D. W. J. (2015). Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: Bosence, D. W. J., Gibbons, K. A. (Eds.). *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*, London: Geological Society Special Publications, 418 p. doi: <http://dx.doi.org/10.1144/SP418.10>.

Muniz, M. C., Bosence, D. W. J. (2018). Lacustrine carbonate platforms: Facies, cycles and tectonosedimentary models for the presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 102 (12), 2569 – 2597. doi: <https://doi.org/10.1306/0511181620617087>.

Muniz, M.C. (2013). *Tectono-Stratigraphic evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil* (Tese de Doutorado). Royal Holloway University of London, Londres. 301 p. Recuperado de https://pure.royalholloway.ac.uk/portal/files/16724893/moises_calazans_muniz_phd_thesis.pdf.

Muraeva, O., Maltseva, A., Mikhailova, N., Granovitch, A. (2016). Mechanisms of adaption to salinity stress in marine gastropods *Littorina saxatilis*: a proteomic analysis. *Cell and Tissue Biology*, 10, 160-169. doi:10.1134/S1990519X16020085.

Murray, R. C. (1964). Preservation of primary structures and fabrics in dolomite. In: Imbrie, J., Newell, N. D. (Eds.). *Approaches to paleoecology*, New York: Witley, 388-403

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D. D., Cavanna, G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Mar. Pet. Geol.*, 20, 733–755. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.09.001>.

Mutti, E., Tinterri, R., Biase, D. D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S., Calabrese, L. (2000). Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Rev. Soc. Esp. Geol.*, 13, 165–190. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/266141300_Delta_front_associations_of_ancient_flood-dominated_fluvio-deltaic_systems.

Myrow, P. (2005). Sedimentary Environments: Storm and Storm Deposits. In: Selley, R. C., Cocks, L. R. M., Plimer, I. R. (Eds.). *Encyclopedia of Geology*, Amsterdam: Elsevier, 580 – 587. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00488-3>.

Nagle, J. S. (1967). Wave and current orientation of shells. *Jour. Sed. Petrology*, 37, 1124-1138. doi: <https://doi.org/10.1306/74D71848-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261–330. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>.

Neuman, E. R., Ramberg, I. B. (1978). Paleorifts concluding remarks. In: Neuman, E. R., Ramberg, I. B. eds. *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, Dordrecht: D. Reidel, 409-424

Neumann, A. C. (2008). Foreword. In: Wisshak, M., Tapanila, L. (Eds.). *Current Developments in Bioerosion*. Basingstoke, UK: Springer, 1, V - IX.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd edition, Oxford: Wiley-Blackwell, England, 432 p.

Novakovic, D., White, C. D., Corbeanu, R. M., Hammon, W. S. III., Bhattacharya, J. P., McMechan, G. A. (2002). Hydraulic effects of shales in fluvial–deltaic deposits: ground-penetrating radar, outcrop observations, geostatistics, and three-dimensional flow modeling for the Ferron Sandstone, Utah. *Mathematical Geology*, 34, 857–893. doi: <http://dx.doi.org/10.1023/A:1020980711937>

Nutz, A., Schuster, M., Ghienne, J. F., Roquin, C., Bouchette, F. (2018). Wind-driven waterbodies: a new category of lake within an alternative sedimentologically-based lake classification. *J. Paleolimnol.*, 59, 189–199. doi: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10933-016-9894-2>

Oliveira, V. C. B., Silva, C. M., Borghi, L. F., Carvalho, I. S. (2019). Lacustrine coquinas and hybrid deposits from the rift phase: Pre-Salta, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 95, 102254. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102254>.

Otvos, E. G. (2000). Beach ridges: definitions and significance. *Geomorphology*, 32, 83–108. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00075-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00075-6).

Perry, C. T. (1998). Grain susceptibility for the effects of microboring: implication for the preservation of skeletal Carbonates. *Sedimentology*, 45, 39-51. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1998.00134.x>.

Peterhänsel, A., Pratt, B. R. (2001). Nutrient-triggered bioerosion on a giant carbonate platform making the postextinction Famennian benthic community. *Geology*, 29 (12), 1079-1082. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C1079:NTBOAG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C1079:NTBOAG%3E2.0.CO;2).

Petersohn, E. & Abelha, M. 2013. *Libra, Brasil pre-salt, geological assessment*. National Agency of Petroleum Natural Gas and Biofuels (ANP). Recuperado de <http://www.brasilrounds.gov.br/arquivos/Seminarios_P1/Apresentacoes/partilha1_tecnico_ambiental_ingles.pdf>

Petijohn, F. P. (1957). *Sedimentary rocks*, 2d edition: New York: Harper and Bros.

PETROBRAS. (2015). *Conheça os diferentes tipos de poços de petróleo e gás natural*, 07 de abril de 2015. Recuperado de <https://petrobras.com.br/fatos-e-dados/conheca-os-diferentes-tipos-de-pocos-de-petroleo-e-gas-natural.htm>

PETROBRAS. (2020). *Recorde de produção em búzios*, 15 de julho de 2020. Recuperado de <https://petrobras.com.br/fatos-e-dados/recorde-de-producao-em-buzios.htm>

Pietzsch, R.; Oliveira, D. M., Tedeschi, L. R.; Queiroz, J. V.; Neto, M. F.; Figueiredo, J. C.; Vazquez, Souza, R. S. (2018). Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 507, 60-80. doi:[10.1016/j.palaeo.2018.06.043](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.06.043)

Pimpão, D. M. (2010). *Morfologia comparada de moluscos bivalves da Amazônia direcionada à taxonomia e sistemática filogenética de Hyriidae (Mollusca, Bivalvia,*

Unionoida) (Tese de Doutorado). Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, Amazônia. Recuperado de <https://bdtd.inpa.gov.br/handle/tede/1500>.

Pingitore, N. E. (1976). Vadose and phreatic diagenesis: Progress products and their recognition in corals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 985-1006. doi: 10.1.1.1021.9359

Pomar, L. W. C. (2001). Types of carbonate platform: a genetic approach. *Basin Res.*, 13, 313–334. doi: <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>.

Ponder, W. F., Lindberg, D. R. (1997). Towards a phylogeny of gastropod molluscs: an analysis using morphological characters. *Zoological Journal of Linnaean Society*, 119, 83–265. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1096-3642.1997.tb00137.x>.

Posamentier, H. W., Allen, G. P. (1999). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 7, 210 p. doi: <https://doi.org/10.2110/csp.99.07>.

Posamentier, H. W., Davies, R. J., Cartwright, J. A., Wood, L. (2007). Seismic geomorphology - an overview. *Geological Society Special Publications*, 277, 1-14. doi: <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.277.01.01>.

Pringle, J. K., Clarke, J. D., Drinkwater, N. J., Westerman, A. R. (2004). 3D high-resolution digital models of outcrop analogue study sites to constrain reservoir model uncertainty: an example from Alport Castles, Derbyshire, UK. *Petroleum Geoscience*, 10, 343–352. doi: <http://dx.doi.org/10.1144/1354-079303-617>

Pringle, J. K., Howell, J. A., Hodgetts, D., Westerman, A. R., Hodgson, D. M. (2006). Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art. *First Break*, 24, 33–43. doi: <http://dx.doi.org/10.3997/1365-2397.2006005>

Psuty, N. P. (1965). Beach ridge development in Tabasco, Mexico. *Annals Association of American Geographers*, 55, 112–124. doi: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1467-8306.1965.tb00509.x>.

Pyron, M., Brown, K. M. (2015). Introduction to Mollusca and the Class Gastropoda. In: Thorp, J. H., Rogers, D. C. (Eds.). *Thorp and Covich's Freshwater Invertebrates*, 4th edition, New York: Academic Press, 4, 383-421. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385026-3.00018-8>.

Rangel, H. D., Martins, F. A. L., Esteves, F. R., Feijó, F. J. (1994). Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 203-221

Reading, H. G., Collinson, J. D. (1978). Clastic coast. In: Reading H. G. ed., *Sedimentary Environments and Facies, Alluvial sediments*, Oxford: Blackwell Scientific Publications, 4-14

Reineck, H. E., Sinoh, I. B. (1975). *Depositional Sedimentary Environments*, Berlin: Springer-Verlag, 439 p

Reynolds, A. D. (1999). Dimensions of paralic sandstone bodies. *AAPG Bulletin*, 83, 211–229. doi: <https://doi.org/10.1306/00AA9A48-1730-11D7-8645000102C1865D>.

- Rider, M. (2000). *The Geological Interpretation of Well Logs*, 2nd edition, Scotland: Rider-French Consulting Ltd, 290 p.
- Ridgway, I. D., Richardson, C. A., Austrad, S. N. (2011). Maximum Shell Size, Growth Rate, and Maturation Age Correlate With Longevity in Bivalve Molluscs. *Journal of Gerontology: BIOLOGICAL SCIENCES*. 66A(2), 183–190. doi:10.1093/gerona/glq172
- Riding, R. (1977). Skeletal stromatolites. In: Flügel, E. (Eds.) *Fossil Algae Recent Results and Developments*, Berlin: Springer, 57–60.
- Riding, R. (2000). Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47(1), 179-214. doi: <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>.
- Ritchie, W., Penland, S. (1988). Rapid dune changes associated with overwash processes on the deltaic coast of South Louisiana. *Mar. Geol.*, 81, 97-122. doi: 10.1016/0025-3227(88)90020-5.
- Roberts, H. H. (1997). Dynamic changes of the Holocene Mississippi River delta plain: the delta cycle. *Journal of Coastal Research*, 13, 605–627
- Rodrigues, A. C. (2019). Aspectos morfológicos e genéticos de oncóides da região de Bonito, Mato Grosso do Sul – Brasil (Monografia). Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 52 p.
- Rosendahl, B. R. (1987). Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review Earth Planet Science Letters*, 15, 445-503. doi: <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.15.050187.002305>.
- Rosendahl, B. R., Livingstone, D. A. (1983). Rift lakes of East Africa — New seismic data and implications for future research. *Episodes*, 14–19. doi: <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1983/v6i1/004>.
- Russell-Hunter, W. D. (1969). *Uma Biologia dos Invertebrados Inferiores*, São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 236 p.
- Salazar-Jimenez, A., Frey, R.W., Howard, J.D. (1982). Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia. *J. Sediment. Res.*, 52(2), 565–586. doi: <https://doi.org/10.1306/212F7FA4-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Sandberg, P. (1985). Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones. In: Schneidermann, N., Harris, P. M. (Eds.). *Carbonate cements*. Broken Arrow: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 36, 33-58. doi: <https://doi.org/10.2110/pec.85.36.0033>.
- Sanderson, P. G., Eliot, I., Hegge, B., Maxwell, S. (2000). Regional variation of coastal morphology in southwestern Australia: a synthesis. *Geomorphology*, 34, 73–88. doi: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00132-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00132-4).
- Scherer, M. (1977). Preservation, alteration and multiple cementation of Triassic aragonite skeletons from the Cassian beds (Southern Alps): petrographic and geochemical evidence. *Jahrb. Geol. Palaont.*, 154 (2), 213-262. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/284935926_Preservation_alteration_and_multiple

cementation_of_aragonite_skeletons_from_the_Cassian_beds_Southern_Alps_petrographical_and_geochemical_evidence.

Schmidt-Neto, H., Netto, R. G., & Villegas-Martín, J. (2018). Bioerosion in shells from the Early Permian Rio Bonito Formation, Brazil: Taphonomic, paleobiological, and paleoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 256–264. doi: doi:10.1016/j.palaeo.2018.06.003

Scholle, P. A. (1978). *A Color Illustrated Guide to Carbonate Rocks Constituents, Texture, Cements and Porosities*, Tulsa: AAPG Memoir, 27, 239 p.

Schuster, M., Nutz, A. (2018). Lacustrine wave-dominated clastic shorelines: recent to ancient landforms and deposits from the lake Turkana basin (East African rift system, Kenya). *J. Paleolimnol.*, 59, 221–243. doi: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10933-017-9960-4>.

Schwartz, R. K. (1975). *Nature and genesis of some storm washover deposits*, Washington: Technical Memo 61, Coastal Engineering Research Center, 69 p. doi: <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.1.2216.9449>

Sedgwick, P. Davis Jr., R. (2003). Stratigraphy of washover deposits in Florida: Implications for recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology*, 200, 31-48. doi:10.1016/S0025-3227(03)00163-4.

Seilacher, A. (1973). Biosratinity: the sedimentology of biologically standardized particles. In: Ginsburg, R. N. (Eds.). *Evolving Concepts in Sedimentology*, Baltimore: Johns Hopkins Univ. Press, 159-177

Sengör, A. M. C. (1995). Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: Busby, C. J., Ingersoll, R. V. (Eds.) *Tectonics of Sedimentary Basins*, Oxford: Blackwell Science, 53–117

Sengor, A. M. C., Burke, K. (1978). Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysics Research Letters*, 5(4 1), 9-21. doi: <https://doi.org/10.1029/GL005i006p00419>.

Sholle, P. A., Ulmer-Sholle, D. S. (2003). *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity and diagenesis*, Tulsa: AAPG Memoir, 77. doi: <https://doi.org/10.1306/M77973>

Sibley, D. F., Gregg, J. M. (1987). Classification of dolomite rock texture. *J. Sediment. Petrol.*, 57, 967-975. doi: <https://doi.org/10.1306/212F8CBA-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Simm, R., Bacon, M. (2014). *Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511984501.

Simões, M., Rodrigues, S., Leme, J., Pire-Domingues, R. A. (2007). Brachiopod Shells on the Beach: Taphonomic Overprinting in a Fair-Weather Shell Accumulation. *Journal of Taphonomy*, 5, 205-225. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/264550698_Brachiopod_Shells_on_the_Beach_Taphonomic_Overprinting_in_a_Fair-Weather_Shell_Accumulation.

Soreghan, M. J., Cohen, A. S. 1996. Textural and compositional variability across littoral segments of the Lake Tanganyika: The effect of asymmetric basin

structure on sedimentation in large rift Lakes. *AAPG Bulletin*, 80(3), 382-40. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/241918963_Textural_and_compositional_variability_across_littoral_segments_of_Lake_Tanganyika_The_effect_of_asymmetric_basin_structure_on_sedimentation_in_large_rift_lakes.

Souza-Lima, W., Andrade, E. J., Bengtson, P., Galm, P. C. (2002). *A Bacia de Sergipe-Alagoas: Evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil*, Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 34 p.

Stapor, F. W. (1975). Holocene beach-ridge plain development, northwest Florida. *Zeitschrift für Geomorphologie suppl. Bd.*, 22, 116–144. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/285142511_Holocene_beach_ridge_plain_development_northwest_Florida.

Stevanato, A. C. R. S. (2011). Análise Petrofísica de Reservatórios (Monografia). Universidade Estadual de Campinas, Campinas. Recuperado de <http://www.bibliotecadigital.unicamp.br/document/?down=000839882>.

Strong, E. E., Gargominy, O., Ponder, W. F., Bouchet, P. (2008). Global diversity of gastropods (Gastropoda, Mollusca) in freshwater. *Hydrobiologia*, 595, 149–166. doi: <https://doi.org/10.1007/s10750-007-9012-6>.

Szatmari, P. (2000). Habitat of Petroleum Along the South Atlantic Margins. *AAPG Memoir*, 73, 69 – 75. doi: <https://doi.org/10.1306/M73705C6>.

Takayama, P., Menezes, P. T. L., Travassos, J. M. (2009). 3D GPR Modeling Of Carbonates Reservoir Analogues Applying Geometric Attributes: Coqueiro Seco Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. In: 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Bahia/Brasil: European Association of Geoscientists & Engineers. doi: https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.195.1787_evt_6year_2009.

Talbot, C. J. (1995). Moulding of salt diapirs by stiff overburdens. In: Jackson M. P. A., Roberts D. G., Snelson S. (Eds.). *Salt tectonics: a global perspective*, Tulsa: Memoir AAPG, 65, 61-75. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/255263433_Molding_of_salt_diapirs_by_stiff_overburden.

Tamura, T. (2012). Beach ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114, 279 – 297. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>.

Tanner, W. F., Stapor, F. W. (1972). Precise control of wave run-up in beach ridge construction. *Zeit Für Geomorph*, 16, 393–399. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/285098079_Precise_control_of_wave_run-up_in_beach_ridge_construction.

Tanner, W. F., Stapor, F. W. (1971). Tabasco beach ridge plain: an eroding coast. *Trans Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 21, 231–232.

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 Journal of Geology*, 45(3), 415-429. doi: <https://doi.org/10.1590/2317-488920150030211>

Teixeira, B. F. L. (2012). *Coquinas da Formação Morro do Chaves (Cretáceo Inferior), seção Riffe da Bacia Sergipe-Alagoas* (Monografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107 p. Recuperado de <https://pantheon.ufrj.br/handle/11422/5357>.

Terra, G. J. S., Bahniuk, J., Pitella-Franco, M. (2010). Ocorrência de rudistas em amostras de testemunho do Albiano inferior da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18 (2), 313-320. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/296484810_Ocorrencia_de_rudistas_em_amostras_de_testemunho_do_Albiano_inferior_da_Bacia_de_Campos.

Terra, G., Spadini, A., França, A., Sombra, C., Zambonato, E., Juschaks, L., Arienti, L., Erthal, M., Blauth, M., Franco, M., Matsuda, N., Carramal da Silva, N., Moretti, P., Davila, R., Souza, R., Tonietto, S., Anjos, S., Campinho, V., Winter, W. (2010). Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18, 9-29. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/296485124_Classificacao_de_rochas_carbonaticas_aplicavel_as_bacias_sedimentares_brasileiras.

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*, 28(1), 26-51. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.005>.

Tiercelin, J. J., Cohen, A. S., Soreghan, M. J., Lezzar, K. E. (1994). Pleistocene Modern Deposits of the Lake Tanganyika Rift Basin, East Africa: a Modern Analog for Lacustrine Source Rocks and Reservoirs. In: Denver Meeting, Denver, Colorado/USA: SEPM and AAPG, p. 37-5. doi: <http://dx.doi.org/10.2110/cor.94.01.0037>.

Timoteo, D. (2013). Interpretation and recognition of Depositional Systems using seismic data. Technical Report, doi: 10.13140/RG.2.1.3438.3763

Toots, H. (1965a). Random orientation of fossils and its significance. *Contdb. Geology*, 4, 59-62.

Toots, H., (1965b). Orientation and distribution of fossils as environmental indicators. In: Guidebook for 19th Field Conference, Wyoming/USA: Wyoming Geol. Assoc, p. 219-229

Tucker, M. E., Wright, V. P. (1990). *Carbonate Sedimentology*, Oxford: Blackwell Scientific Publications, 482 p. ISBN 9781444314168.

Turbay, G. V. G., Cesero, P. (*in memoriam*), Garcia, A. J. V., Silva, R. C. (2013). Depositional, diagenetic and stratigraphic aspects of microfacies from Riachuelo Formation, Albian, Sergipe Basin, Brazil. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, 13 (4), 29 – 48

Udden, J. A. (1914). Mechanical Composition of Clastic Sediments. *Bull. Geol. Soc. America*, 25, 655-744. doi: <https://doi.org/10.1130/GSAB-25-655>.

Urosevic, M., Bhat, G., Grochau, H. (2012). Targeting nickel sulfide deposits from 3D seismic reflection data at Kambalda, Australia. *Geophysics*, 77 (5), WC123-WC132. doi: <http://doi.org/10.1190/GEO2011-0514.1>.

Urosevic, M., Kepic, A., Stolz, E., Juhlin, C. (2007). Seismic exploration of ore deposits in Western Australia. In: Milkereit, B. (Eds.). *Proceeding of exploration 07: Fifth Decennial*

International Conference on Mineral Explorations, Advances in Regional Exploration, Toronto, Canada: Canadian Exploration Community, 35, 525 -534. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/46062748_Seismic_exploration_of_ore_deposits_in_Western_Australia

Vail, P. R., Mitchum, R. M. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part one: overview. *AAPG Memoir*, 26, 51-52. doi: <https://doi.org/10.1306/M26490C3>.

Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *AAPG Memoir*, 26, 83–98. doi: <https://doi.org/10.1306/M26490C6>.

Van der Pluijm, B. A., Marshak S. (1997). *Earth Structure: An introduction to structural geology and tectonics*, New York: W. W. Norton & Company, 495 p. ISBN: 0393117804

Veeken, P. C. (2007). *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterization*, Amsterdam: Elsevier, 509 p.

Vernberg, F. J., Vernberg, W. B. (1972). *Environmental Physiology of Marine Animals*, New York: Springer-Verlag. ISBN 978-3-642-65334-6

Walker, R. G. (2006). *Facies models revisited*, Broken Arrow: SEPM Special Publication, 84, 1–17. doi: <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0001>.

Walker, R. G., Duke, W. L., Leckie, D. A. (1983). Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1245–1251. doi: 10.1130/0016-7606(1982)93%3C663:HSSOIV%3E2.0.CO;2.

Walker, R. G., Plint, A. G. (1992). Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R. G., James, N. P. (Eds.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Newfoundland: Geological Association of Canada, 1, 219–238.

Walker, R. G., James, N. P. (1992). *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Newfoundland: Geological Association of Canada, 1.

Wanamaker, A. D., Kreutz, K. J., Schöne, B. R., Introne, D. S. (2011). Gulf of Maine shells reveal changes in seawater temperature seasonality during the medieval climate anomaly and the Little Ice Age. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302, 43–51. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.005>.

Wang, H., Chen, Y., Tian, L., Li, J., Pei, Y., Wang, F., Shang, Z., Fan, C., Jiang X., Su, S., Wang, H. (2011). Holocene cheniers and oyster reefs in Bohai bay: Paleoclimate and sea level changes. *Geological Bulletin of China*, 30, 1405–1411 (in Chinese). doi: <http://dx.doi.org/10.5194/esurf-2020-21>.

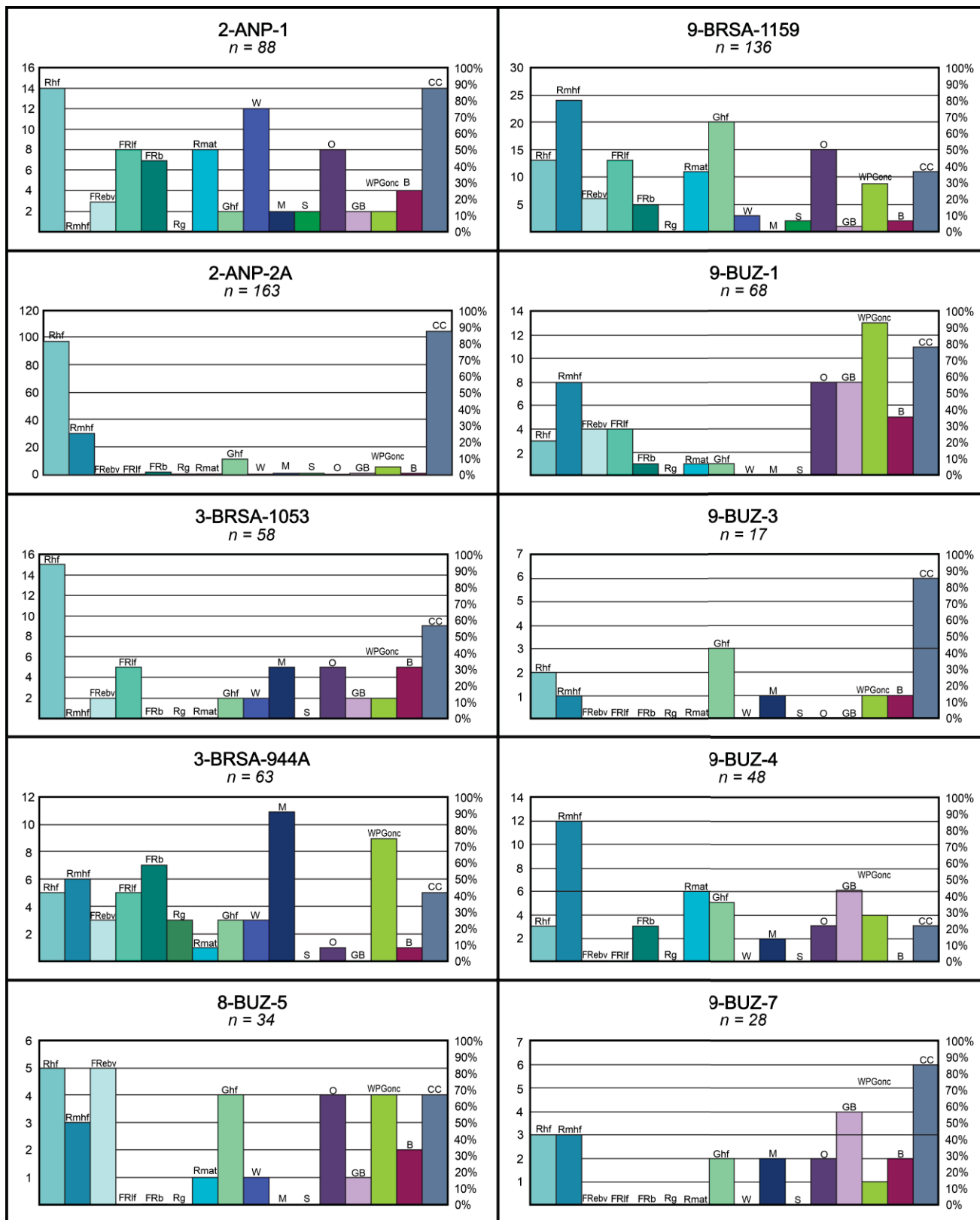
Wanless, H. R. (1979). Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *J. Sediment. Petrol.*, 49, 437-462. doi: <https://doi.org/10.1306/212F7766-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Weber, K. J. (1987). Computation of initial well productivities in aeolian sandstone on the basis of a geological model, Leman gas field. In: Tilman, R. W., Weber, K. J. (Eds.). *Reservoir Sedimentology*, London: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 40, 333–354. doi: <https://doi.org/10.2110/pec.87.40.0333>.

- Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Jour. Geol.*, 30, 377-92. Recuperado de https://www.jstor.org/stable/30063207?seq=1#metadata_info_tab_contents.
- Wignall, P. B., Twitchett, R. J. (1999). Unusual intraclastic limestones in Lower Triassic carbonates and their bearing on the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Sedimentology*, 46, 303-316. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00214.x>
- Williams, H. F. L. (2009). Stratigraphy, sedimentology and microfossil content of Hurricane Rita storm surge deposits in southwest Louisiana. *Journal of Coastal Research*, 25, 1041–1051. doi: <https://doi.org/10.2112/08-1038.1>.
- Williams, H. F. L. (2011). Shell bed tempestites in the Chenier Plain of Louisiana: Late Holocene example and modern analogue. *Journal of Quaternary Science*, 26 (2), 199 – 206. doi: <https://doi.org/10.1002/jqs.1444>.
- Wilson, J. L. (1975). *Carbonate Facies in Geologic History*, New Yor: Springer-Verlag.
- Wilson, J. L. (1982). Controls on carbonate platforms and basin systems development. In: Pensore Conference Report, Palermo, Italy: The Geological Society of America. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10%3C659:COCPAB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10%3C659:COCPAB%3E2.0.CO;2).
- Winter, W. R., Jahnert, R. J., França, A. B. (2007). Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 511-529
- Wobber, F. J. (1967). The orientation of *Donax* on an Atlantic coast beach. *Jour. Sed. Petrology*, 37, 1233-1235. doi: <https://doi.org/10.1306/74D7187F-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
- Wright, V. P. (1992). Speculations on the controls on cyclic peritidal carbonates: icehouse versus greenhouse eustatic controls. *Sedimentary Geology*, 76, 1-5. doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90135-E](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90135-E).
- Wright, V. P., Barnett, A. J. (2015). An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*, 418, 208–219. doi: <https://doi.org/10.1144/SP418.3>
- Wright, V. P., Burchette, T. P. (1996). Shallow-water carbonate environments. In: Reading, H. G. (Eds.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Oxford: Blackwell Science Ltd, 325–394.
- Yan, H., Chen, J., Xiao, J. (2014). A review on bivalve shell, a tool for reconstructions of paleo-climate and paleo-environment. *China Journal of Geochemistry*, 33, 310 – 314. doi: [10.1007/s11631-014-0692-0](https://doi.org/10.1007/s11631-014-0692-0).
- Zhao, J. F., Chen, X. H., Du, Y. B. (2004). The tertiary sedimentary evolution of the Qaidam Basin, northwest China. *Pet. Explor. Dev.*, 31, 41–45 (in Chinese). Recuperado de <http://www.cpedm.com/EN/abstract/abstract829.shtml>.
- Ziegelmeier, E. (1954). Beobachtungen über den Nahrungserwerb bei der Naticide *Lunatia nitida* Donovan (Gastropoda Prosobranchia). *Helgoländer Wiss Meeresunters*, 5, 1-33. doi: <https://doi.org/10.1007/BF01609105>.

Zuschin, M., Stanton Jr., R. J. (2001). Experimental measurement of shell strength and its taphonomic interpretation. *Palaios*, 16, 161 - 170. doi: [http://dx.doi.org/10.1669/0883-1351\(2001\)016%3C0161:EMOSSA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1669/0883-1351(2001)016%3C0161:EMOSSA%3E2.0.CO;2).

ANEXO 1 – ESTATÍSTICAS DE FÁCIES POR POÇO



ANEXO 2 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 2-ANP-1

Prof.(m)	Fácies	Textura	Tipos de Porosidade	Classes	Descrição Tafonômica dos Bioclastos de Bivalves						
					Fragmentação	Abrasão	Orientação	Empacotamento	Conectividade	Seleção	Tamanho
5632	Ms	Mudstone Siliciclástico	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-
5641	Ms	Mudstone Siliciclástico	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5644	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5652	O	Packstone	Vugular e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-
5654	GB	Grainstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5656	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-
5658	GB	Grainstone	Sem porosidade	-	-	-	-	-	-	-	-
5660	B	Brecha	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5664	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5666	B	Brecha	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Vertical	Denso	Nula	Bimodal	<0,1 - 2 mm
5668 - 5670	B	Brecha	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5672	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5674	B	Brecha	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Vertical	Frouxo	Nula	Mal selecionado	0,1 - 10 mm
5676	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	baixo	Alto	Maciço	Denso	Nula	Mal selecionado	0,2 - 3 mm
5678	FRebv	Floatstone	Vugular	Bivalve	Alto	Baixo	Orientado	Disperso	Nula	Bimodal	0,1 - 5 mm
5680	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Médio	Médio	Organizado	Denso	Nula	Mal selecionado	1 - 5 mm
5682 - 5684	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alto	Médio	Organizado	Denso	Nula	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5686	FRebv	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Médio	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Mal selecionado	0,8 - 2 mm
5688	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alto	Médio	Organizado	Denso	Nula	Bimodal	<0,1 - 5 mm
5690	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Bimodal	<0,1 - 12 mm
5692 - 5694	FRebv	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Frouxo	Nula	Bimodal	1 - 5 mm
5702	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5706	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5720	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alto	Baixo	Maciço	Denso	baixo	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5726	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Médio	Alto	Organizado	Denso	Nula	Bem selecionado	0,5 - 3 mm
5732	O	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alto	Baixo	Maciço	Frouxo	Nula	Mal selecionado	0,1 - 1 mm
5738	Rhf	Rudstone	Móldica e vugular	Ostracode e bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Bem selecionado	0,2 - 1mm
5740	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Frouxo	Nula	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5742	O	Wackestone	Vugular	Ostracode e bivalve	Médio	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,2 - 1 mm
5744 - 5746	O	Wackestone	Vugular e intrapartícula	Ostracode e bivalve	Médio	Médio	Organizado	Frouxo	baixo	Bem selecionado	0,2 - 2 mm
5748 - 5750	O	Wackestone	Não observada	Ostracode e bivalve	Alto	Alto	Organizado	Denso	Nula	Bem selecionado	1 mm
5752	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5754	WPGonc	Packstone	Vugular	Bivalve	Alto	Médio	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,2 mm
5756	WPGonc	Packstone	Não observada	Bivalve	Alto	Alto	Maciço	Denso	Nula	Mal selecionado	0,1 - 0,6 mm
5758	Ghf	Grainstone	Móldica e vugular	Bivalve	Médio	Médio	Maciço	Frouxo	Nula	Bem selecionado	0,1 - 1 mm
5762	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Médio	Alto	Organizado	Frouxo	Nula	Bem selecionado	0,2 - 1 mm
5764	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alto	Alto	Organizado	Denso	Nula	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5766 e 5768	Ghf	Packstone	Vugular e móldica	Bivalve	Médio	Alto	Organizado	Frouxo	Nula	Mal selecionado	0,2 - 2 mm
5770	Rmat	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Frouxo	Médio	Bimodal	0,2 - 2,5 mm
5772	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-
5774	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Médio	Baixo	Orientado	Frouxo	Nula	Mal selecionado	1 - 3 mm
5778	W	Wackestone	Vugular	Bivalve	Médio	Baixo	Maciço	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,5 mm
5780	W	Wackestone	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Alto	Maciço	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,2 - 1,5 mm
5782	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alto	Baixo	Maciço	Frouxo	Nula	Bimodal	0,1 - 1,5 mm

5784	Rmat	Floatstone	Intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Dispeso	Nula	Bimodal	0,2 - 2 mm
5786 e 5788	O	Packstone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Alto	Alto		Frouxo	Nula	Mal selecionado	<0,1 - 0,5 mm
5790	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alto	Alto	Organizado	Frouxo	Nula	Mal selecionado	<0,1 - 2 mm
5792 e 5794	FRIf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Baixo	Médio	Organizado	Frouxo	Nula	Bem selecionado	1 - 2 mm
5798	FRIf	Rudstone	Interpartícula	Bivalve	Alto	Médio	Maciço	Denso	Nula	Mal selecionado	0,2 - 1,2 mm
5800	FRb	Rudstone	Interpartícula	Bivalve	Alto	Baixo	Maciço	Denso	Nula	Bimodal	1,5 - 5 mm
5802	CC	Carbonato Cristalino	Vugular e intrapartícula	-	-	-	-	-	-	-	-
5806	W	Wackestone	Vugular	Ostracode e bivalve	Baixo	Baixo	Organizado	Disperso	Alto	Bem selecionado	0,5 mm
5808	FRIf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalves	Alto	Alto	Organizado	Denso	Nula	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5810	FRb	Floatstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alto	Médio	Organizado	Denso	Nula	Mal selecionado	<0,1 - 3 mm
5812	O	Packstone	Não observada	Ostracode e bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Frouxo	baixo	Bem selecionado	<0,1 - 0,5 mm
5814	FRb	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alto	Médio	Maciço	Disperso	Nula	Bimodal	<0,1 - 5 mm
5816	Rmat	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alto	Baixo	Maciço	Denso	Nula	Mal selecionado	<0,1 - 2 mm
5820	Rmat	Rudstone	Não observada	Bivalve	Médio	Médio	Maciço	Frouxo	Nula	Mal selecionado	<0,1 - 2 mm
5822	W	Wackestone	Vugular e móldica	Bivalve	Médio	Baixo	Maciço	Frouxo	Nula	Mal selecionado	<0,1 - 0,5 mm
5824	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-
5826	FRIf	Floatstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Mal selecionado	1 - 5 mm
5828	FRIf	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Bem selecionado	2 - 4 mm
5830	FRb	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Médio	Médio	Maciço	Denso	Nula	Bimodal	1 -2mm - 2 cm
5832 e 5834	W	Wackestone	Não observada	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Frouxo	Nula	Bimodal	<0,1 - 0,5 mm
5836	FRIf	Floatstone	Não observada	Bivalve	Médio	Baixo	Maciço	Frouxo	Nula	Bem selecionado	2 mm
5840	FRIf	Floatstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Frouxo	Nula	Bem selecionado	<0,1 - 2 mm
5844 e 5845	W	Wackestone	Vugular	Bivalve	Médio	Médio	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	
5846	Rmat	Rudstone	Vugular	Bivalve	Médio	Médio	Maciço	Frouxo	baixo (N.O.)	Bem selecionado	0,2 - 2 mm
5847	W	Wackestone	Vugular	Bivalve	Médio	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,2 mm e 1 mm
5848	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5849	FRIf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Frouxo	Nula	Mal selecionado	<0,1 - 4 mm
5851	Rmat	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Médio	Baixo	Organizado	Denso	Médio	Bimodal	0,2 - 10 mm
5852	W	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Baixo	Baixo	Maciço	Disperso	Nula	Bem selecionado	<0,1 - 0,5 mm
5855	FRb	Floatstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Médio	Médio	Organizado	Frouxo	Nula	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5856	W	Wackestone	Móldica	Ostracode e bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,1 - 0,5 mm
5857	W	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,1 - 0,5 mm
5858	CC	Carbonato Cristalino	Vugular e intrapartícula	Ostracode e bivalve	-	-	-	-	-	-	-
5859	Rmat	Rudstone	Não observada	Ostracode e bivalve	Baixo	Médio	Organizado	Frouxo	Médio	Bem selecionado	0,5 - 1,5 mm
5861	M	Mudstone	Vugular e intrapartícula	Ostracode e bivalve	Baixo	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,05 - 0,1 mm
5862 e 5863	M	Mudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alto	Médio	Maciço	Disperso	Nula	Bem selecionado	1 mm
5863	W	Wackestone	Não observada	Bivalve	Alto	Médio	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,1 - 0,2 mm
5864	W	Wackestone	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Maciço	Disperso	Nula	Bem selecionado	0,5 - 1 mm
5865	Rmat	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Maciço	Frouxo	Nula	Bimodal	0,1 - 1,5 mm
5866	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
5867	O	Wackestone	Não observada	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-
5868	FRb	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixo	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	>3mm
5869 - 5872	FRb	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixo	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Bem selecionado	2 mm

5873	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-
------	----	-------------------------	---------	---	---	---	---	---	---	---	---

ANEXO 3 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 2-ANP-2A

Prof.(m)	Fácies	Textura	Porosidade	Classes	Descrição Tafonômica dos Bioclastos de Bivalves								
					Fragmentação	Abrasão	Orientação	Empacotamento	Conectividade	Espessura Relativa	Seleção	Tamanho	
5568	Ms	Mudstone Siliciclastico	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5569	Ms	Mudstone Siliciclastico	Vugular e intrapartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5570	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5571	WPGonc	Packstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Organizado	Disperso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,2 - 1 mm	
5572	WPGonc	Packstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Média	Média	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Média	1 mm	
5573	WPGonc	Packstone	Não observada	Bivalve	Média	Média	Organizado	Disperso	Nula	Espessura normal	Média	1 mm	
5576	WPGonc	Packstone	Interpartícula e intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Organizado	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 1 mm	
5577	WPGonc	Packstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Média	Média	Organizado	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 1 mm	
5578	WPGonc	Packstone	Intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Média	Média	Organizado	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 1,8 mm	
5579	Ghf	Packstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 0,5 mm	
5581	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5582	Ghf	Packstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Média a Alta	Baixa e Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 1,8 mm	
5583	CC	Carbonato Cristalino	Vugular e interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5584	Ghf	Grainstone	Interpartícula	Bivalve	Baixa a Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 1 mm	
5586	Ghf	Grainstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm	
5587	Ghf	Grainstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm	
5588	Ghf	Grainstone	Intrapartícula, interpartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 1 mm	
5592	Ghf	Packstone	Interpartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 0,5 mm	
5593	Rhf	Floatstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Média	Baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm	
5595	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 4 mm	
5596	Rmhf	Floatstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Baixa	Baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm	
5597	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Alta a média	Alta a média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm	
5598	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta a baixa	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm	
5599	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5600	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Média	Média	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm	
5602	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm	
5603	Rhf	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Média	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm	
5604	B	Brecha	Vugular e interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5605	Rhf	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Média	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm	
5606	Rhf	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Média	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 3 mm	

5607	Rhf	Rudstone	Intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 5 mm
5608	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 5 mm
5609	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm
5610	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 5 mm
5612	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 3 mm
5613 - 5613,95	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm
5614 - 5615,2	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 7 mm
5615,35	B	Brecha	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5615,5 - 5617,85	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 4 mm
5618	GB	Spherulitstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5618,2 - 5618,5	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	1 - 4 mm
5618,8	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e fissural	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 7 mm
5618,9	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 2 mm
5619	Rhf	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Média	Baixa	Orientado	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm
5619,1	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Baixa	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5619,55	Rmhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Média	Média	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5619,85	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Média	Média	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm
5620	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Média	Alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	1 - 4 mm
5620,45	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5620,68	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Média	Alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	1 - 2 mm
5620,75	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 2 mm
5621,05	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm
5621,35	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 4 mm
5621,65	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula, interpartícula e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 2 mm
5621,85	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula, interpartícula e abrigo	Bivalve	Média	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	1 - 3 mm
5622	M	Mudstone	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5622,2	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5622,55	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5622,8	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média a alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5623	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Média	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	1 - 4 mm
5623,1	Rmhf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Baixa a média	Média a alta	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5623,35	Rhf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Média a alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5623,7	Ghf	Grainstone	Vugular e móldica	Bivalve	Baixa a alta	Média a alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm

5624	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5624	Ghf	Packstone	Intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 1,5 mm
5624,3	Rmhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5624,55	Rmhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5624,95	Rhf	Rudstone	Intrapartícula e fissural	Bivalve	Alta	Média a alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5625	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Média	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 5 mm
5625,25 e 5625,3	Rmhf	Rudsone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5625,55	Rmhf	Rudsone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal		
5625,8	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5625,97	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa a média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	<0,1 - 4 mm
5626	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa a média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5626,15	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa a média	Orientado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	<0,1 - 10 mm
5626,4	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Algumas conchas grossas	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5626,7	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5627	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5627,3	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5627,65	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa a média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 6 mm
5627,9	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média a alta	Média	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5628	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média a alta	Baixa a média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5628,35	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Baixa a média	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5628,6	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Baixa	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 6 mm
5628,9	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	<0,1 - 3 mm
5629	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 2 mm
5629,3	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média a alta	Média	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 4 mm
5629,6	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 6 mm
5630	Rmhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Média a alta	Baixa a média	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	<0,1 - 3 mm
5631	Ghf	Packstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta a média	Alta	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 2 mm
5632	Ghf	Packstone	Vugular, intrapartícula, fissural	Bivalve	Alta	Alta a baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 4 mm
5633	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e interpartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm
5634	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	2 - 5 mm
5635	Rmhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e fissural	Bivalve	Alta	Baixa a média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 4 mm
5636	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 4 mm
5637	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm

5638	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 5 mm
5639	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta a média	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 6 mm
5641	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5642	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5643	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5644	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta a média	Média a alta	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5645	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta a média	Média a alta	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5646	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média a baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm
5647	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5648	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5649	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e fissural	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5650	CC	Carbonato Cristalino	Vugular e intrapartícula	Bivalve	-	-	-	-	-	-	-	-
5651	CC	Carbonato Cristalino	Vugular e intrapartícula	Bivalve	-	-	-	-	-	-	-	-
5652	Rmhf	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	2 - 10 mm
5653	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm
5654	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5656	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5657	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5658	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5659	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm
5660	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5663	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5664	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5665	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	<0,1 - 4 mm
5666	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5668	Rmhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 6 mm
5669	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm
5670	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5671	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5672	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5673	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5674	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5678	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5679	Rhf	Rudsotne	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5681	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 4 mm

5682	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas grossas	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5683	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5684	Rmhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5685	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 4 mm
5688	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 4 mm
5689	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5690	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5692	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5693	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	<0,1 - 2 mm
5694	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5696	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 6 mm
5697	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5698	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 6 mm
5699	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 4 mm
5702	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5703	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Uma conectada	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5704	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 6 mm
5705	Rhf	Rudstone	Móldica, vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5706	Rhf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	ALta	Média	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5708	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Conchas normais	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5710	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5711	Rmhf	Rudstone	Móldica e vugular	Ostracode e bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5712	Rmhf	Rudstone	Móldica e vugular	Ostracode e bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Baixa	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5713	Rmhf	Rudstone	Intrapartícula e vugular	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 2 mm
5730,5	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	Ostracode e bivalve	-	-	-	-	-	-	-	-
5736	FRb	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Ala a média	Alta a baixa	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Bimodal	1 mm - 10 mm
5779	FRb	Rudstone	Móldica, intra e vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bimodal	0,5 - 6 mm
5808	Rhf	Rudstone	Intrapartícula e vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5842,2	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5856,2	Rmhf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5888,7	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	<0,1 - 3 mm
5917,5	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Frouxo	Nula	Conchas grossas	Médio	1 - 5 mm

5852	Rhf	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Ostracode e bivalve	Média	Baixa	Organizado	Disperso	Nula	Algumas conchas finas; outras grossas	Mal selecionado	0,5 - 3 mm
5855	Rhf	Floatstone	Intrapartícula	Bivalve	Média	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 5 mm
5861	Rhf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5863	W	Wackestone	Vugular e canal	Ostracode e bivalve	Alta e média	Baixa	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 1 mm
5867	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5870	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5873	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5876	B	Brecha	Vugular e interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5879	Rhf	Rudstone	Interpartícula	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	1 - 3 mm
5882	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 10 mm
5885	W	Wackestone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 1 mm
5889	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5891	FRIf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Conchas grossas	Mal selecionado	<0,1 - 3 mm
5894	FRIf	Rudstone	Interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas grossas	Mal selecionado	<0,1 - 10 mm
5897	CC	Carbonato Cristalino	Fissural									
5900	M	Mudstone	Não observada		-	-	-	-	-	-	-	-
5903	M	Mudstone	Não observada	Ostracode (1)	Baixa	Baixa	Maciço	Disperso	Uma conectada		Bem selecionado	0,5 mm
5906	FRIf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Média	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm

ANEXO 5 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 3-BRSA-944

Prof. (m)	Fácies	Textura	Porosidade	Classes	Tafonomia dos Bioclastos de Bivalves							
					Fragmentação	Abrasão	Orientação	Empactamento	Conectividade	Espessura Relativa	Seleção	Tamanho
5771	M	Mudstone	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5773	M	Mudstone	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5774	Rhf	Floatstone	Vugular e móldica	Bivalve	Baixo	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Espessura Normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5775	WPGonc	Packstone	Vugular e móldica	Bivalve	Baixo	Baixo	Maciço	Disperso	Nula	Espessura Normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5776	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5777	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5778	M	Mudstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5779	M	Mudstone	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5780	M	Mudstone	Vugular e fenestral	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5781	Rg	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve e gastrópode	Alta	Baixa	Orientado	Denso	Baixa	Algumas conchas finas	Bimodal	0,2 - 10 mm
5782	Rg	Rudstone	Vugular	Bivalve e gastrópode	Média	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura Normal	Bem selecionado	0,5 mm - 2 mm
5783	Rg	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve e gastrópode	Alta	Média	Organizado	Denso	Localmente conectadas	Espessura Normal (uma concha fina)	Bimodal	0,2 - 5 mm
5784	WPGonc	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 0,5 mm
5785	WPGonc	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 2,5 mm
5790	Rhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Localmente conectadas	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 6 mm
5795	Ghf	Grainstone	Não observada	Bivalve	Média	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 20 mm
5800	WPGonc	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 0,5 mm
5805	M	Mudstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5810	M	Mudstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5815	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	2 - 5 mm
5816,5	M	Mudstone	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5820	CC	Carbonato cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5822	B	Brecha	Fissural (óleo)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5825	Rmhf	Rudstone	Fissural, vugular e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 5 mm
5830	FRb	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bimodal	0,1 - 8 mm
5835	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Bimodal	0,5 - 24 mm
5840	FRIf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Bimodal	0,1 - 5 mm
5845	FRIf	Rudstone	Intrapartícula e vugular	Bivalve	Média	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Bimodal	0,1 - 20 mm
5850	FRb	Rudstone	Vugular	Bivalve	Média	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Bimodal	0,1 - 10 mm
5855	FRIf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Conchas finas	Bimodal	0,1 - 20 mm
5860	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Média	Média	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas grossas	Mal selecionado	1 - 10 mm
5865	FRbV	Rudstone	Vugular e fenestral	Bivalve	Baixa	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Conchas finas	Bimodal	0,2 - 20 mm
5870	Rhf	Rudstone	Fissural e vugular	Bivalve	Média	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 20 mm
5875	W	Wackstone	Fissural, canal, vugular e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,5 mm - 2 mm
5880	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula, fissural e móldica	Bivalve	Média	Média	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas grossas	Mal selecionado	0,5 - 8 mm
5883	FRbV	Floatstone	Fissural, móldica e vugular	Bivalve	Baixa	Alta	Orientado	Frouxo	Uma cocha conectada	Conchas finas	Bem selecionado	1 - 10 mm

ANEXO 6 –TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 8-BUZ-5

Prof. (m)	Fácies	Textura	Porosidade	Classes	Descrição Tafonômica dos Bioclastos de Bivalves								
					Fragmentação	Abrasão	Orientação	Empacotamento	Conectividade	Espessura Relativa	Seleção	Tamanho	
5671,5	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5673	WPGonc	Grainstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Média	Baixa a média	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 0,5 mm	
5686,5	GB	Grainstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5693	B	Brecha	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5700	Rmhf	Rudstone	Móldica, intrapartícula e vugular	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Média	0,5 - 10 mm	
5710,5	B	Brecha	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5713	CC	Carbonato Cristalino	Móldica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5718,8	FRbvb	Rudstone	Intra e interpartícula. Abrigo	Bivalve	Média	Média	Orientado	Denso	Nula	Conchas finas	Média	1 - 10 mm	
5724	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Média	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	1 - 10 mm	
5731	Ghf	Grainstone	Móldica e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa	Orientado	Frouxo	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,2 - 2 mm	
5732,7	FRbvb	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Alta	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Conchas finas	Mal selecionado	0,2 - 1,5 mm	
5745	FRbvb	Rudstone	Vugular	Bivalve	Média	Média	Orientado	Denso	Nula	Conchas finas	Bem selecionado	2 - 5 mm (3mm)	
5747	Ghf	Grainstone	Interpartícula	Bivalve	Média	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 3 mm (1mm)	
5758,5	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Conchas finas	Mal selecionado	0,2 - 3 mm	
5760,8	FRbvb	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Conchas finas	Bem selecionado	0,5 - 2 mm	
5771	FRbvb	Floatstone	Vugular e móldica	Bivalve	Média	Baixa	Orientado	Frouxo	Nula	Conchas finas	Bem selecionado	5 mm	
5781,3	Rhf	Rudstone	Intrapartícula e vugular	Bivalve	Média	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Conchas finas	Média	1 - 5 mm	
5789	O	Wackestone	Vugular	Ostracode e bivalve	Média	Baixa	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Média	<0,1 - 3 mm	
5794,2	Rmat	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalves	Média	Baixa	Organizado	Denso	Alta	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 20 mm	
5801,2	CC	Carbonato Cristalino	Sem porosidade	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5814	W	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	<0,1 - 1 mm	
5821	Ghf	Grainstone	Vugular e intrapartícula	Bivalves	Média	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 2 mm	
5831	Ghf	Grainstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Média	<0,1 - 1,5 mm	
5840	WPGonc	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 0,5 mm	
5852	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 15 mm	
5861,5	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 15 mm	
5863,8	WPGonc	Wackestone	Vugular, intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Média	Organizado	Disperso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	<0,1 - 0,5 mm	
5868	O	Wackestone	Vugular, intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Média	Alta	Orientado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 1,5 mm	
5877,5	WPGonc	Wackestone	Vugular	Ostracode e bivalve	Média	Baixa	Maciço	Disperso	Baixa	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 0,5 mm	
5881	O	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	
5884	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Ostracode e bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - >10mm	

5901,5	CC	Carbonato Cristalino	Vugular, intrapartícula e fissural	Ostracode e bivalve	-	-	-	-	-	-	-	-
5906	Rhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Alta	Maciço	Frouxo	Nula	Algumas conchas finas	Mal selecionado	0,2 - 2 mm
5907	O	Wackestone	Vugular e intrapartícula	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-

ANEXO 7 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-1

Prof.(m)	Fácies	Textura	Porosidade	Classes	Descrição Tafonômica dos Bioclastos de Bivalves								
					Fragmentação	Abrasão	Orientação	Empacotamento	Conectividade	Espessura Relativa	Seleção	Tamanho	
5726,35	GB	Grainstone	Vugular e interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5736,1	GB	Grainstone	Vugular e intrapartícula	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5736,4	WPGonc	Grainstone	Interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5736,7	WPGonc	Grainstone	Intrapartícula e interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5737	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5737,4	WPGonc	Grainstone	Intrapartícula, interpartícula e vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5737,8	WPGonc	Grainstone	Intrapartícula, interpartícula e vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5738,1	WPGonc	Grainstone	Intrapartícula, interpartícula e vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5738,4	WPGonc	Grainstone	Interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5739,2	WPGonc	Grainstone	Intrapartícula e interpartícula	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5739,55	WPGonc	Grainstone	Vugular e interpartícula	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5739,8	WPGonc	Grainstone	Interpartícula e intrapartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5740,4	Frebv	Floatstone	Vugular	Bivalve	Médio	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Conchas finas	Mal selecionado	Até 10 mm	
5741,9	FRIf	Floatstone	Móldica e intrapartícula	Bivalve	Médio	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Conchas finas	Mal selecionado	0,1 mm - 5 mm	
5742,75	FRb	Floatstone	Vugular	Bivalve	Médio	Baixo	Organizado	Disperso	Nula	Conchas finas	Bimodal	0,2 mm - 1 cm	
5743,2	FRIf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Disperso	Uma concha articulada	Conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 5 mm	
5743,8	Rmat	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Denso	Alta	Conchas finas e grossas	Bimodal	1 mm - 20 mm	
5744,4	Frebv	Rudstone	Vugular e abrigo (foto)	Bivalve e Ostracode	Alto	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 3 mm	
5745,5	FRIf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Denso	Alta	Conchas finas	Mal selecionado	0,5 - 4 mm	
5745,8	FRIf	Rudstone	Intrapartícula e móldica	Bivalve	Alto	Baixo	Organizado	Denso	Nula		Mal selecionado	0,1 mm - 1 cm	
5746,7	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5747,75	CC	Carbonato Cristalino	Vugular e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5748,2	Frebv	Rudstone	Vugular	Bivalve	Nula	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Conchas finas	Bem selecionado	1- 10 mm	
5749,15 - 5750,45	Rhf	Rudstone	Inter e intrapartícula	Bivalve	Alto	Médio	Organizado	Denso	Baixa	Conchas grossas	Bimodal	0,5 - 7 mm (5 mm)	
5752,45	Ghf	Packstone	Vugular	Bivalve e Ostracode	Alto	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Bem selecionado	0,1 - 10 mm	
5752,75	B	Brecha	Vugular	Bivalves e Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5753,1	B	Brecha	Vugular	Bivalves e Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5753,4	Frebv	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixo	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Conchas finas	Mal selecionado	0,1 - 10 mm	
5754	CC	Carbonato Cristalino	Vugular, móldica e intrapartícula	Bivalve	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5758,7 - 5760,15	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5766,8	Rmhf	Floatstone	Vugular	Bivalve e Ostracode	Médio	Baixo	Organizado	-	Nula	Espessura normal	-	0,5 - >10mm	
5767,15	O	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5767,5	B	Brecha	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5768,5	OWor	Packstone	Vugular e móldica	Bivalves e Ostracode	Alto	Médio	Organizado	Frouxa	Nula (Alta nos ostrac.)	Algumas conchas grossas	Mal selecionado	1 - 6 mm	

5769,55	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Médio	Médio	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Média	1,5 - 8mm
5770,45	Rhf	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Médio	Alto	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas finas	Média	0,5 - 5 mm
5771,7 - 5772,6	O/Wor	Wackestone	Vugular e intrapartícula	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-
5773,1	O/Wor	Wackestone	Vugular e intrapartícula	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-
5773,45	B	Brecha	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5773,75	B	Brecha	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5774,3	WPGonc	Packstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5775,65	WPGonc	Grainstone	Móldica e vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5776,55	Ghf	Packstone	Intrapartícula	Bivalves e Ostracode	Médio	Alto	Organizado	Frouxa	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,5 - 2 mm
5777,3	CC	Carbonato Cristalino	Intrapartícula e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-
5777,4	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5778,15	GB	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-
5778,6	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5778,25	GB	Packstone	Vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-
5779,7	GB	Packstone	Vugular e intrapartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5779,75	GB	Grainstone	Vugular e intrapartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5780,05	GB	Grainstone	Vugular e intrapartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5780,1	GB	Grainstone	Vugular e intrapartícula	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-
5780,4	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5781,55 - 5782,15	WPGonc	Grainstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Baixa	Média	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,3 - 0,5 mm
5782,75 - 5784,25	WPGonc	Grainstone	Intrapartícula e fissural	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5784,85	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5809	O/Wor	Wackestone	Vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-
5815	O/Wor	Wackestone	Vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-
5818	O/Wor	Wackestone	Vugular e fissural	Bivalves e Ostracode	Média	Baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 0,3 mm
5821	Rmhf	Rudstone	Móldica e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Baixa	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 5 mm
5824	Rmhf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 6 mm
5827	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 6 mm (2 mm)
5830	O/Wor	Packstone	Vugular, móldica e intrapartícula	Ostracode e bivalves	-	-	-	-	-	-	-	-
5833	Rmhf	Floatstone	Móldica e vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Média	<0,1 - 1 mm
5836	Rmhf	Rudstones	Vugular	Bivalve	Média	Alta	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas grossas	Média	0,5 - 3 mm
5845	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5851	Rmhf	Rudstone	Não observada	Bivalve	Baixa	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Média	0,5 - 2 mm
5854	CC	Carbonato Cristalino	Móldica e vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-

ANEXO 8 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-2

Prof.(m)	Fácies	Textura	Porosidade	Prof.(m)	Fácies	Textura	Porosidade
5742,9		Grainstone arborescente	Vugular	5783,3		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5744,5		Spherulitestone	Não observada	5783,6		Spherulitestone	Interpartícula e vugular
5747,1		Spherulitestone	Interpartícula e vugular	5783,9		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5749,3		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular	5784,2		Spherulitestone	Vugular
5762		Spherulitestone	Não observada	5784,55		Lamito crenulado	Vugular
5765,5		Grainstone estromatolítico	Vugular	5784,85		Lamito crenulado	Intrapartícula
5767,35		Spherulitestone	Vugular	5785,15		Spherulitestone	Intrapartícula
5767,65		Spherulitestone	Vugular	5785,55		Grainstone arborescente	Não observada
5768		Spherulitestone	Vugular	5787,5		Spherulitestone	Não observada
5768,4		Spherulitestone	Vugular	5787,85		Spherulitestone	Vugular
5768,9		Spherulitestone	Vugular	5788,2		Spherulitestone	Vugular e intrapartícula
5769,2		Spherulitestone	Vugular	5788,45		Spherulitestone	Vugular
5769,5		Spherulitestone	Vugular	5789,35		Spherulitestone	Não observada
5769,85		Spherulitestone	Vugular	5789,6		Spherulitestone	Não observada
5770,1		Spherulitestone	Vugular	5790,65		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5770,4		Spherulitestone	Vugular	5791,3		Lamito crenulado	Fenestral e vugular
5771,05		Spherulitestone	Vugular	5791,95		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5771,35		Spherulitestone	Não observada	5792,6		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5771,8		Lamito crenulado	Fenestral e vugular	5792,25		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5772,15		Lamito crenulado	Fenestral	5793,1		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5772,45		Spherulitestone	Vugular	5794,1		Carbonato Cristalino	Vugular
5773,2		Lamito crenulado	Vugular	5794,45		Lamito crenulado	Vugular
5773,55		Grainstone estromatolítico	Vugular	5794,75		Lamito crenulado	Vugular
5773,95		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular	5795,35		Spherulitestone	Interpartícula e vugular
5774,3		Carbonato Cristalino	Vugular	5796,25		Lamito crenulado esferulítico	Vugular
5774,6		Spherulitestone	Vugular	5796,85		Lamito crenulado	Fenestral e vugular
5774,9		Spherulitestone	Vugular	5797,45		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5775,55		Spherulitestone	Vugular	5797,75		Grainstone estromatolítico	Intrapartícula e vugular
5777		Carbonato Cristalino	Vugular	5798,25		Lamito crenulado	Fenestral e vugular
5777,3		Spherulitestone	Vugular	5798,55		Lamito crenulado	Vugular
5777,85		Spherulitestone	Vugular	5798,85		Spherulitestone	Vugular
5778,5		Spherulitestone	Vugular	5799,15		Spherulitestone	Vugular
5778,8		Spherulitestone	Vugular	5800,35		Spherulitestone	Interpartícula e vugular
5779,05		Grainstone arborescente	Vugular	5803,35		Spherulitestone	Vugular
5779,35		Spherulitestone	Vugular	5804,7		Lamito crenulado	Vugular
5780,15		Grainstone arborescente	Vugular	5807,2		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5780,45		Spherulitestone	Vugular	5809,1		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5780,75		Spherulitestone	Vugular	5811,5		Boundstone arborescente	Interpartícula e vugular
5781,35		Spherulitestone	Vugular	5819,3		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5781,7		Spherulitestone	Não observada	5825		Boundstone arborescente	Interpartícula e vugular
5782		Spherulitestone	Vugular	5828,6		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5782,35		Spherulitestone	Não observada	5832,7		Spherulitestone	Vugular
5782,65		Spherulitestone	Vugular	5847		Grainstone arborescente	Vugular
5782,95		Spherulitestone	Intrapartícula				

ANEXO 9 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-3

Prof.(m)	Fácies	Textura	Porosidade	Classes Tafonômicas	Descrição Tafonômica dos Bioclastos de Bivalves							
					Fragmentação	Abrasão	Orientação	Empacotamento	Conectividade	Espessura Relativa	Seleção	Tamanho
5797,7	M	Mudstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5846,1	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5865,6	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta e baixa	Alta e baixa	Maciço	Frouxo	Nula	Concha grande grossa	Mal selecionado	0,1 - 20 mm
5870,7	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Conchas mais finas	Mal selecionado	0,2 - 3 mm
5875,6	Ghf	Packstone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Média	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm
5884	CC	Carbonato Cristalino	Vugular e intrapartícula	Bivalve	-	-	-	-	-	-	-	-
5887,8	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	Bivalve	-	-	-	-	-	-	-	-
5941	WPGonc	Packstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5946,3	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalves	Média	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	1 - 4 mm
5953,5	FRebv	Floatstone	Vugular e móldica	Bivalves	Baixa	Baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Conchas mais finas	Mal selecionado	0,1 - 5 mm
5967,1	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5970,6	Ghf	Packstone	Vugular e móldica	Bivalves	Alta	Baixa	Organizado	Disperso	Nula	Algumas conchas finas	Bem selecionado	0,1 - 0,5 mm
5975,5	B	Brecha	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6002	M	Mudstone	Fissural	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6026,4	CC	Carbonato Cristalino	Intrapartícula e vugular	Bivalves	-	-	-	-	-	-	-	-
6046,9	CC	Carbonato Cristalino	Não observada	Bivalves	-	-	-	-	-	-	-	-
6098,4	Ghf	Grainstone	Vugular	Ostracode e bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula		Médio	0,1 - 0,8 mm

ANEXO 10 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-4

Prof. (m)	Fácies	Textura	Porosidade	Classes	Descrição Tafonômica dos Bioclastos de Bivalves								
					Fragmentação	Abrasão	Orientação	Empacotamento	Conectividade	Espessura Relativa	Seleção	Tamanho	
5510,4		Mudstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5511		Spherulitestone	Interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5511,95		Spherulitestone	Interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5512,6		Spherulitestone	Interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5513,5		Spherulitestone	Interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5514,15		Spherulitestone	Interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5514,75		Spherulitestone	Interpartícula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5515,65	WPGonc	Grainstone	Intrapartícula e vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 0,5	
5516,4	WPGonc	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm	
5532,8	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 10 mm	
5540,2	Rmhf	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve e ostracodes	Alta e baixa	Alta e baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,5 - 3 mm	
5546,2	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Média a baixa	Obliqua pouco organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 5 mm	
5549,3	Rhf	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve e ostracodes	Alta	Média	Horizontal bem organizado	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm	
5563	Rmhf	Rudstone	Intrapartícula e vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	2 - 5 mm	
5566,1	M	Mudstone	Fatura	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5568,5	Rmhf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve e ostracode	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 8 mm	
5572,3	Rmhf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve e ostracode	Alta	Baixa	Horizontal pouco organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 20 mm	
5586,7	Ghf	Packstone	Móldica e vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Obliqua pouco organizado	Disperso	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 1 mm	
5592,6	Ghf	Packstone	Móldica e vugular	Bivalve e ostracode	Alta	Baixa	Horizontal bem organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	<0,1 - 1 mm	
5600,8	Ghf	Packstone	Fissural, canal e vugular	Bivalve e ostracode	Alta	Média	Obliqua pouco organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	<0,1 - 0,5 mm	
5612,5	Ghf	Packstone	Vugular e móldica	Bivalve e ostracode	Alta	Baixa e alta	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 5 mm	
5619,89	WPGonc	Grainstone	Vugular e móldica	Bivalve e ostracode	Alta	Baixa a alta	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 2 mm	
5629,2	WPGonc	Grainstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Baixa a alta	Maciço	Denso	Média	Espessura normal	Bem selecionado	0,2 - 2 mm	
5639,8	O	Mudstone	Móldica	Ostracode e bivalves	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5644,2	O	Mudstone	Vugular e fenestral	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5647,7	O	Wackestone	Móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5650,2	Ghf	Packstone	Móldica, vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Obliqua bem organizado	Frouxo	Nula	Espessura normal	Bem selecionado	0,1 - 2 mm	
5660,5	FRb	Rudstone	Intrapartícula e móldica	Bivalve e ostracode	Alta	Baixa e média	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Bimodal	<0,1 - 10 mm	
5670,7	CC	Carbonato Cristalino	Vugular	Bivalve e ostracode	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5679,1	FRb	Rudstone	Móldica, vugular e intrapartícula	Bivalve e ostracode	Baixa e alta	Baixa a média	Maciço	Denso	Baixa	Espessura normal	Bimodal	0,2 - 3 mm	
5694,2	Rmat	Rudstone	Intrapartícula e vugular	Bivalve e ostracode	Baixa e alta	Baixa a alta	Maciço	Denso	Baixa	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm	
5698,7	FRb	Rudstone	Móldica, vugular e intrapartícula	Bivalve e ostracode	Alta	Baixa a alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Bimodal	0,5 - 5 mm	
5704,8	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Baixa e alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	1 - >3 mm	
5711,3	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Baixa e alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Mal selecionado	1 - 5 mm	
5718,2	Rmat	Rudstone	Móldica, vugular e intrapartícula	Bivalve	Baixa e alta	Baixa	Maciço	Denso	2 conectados	Espessura normal	Mal selecionado	2 - 4 mm	
5719,7	Rmat	Rudstone	Vugular, interpartícula e abrigo	Bivalve	Baixa e alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura normal	Bimodal	2 - 6 mm	
5731,3	Rmat	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve e ostracode	Alta	Baixa	Maciço	Denso	1 conectado	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 4 mm	
5744,6	M	Mudstone	Vugular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5746,7	Rmat	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	1 conectado	Espessura normal	Mal selecionado	0,1 - 3 mm	
5750,6	Rmat	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta a média	Baixa	Maciço	Denso	1 conectado	Espessura normal	Mal selecionado	0,2 - 3 mm	

ANEXO 12 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BUZ-8

Prof.(m)	Fácies	Fácies (Textura e componentes)	Porosidade
5677,2		Spherulitestone	Vugular
5681,8		Spherulitestone	Não observada
5686		Grainstone arborescente	Não observada
5692,7		Grainstone arborescente	Vugular
5695,7		Spherulitestone	Vugular
5700		Spherulitestone	Vugular
5703,8		Spherulitestone	Não observada
5706,3		Wackestone com ostracodes	Intrapartícula
5709,7		Spherulitestone	Intrapartícula e vugular
5712,8		Spherulitestone	Vugular
5717,6		Spherulitestone	Vugular
5721,5		Spherulitestone	Vugular
5723,8		Spherulitestone	Vugular
5726		Spherulitestone	Vugular
5727,5		Spherulitestone	Vugular
5728,7		Spherulitestone	Não observada
5731,8		Spherulitestone	Não observada
5738		Spherulitestone	Não observada
5742		Spherulitestone	Não observada
5748,2		Boundstone estromatolítico e esferulítico	Não observada
5766		Spherulitestone	Interpartícula
5771		Spherulitestone	Não observada
5777		Spherulitestone	Módica
5784		Spherulitestone	Vugular
5791,2		Spherulitestone	Não observada
5808		Spherulitestone	Vugular

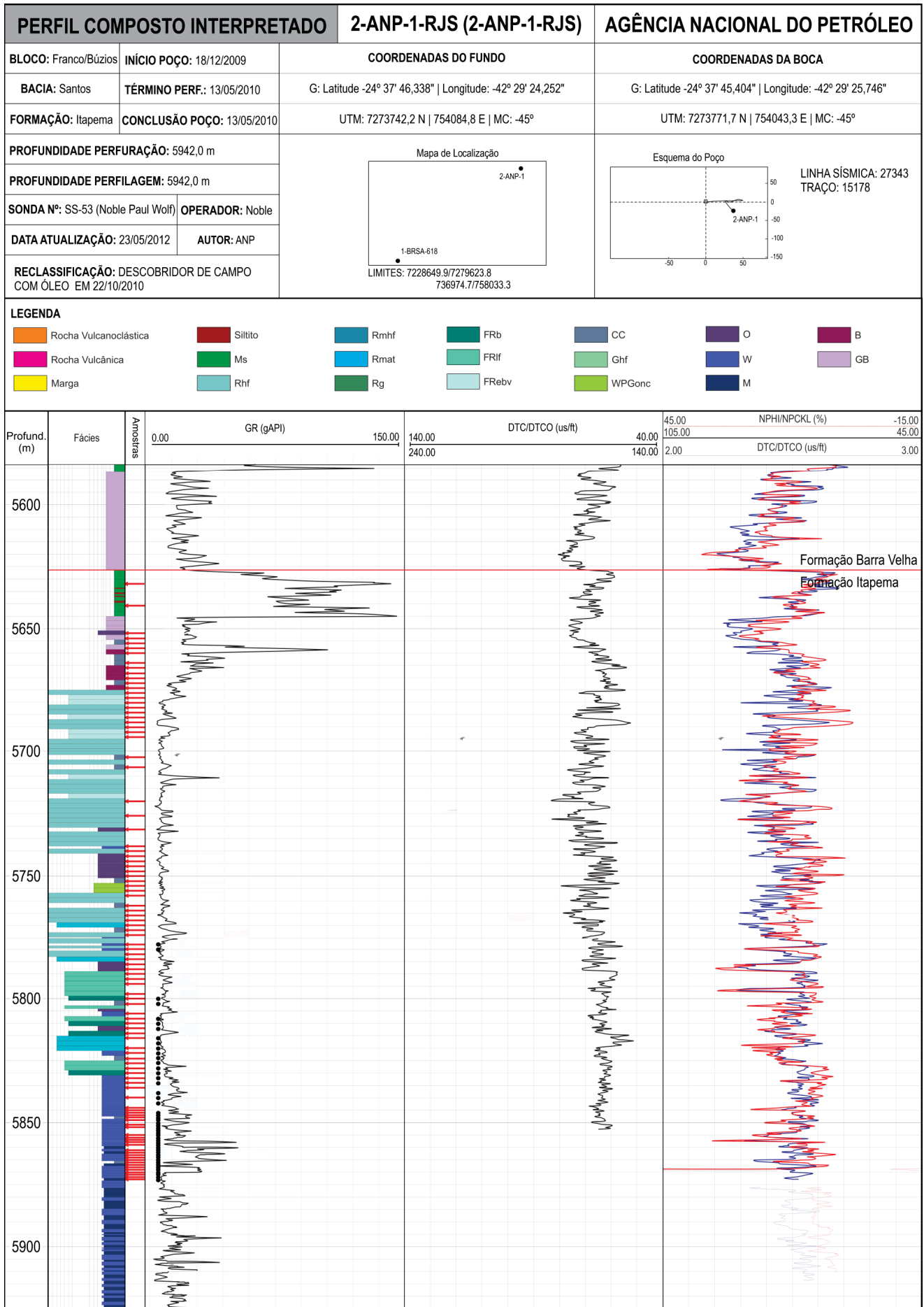
ANEXO 13 – TABELA DE DESCRIÇÃO DO POÇO 9-BRSA-1159-RJS

Prof. (m)	Fácies	Textura	Porosidade	Classes	Descrição Tafonômica dos Bioclastos					
					Fragmentação	Abrasão	Orientaçã o	Empacotament o	Conectividade	Espessura
5652,75	M	Laminito	Não observada	-	-	-	-	-	-	-
5653,7 - 5656,55	Ms	Mudstone Siliciclastico	Não observada	-	-	-	-	-	-	-
5657,2		Spherulitestone	Não observada	-	-	-	-	-	-	-
5657,5 - 5666,25	Ms	Mudstone Siliciclastico	Não observada	-	-	-	-	-	-	-
5667,85 - 5670,05	Rmhf	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5670,85	B	Brecha	Vugular	Bivalve	-	-	-	-	-	-
5671,75	WPGonc	Packstone	Vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	-
5672,05 - 5674	Rmhf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Média	Organizado	Denso	Nula	-
5674,35 - 5674,65	O	Ostracodito	Vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5675,35 - 5678,45	FRb	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Conchas
5675,95 - 5683,15	Rmhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5683,75	Ghf	Grainstone	Intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5684,05 - 5684,35	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Média	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5684,65	Ghf	Grainstone	Móldica e vugular	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5684,95	WPGonc	Packstone	Vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura
5685,25	Ghf	Grainstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura
5685,55	CC	Carbonato cristalino	Vugular e intrapartícula	-	-	-	-	-	-	-
5686,2	Rhf	Rudstone	Interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura
5686,55 - 5687,8	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5688,45	FRlf	Rudstone	Vugular	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5688,75	FRb	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Ostracode e bivalve	Médio	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5688,8 - 5689,05	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alto	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5690,45	Rmat	Rudstone	Vugular	Bivalve	Baixo	Baixo	Maciço	Denso	Baixa	Espessura
5690,7	Ghf	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5691,4 - 5691,85	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alto	Baixo	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5692,45 - 5694,7	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alto	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5695 - 5697,4	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Média	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas
5700,05 - 5703,3	FRb	Rudstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5704,35 - 5704,80	Rmat	Rudstone	Vugular	Bivalve	Média	Baixa	Organizado	Denso	Alta	Espessura
5709 - 5712,55	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura
5713,5 - 5715,9	FRb	Packstone	Vugular	Ostracode e bivalve	Baixa	Baixa	Orientado	Denso	Nula	Conchas
5714,7 - 5716,7	O	Wackstone	Vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5717,05	Rhf	Floatstone	Interpartícula	Bivalve	Alta	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura
5717,35	Ghf	Grainstone	Interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura
5717,95	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5718,25 - 5718,55	Rmat	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Baixa	Baixa	Maciço	Denso	Alta	Espessura
5718,9 - 5719,85	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5720,1	Ghf	Grainstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura
5720,45 - 5720,85	CC	Carbonato cristalino	Vugular e móldica	-	-	-	-	-	-	-
5721,1 - 5726,05	Rhf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5727 - 5727,95	O	Wakestone	Vugular e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5728,55	B	Brecha	Vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5728,85	O	Wakestone	Vugular e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5729,15 - 5730,2	Rmhf	Rudstone	Intrapartícula e vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5730,4 - 5732,9	Rhf	Rudstone	Vugular e interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Orientado	Denso	Nula	Espessura
5733,25 - 5735,45	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas
5735,75	Rhf	Rudstone	Interpartícula	Bivalve	Média	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5736,05	FRb	Rudstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Conchas
5736,35	Rmat	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Média	Maciço	Denso	Conctadas	Espessura
5736,65 - 5737,3	FRb	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Média	Organizado	Denso	Nula	Conchas
5737,6	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5737,9 - 5739,1	FRb	Floatstone	Vugular	Bivalve	Baixa	Baixa	Orientado	Disperso	Nula	Conchas
5739,85 - 5745,15	FRlf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Média	Média	Orientado	Denso	Nula	Espessura
5743,15 - 5746,4	Rmhf	Rudstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas
5747	FRb	Rudstone	Não observada	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Algumas conchas
5747,25 - 5747,6	FRlf	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura

5748,2 - 5748,8	Rmat	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alto	Orientado	Denso	Alta	Espessura
5749,25	Rmat	Floatstone	Vugular	Bivalve	Alto	Média	Maciço	Denso	Localmente	Algumas conchas
5749,8 - 5750,95	W	Wackestone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Baixa	Baixa	Maciço	Disperso	Alta	
5751,2	W	Wackestone	Vugular, móldica e intrapartícula	Bivalve	N.O.	Alta (N;O.)	Organizado	Disperso	Nula	
5751,5 - 5751,8	FRIf	Floatstone	Móldica e vugular	Bivalve	Médio	Baixo	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5752,5 - 5753,05	Rmat	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alto	Médio	Organizado	Denso	Localmente	Espessura
5753,35	FRb	Floatstone	Vugular, móldica e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Algumas conchas
5753,88	FRbv	Floatstone	Vugular e móldica	Bivalve	Baixa	Baixa	Organizado	Disperso	Nula	Conchas
5753,92	CC	Carbonato cristalino	Fissural e vugular	-	-	-	-	-	-	-
5754,3	Rmat	Mudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Localmente	Conchas g
5754,6	Ghf	Grainstone	Vugular e móldica	Bivalve	Baixa	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Nula
5754,9 - 5755,5	Ghf	Packstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Nula
5755,8	FRIf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Média	Média	Organizado	Disperso	Nula	Algumas conchas
5756,05	Rmat	Floatstone	Vugular, intrapartícula e móldica	Bivalve	Média	Média	Maciço	Denso	1 concha conectada	Espessura
5756,55 - 5757,5	Ghf	Grainstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5757,9	CC	Carbonato cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-
5758,1	CC	Carbonato cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-
5758,45	Rmat	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Média	Alta	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura
5758,7	FRb	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5759	Ghf	Grainstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5759,35	O	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Média	Maciço	Frouxo	Alta	Espessura
5759,6	O	Wackestone	Intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Média	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura
5760,15 - 5760,75	Rmhf	Floatstone	Vugular e móldica	Bivalve	Média	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5761,1	Ghf	Packstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Frouxo	Nula	Espessura
5761,7 - 5762,80	Rmhf	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5762,8 - 5763,2	Rmhf	Rudstone	Interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Conchas g
5763,8 - 5764	O	Wackestone	Intrapartícula e móldica	Ostracode e bivalve	Média	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura
5764,45 - 5765,3	Ghf	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alto	Alto	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5765,6 - 5765,9	FRIf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Médio	Médio	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura
5766,2 - 5766,55	W	Wackestone	Vugular	Bivalve	Alto	Baixo	Orientado	Disperso	Nula	Espessura
5767,5 - 5767,8	Rmhf	Rudstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5768,05	Rhf	Rudstone	Interpartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5768,45 - 5769,7	FRIf	Floatstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Baixa	Baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura
5770 - 5770,9	Ghf	Grainstone	Vugular	Ostracode e bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5771,5 - 5773	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5773,95	WPGonc	Packstone	Vugular e móldica	Bivalves	Alta	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura
5774,25 - 5774,55	Ghf	Grainstone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5775,2	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5775,45 - 5775,75	Ghf	Grainstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5776,4 - 5779,3	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5779,9	WPGonc	Packstone	Vugular e móldica	Bivalves	Médio	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura
5780,2	WPGonc	Packstone	Vugular e móldica	Bivalves	Médio	Baixa	Maciço	Disperso	Nula	Espessura normal. A
5780,55 - 5780,9	WPGonc	Grainstone	Vugular e móldica	-	-	-	-	-	-	finas
5782	Ghf	Grainstone	Vugular	Ostracode e bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5782 e 5784	Rmhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5786	WPGonc	Packstone	Móldica	-	-	-	-	-	-	-
5788	Ghf	Packstone	Vugular e móldica	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura
5792	Ghf	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5794	O	Wackestone	Vugular, intrapartícula e móldica	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5796 - foto	O	Wackestone	Vugular e móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Disperso	Nula	Espessura
5802	CC	Carbonato cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-
5804	Rmhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alto	Alto	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5806	CC	Carbonato cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-
5812	CC	Carbonato cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-
5814	Rhf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Média	Média	Maciço	Denso	Nula	Espessura
5816 e 5818	O	Wackestone	Intrapartícula	Ostracode	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura

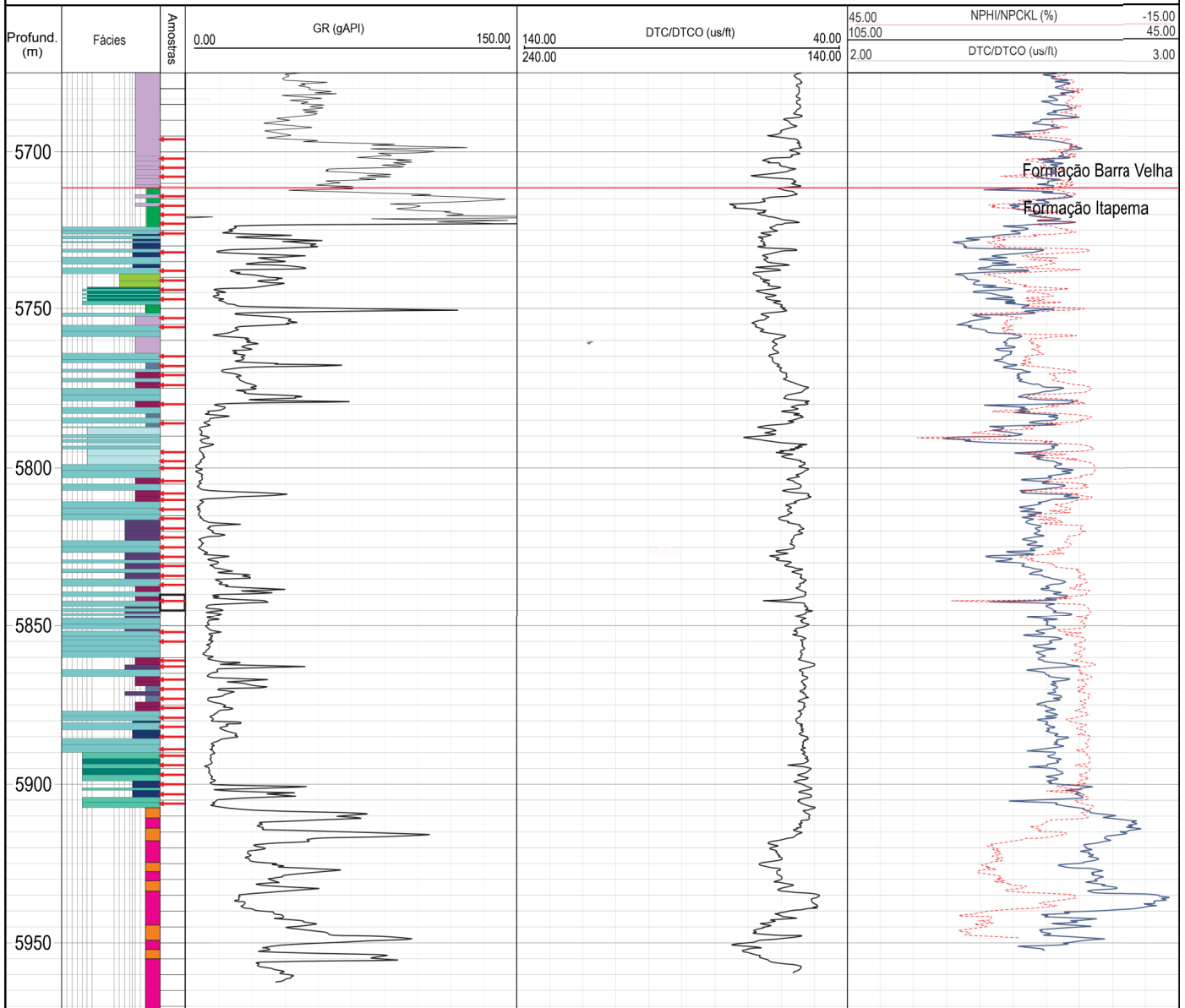
5820 e 5822	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	-	-	-	-	-	-
5828	Rhf	Rudstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5830	WPGonc	Rudstone	Móldica	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal. A finas
5832	CC	Carbonato cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-
5834	Rhf	Rudstone	Vugular, interpartícula e abrigo	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5836	Rhf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5838	O	Wackestone	Vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5842	O	Ostracodito	N.O.	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5844	O	Mudstone	Vugular	Ostracode	-	-	-	-	-	-
5846	Ghf	Grainstone	Vugular	Bivalve	Alta	Alta	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5850, 5852 e 5854	Rmat	Floatstone	Sem porosidade	Bivalve	Média	Média	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura
5856	O	Wackestone	Vugular	Ostracode e bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura
5858	CC	Carbonato cristalino	Vugular	-	-	-	-	-	-	-
5860 e 5864	CC	Carbonato cristalino	Vugular e móldica	-	-	-	-	-	-	-
5868	FRIf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Alta	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal. A finas
5870	O	Wackestone	Vugular	Ostracode e bivalve	Alta	Alta	Organizado	Frouxo	Nula	Espessura
5872	FRIf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Média	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura normal. A finas
5874	FRIf	Floatstone	Não observada	-	-	-	-	-	-	-
5876	FRIf	Floatstone	Vugular	Bivalve	Alta	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5878	FRIf	Rudstone	Vugular	Bivalve	Média	Baixa	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5890	FRIf	Rudstone	Intrapartícula	Bivalve	Baixa	Média	Organizado	Denso	Nula	Espessura
5892	WPGonc	Grainstone	Vugular e intrapartícula	Bivalve	Alta	Alta a média	Maciço	Denso	Nula	Espessura

ANEXO 14 – PERFIS INTERPRETADOS



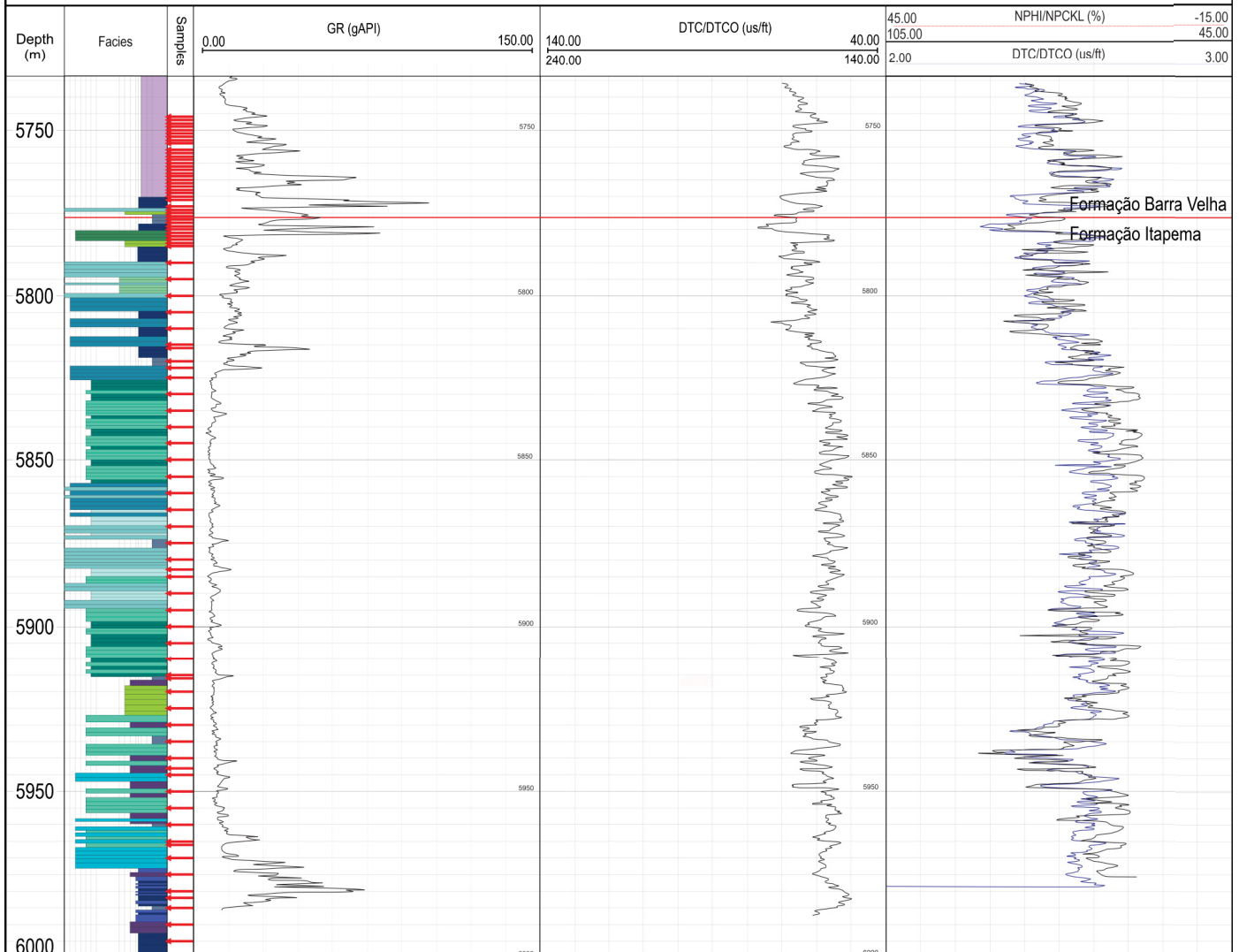
PERFIL COMPOSTO INTERPRETADO		3-BRSA-1053 (3-RJS-699)	AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO
BLOCO: Franco/Búzios	INÍCIO POÇO: 128/04/2012	COORDENADAS DO FUNDO	
BACIA: Santos	TÉRMINO PERF.: 27/08/2012	G: Latitude -24° 47' 7,303" Longitude: -42° 28' 32,441"	
FORMAÇÃO: Camboriú	CONCLUSÃO POÇO: 18/11/2012	UTM: 7256451,0 N 755224,2 E MC: -45°	
PROFUNDIDADE PERFURAÇÃO: 5973,0 m		<p>Mapa de Localização</p>	<p>Esquema do Poço</p>
PROFUNDIDADE PERFILAGEM: 5976,6 m			
SONDA Nº: NS-38	OPERADOR: ETESCO		
DATA ATUALIZAÇÃO: 08/02/2013	AUTOR: PETROBRAS		
RECLASSIFICAÇÃO: EXTENSÃO PRODUTOR DE ÓLEO EM 22/11/2012			

LEGENDA



PERFIL COMPOSTO INTERPRETADO		3-BRSA-944A-RJS (3-BRSA-688A)	AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO
BLOCO: Franco/Búzios	INÍCIO POÇO: 18/12/2009	COORDENADAS DO FUNDO	
BACIA: Santos	TÉRMINO PERF.: 28/11/2011	G: Latitude -24° 34' 43,401" Longitude: -42° 32' 28,833"	
FORMAÇÃO: Itapema	CONCLUSÃO POÇO: 28/04/2012	UTM: 7279466,0 N 7408992,9 E MC: -45°	
PROFUNDIDADE PERFURAÇÃO: 6000 m		<p>Mapa de Localização</p> <p>LIMITES: 7272883.6/7280324.6 739807.0/788798.5</p>	<p>Esquema do Poço</p> <p>LINHA SÍSMICA: 225 PONTO DE TIRO: 4396</p>
PROFUNDIDADE PERFILAGEM: 6000 m			
SONDA Nº: SS-73	OPERADOR: Queiroz Galvão		
DATA ATUALIZAÇÃO: 29/06/2012	AUTOR: PETROBRAS		
RECLASSIFICAÇÃO: EXTENSÃO PRODUTOR DE ÓLEO (31) EM 24/04/2012			





















LEGENDA

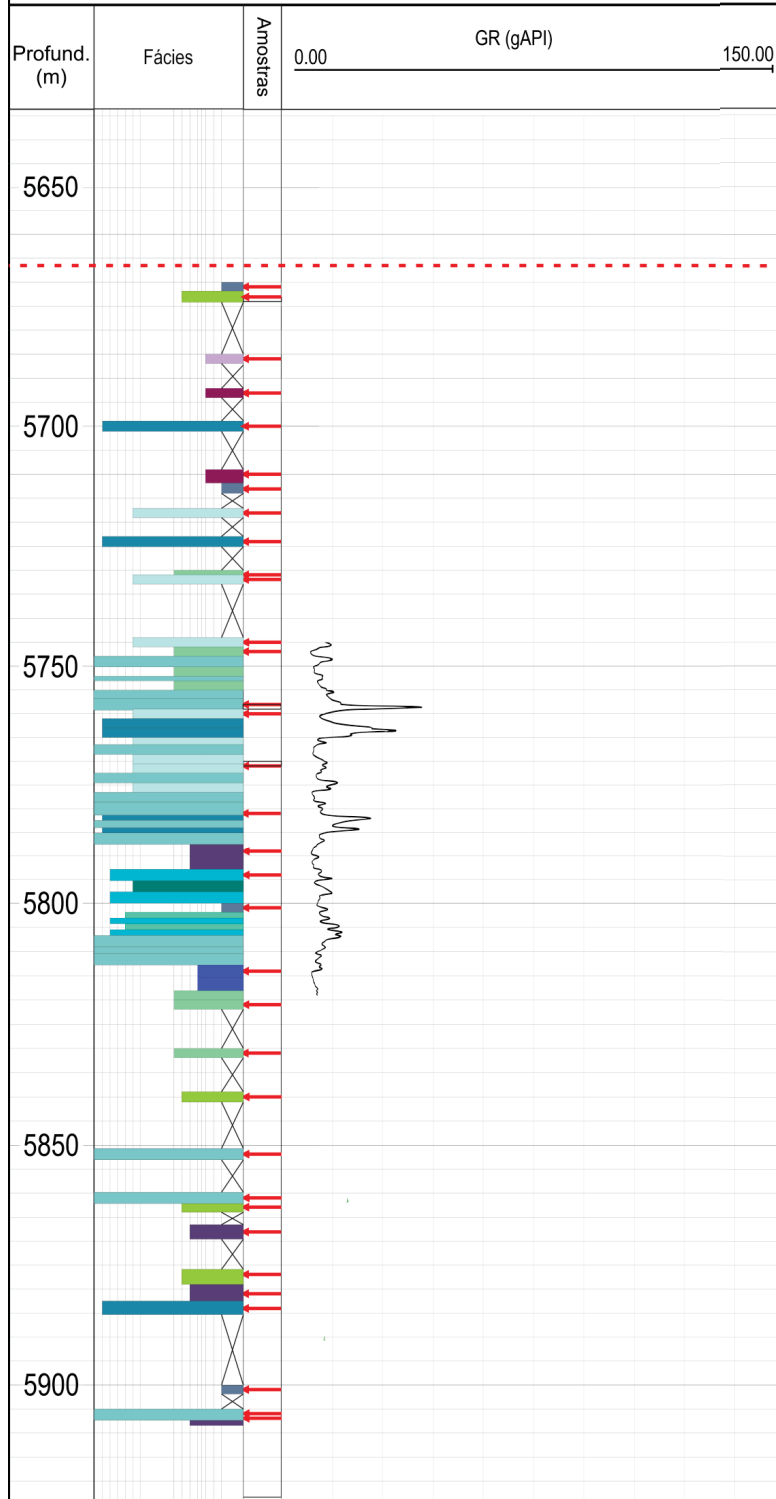


PERFIL COMPOSTO INTERPRETADO





















8-BUZ-5

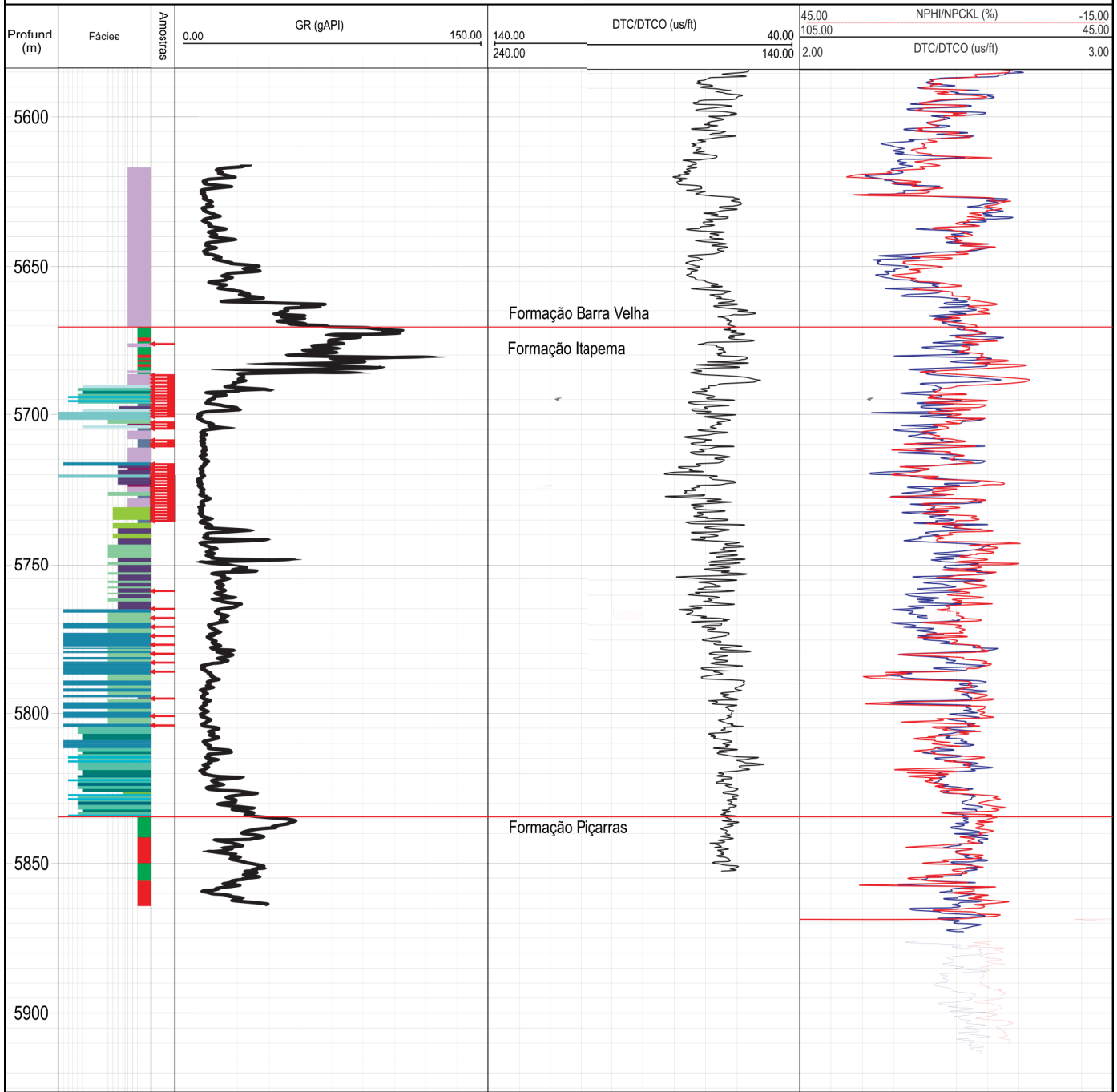
LEGENDA

 Rocha Vulcanoclástica	 Rmat	 WPGonc
 Rocha Vulcânica	 Rg	 O
 Marga	 FRb	 W
 Siltito	 FRf	 M
 Ms	 FRbv	 B
 Rhf	 CC	 GB
 Rmhf	 Ghf	



PERFIL COMPOSTO INTERPRETADO		9-BUZ-1	AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO
BLOCO: Franco/Búzios	INÍCIO POÇO: 18/03/2014	COORDENADAS DO FUNDO	
BACIA: Santos	TÉRMINO PERF.: 31/05/2014	G: Latitude -24° 43' 07,385" Longitude: -42° 28' 43,452"	
FORMAÇÃO: Piçarras	CONCLUSÃO POÇO: 12/08/2014	UTM: 7263850,0 N 755050 E MC: -45°	
PROFUNDIDADE PERFURAÇÃO: 5923,0 m		Mapa de Localização	Esquema do Poço
PROFUNDIDADE PERFILAGEM: 5923,5 m			
SONDA Nº: SS-85	OPERADOR:		
DATA ATUALIZAÇÃO: 02/03/2015	AUTOR:		
RECLASSIFICAÇÃO: PRODUTOR COMERCIAL DE ÓLEO (71) EM 30/09/2014			





















LEGENDA													
	Rocha Vulcanoclástica		Siltito		Rmhf		=Rb		CC		O		B
	Rocha Vulcânica		Ms		Rmat		=Rif		Ghf		W		GB
	Marga		Rhf		Rg		=Rebv		WPGonc		M		

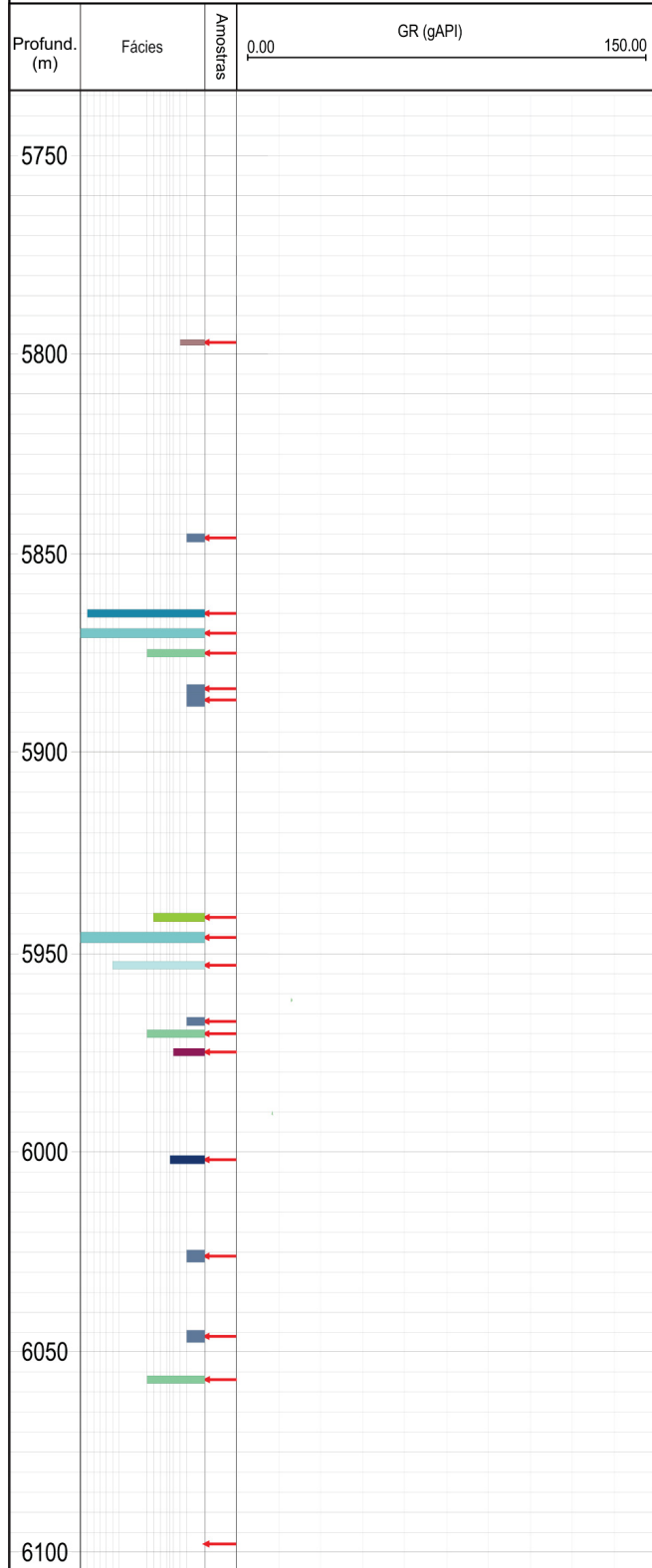


PERFIL COMPOSTO INTERPRETADO

9-BUZ-3

LEGENDA





















 Rocha Vulcanoclástica	 Rmat	 WPGonc
 Rocha Vulcânica	 Rg	 O
 Marga	 FRb	 W
 Siltito	 FRlf	 M
 Ms	 FRebv	 B
 Rhf	 CC	 GB
 Rmhf	 Ghf	

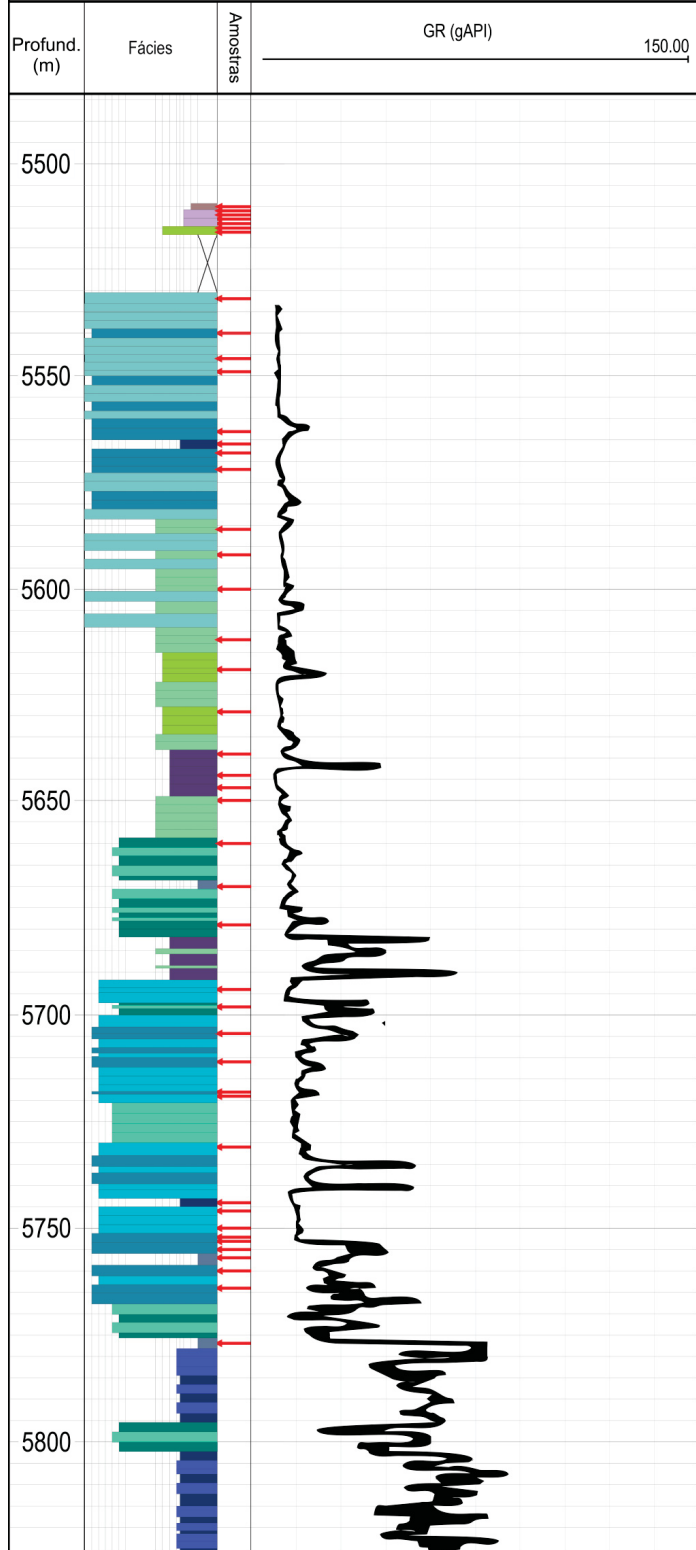


PERFIL COMPOSTO INTERPRETADO

9-BUZ-4

LEGENDA

 Rocha Vulcanoclástica	 Rmat	 WPGonc
 Rocha Vulcânica	 Rg	 O
 Marga	 FRb	 W
 Siltito	 FRIf	 M
 Ms	 FRebv	 B
 Rhf	 CC	 GB
 Rmhf	 Ghf	



PERFIL COMPOSTO INTERPRETADO **9-BUZ-7**

LEGENDA

Rocha Vulcanoclástica	Rmat	WPGonc
Rocha Vulcânica	Rg	O
Marga	FRb	W
Siltito	FRIf	M
Ms	FRRebv	B
Rhf	CC	GB
Rmhf	Ghf	

