



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS**

DAYANNE FONSECA DANTAS

**TRATO DE FÁCIES DE ALTA RESOLUÇÃO E ANÁLISE DE
HETEROGENEIDADES EM ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO
MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS, NE**

RECIFE

2025

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

DAYANNE FONSECA DANTAS

**TRATO DE FÁCIES DE ALTA RESOLUÇÃO E ANÁLISE DE
HETEROGENEIDADES EM ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO
MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS, NE**

TCC apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal de Pernambuco, como
requisito para a obtenção do título de
Bacharelado em Geologia.

Orientador(a): Claus Fallgatter
Coorientador(a): Mário Ferreira de Lima
Filho

RECIFE

2025

FICHA CATALOGRÁFICA

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do programa de geração automática do SIB/UFPE

Dantas, Dayanne Fonseca.

Trato de fácies de alta resolução e análise de heterogeneidades em
análogos de reservatórios da Formação Maceió, Bacia de Alagoas, NE / Dayanne
Fonseca Dantas. - Recife, 2025.

164 p. : il., tab.

Orientador(a): Claus Fallgatter

Coorientador(a): Mário Ferreira de Lima Filho

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal de
Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Geologia - Bacharelado,
2025.

Inclui referências.

1. fluxos densos e concentrados. 2. frente deltáica. 3. reservatórios
siliciclásticos. I. Fallgatter, Claus . (Orientação). II. Lima Filho, Mário Ferreira
de. (Coorientação). IV. Título.

550 CDD (22.ed.)

DAYANNE FONSECA DANTAS

**TRATO DE FÁCIES DE ALTA RESOLUÇÃO E ANÁLISE DE
HETEROGENEIDADES EM ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO
MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS, NE**

TCC apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito para a obtenção do título de Bacharelado em Geologia.

Aprovado em: 31 / 03 / 2025 .

BANCA EXAMINADORA

Documento assinado digitalmente
 **CLAUS FALLGATTER**
Data: 10/06/2025 16:09:53-0300
Verifique em <https://validar.it.gov.br>

Profº. Dr. Claus Fallgater (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Documento assinado digitalmente
 **GELSON LUIS FAMBRINI**
Data: 14/07/2025 16:13:26-0300
Verifique em <https://validar.it.gov.br>

Profº. Dr. Gelson Luís Fambrini (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Documento assinado digitalmente
 **DEISE MARLI DA SILVEIRA**
Data: 10/06/2025 17:05:53-0300
Verifique em <https://validar.it.gov.br>

Dra. Deise Marli da Silveira (Examinador Externo)
Universidade Federal do Paraná

Dedico este trabalho aos meus pais, Ernandes e Madalena, que me deram todo amor, apoio e força para seguir os meus sonhos. Amo vocês infinitamente.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente à Deus, que me deu toda honra e toda glória para que eu tivesse a possibilidade de realizar esse sonho que tenho desde criança. Mesmo passando por tanta coisa, Ele me deu forças para continuar, mesmo as vezes achando que nada teria jeito e/ou solução.

Também gostaria de agradecer aos meus pais, Ernandes e Madalena, por todo amor, todo carinho e por tudo o que fizeram por mim. Se hoje eu me tornei a mulher que sou, é graças a eles. Mesmo diante de tantos desafios da vida, tantos obstáculos, eles moveram céus e terras para que eu chegasse neste momento. Eu amo vocês com todo o meu coração.

Ao meu querido orientador, Claus Fallgatter, por todo ânimo e incentivo de sempre ir além do que eu pudesse imaginar que seria capaz. Graças a você, eu obtive um carinho maior pela pesquisa, e se hoje cheguei até aqui, também foi graças ao seu apoio. Muito obrigada por tudo!

Ao meu querido coorientador, Mário Ferreira de Lima Filho, por ter me dado todas as oportunidades de espalhar os resultados do meu trabalho por esse Brasil. Sou eternamente grata a todo carinho, consideração e apoio que tens por mim. Meu muito obrigada!

Ao meu lindo grupo de amizade que conquistei desde o início da graduação: Jobério, Matheus (vulgo Ma) e Ailla, por todas as coisas que passamos para chegarmos até aqui. Foras muito momentos incríveis que vivemos, e sei que nada disso teria sido mais leve se não fosse vocês. Amo vocês, quadrigêmeas.

Agradeço também aos meus amigos de graduação, em especial Ninho e Mature, por todo apoio e conselhos que me deram por todos esses anos. E também agradeço aos meus amigos de vida, Daniel e Carol, por toda ter estado ao meu lado em todos os momentos dessa saga que foi a graduação. Gratidão, amo vocês!

Não poderia deixar de citar minhas amigas que conquistei na universidade, mas que permaneceram em minha vida: Ivanna e Jully. Apesar de tanta coisa que vivemos, vocês nunca largaram a minha mão e no momento em que eu mais precisei, vocês estavam presentes ao meu lado, sempre me apoiando e mostrando que eu era capaz para conquistar tudo o que eu sempre sonhei. Amo vocês, lindas! Vocês morarão para sempre em meu coração.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – ANP, à Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, por meio do Programa de Formação de Recursos Humanos da ANP para o Setor de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH-ANP/FINEP, suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de PD&I da Resolução ANP Nº 50/2015 e processo nº 2024/10528-7. Em particular ao PRH 47.1

“Sistemas Petrolíferos Análogo e Simulação de Reservatório em Bacias Sedimentares”, sediado no Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Pesquisa em Petróleo e Energia - i-LITPEG da UFPE, pelo apoio financeiro.

E por fim, também às minhas tias e primas: Tia Olívia, Gina e Ana, por todo amor, cuidado, conselhos e orações. No início, isso tudo foi muito difícil para mim. Uma mudança para outra cidade em que você não conhece absolutamente nada é realmente assustador e difícil. Sem vocês, eu não conseguiria ter forças para chegar até aqui. Vocês sempre acreditaram no meu potencial, e eu serei eternamente grata a cada palavra de carinho, de conforto e de conselho. Amo muito vocês!

“Cada detalhe que perdi foi um grão. E quantos grãos deixei cair?”

Bruno Cardoso

RESUMO

A Formação Maceió, localizada na Bacia de Alagoas, é amplamente utilizada como análogo aflorante para reservatórios offshore nas bacias marginais brasileiras. Durante parte de seu período de formação, de idade Aptiano Tardio, a bacia se desenvolveu como um sistema rifte, caracterizado por variações morfológicas e deposicionais que influenciaram a segregação e diferenciação das fácies. O afloramento Morro do Camaragibe, que é foco deste estudo, representa um depósito deltáico fortemente influenciado por fluxos gravitacionais e posteriormente afetado por processos pós-deposicionais, resultando em heterogeneidades que afetaram a qualidade do reservatório em diferentes escalas. Nos depósitos de frente deltaica, dois intervalos espessos e arenosos se destacam. O foco deste estudo se dirige ao intervalo inferior, rico em areia, que representa o registro do primeiro avanço da frente deltaica no afloramento. Esse avanço reflete a fase de maior aporte sedimentar, associados a fluxos densos e concentrados alimentados por descargas fluviais durante eventos de inundação. Para a caracterização do trato de fácies e heterogeneidades, foram adquiridos dados sedimentológicos detalhados, incluindo levantamento de perfis sedimentares na escala 1:20, medições de paleocorrentes e perfis de raio gama. Além disso, foram utilizadas análises petrográficas e técnicas de imageamento tridimensional com o auxílio de um drone para melhor compreensão da arquitetura deposicional. Neste afloramento, foram identificados os seguintes elementos arquiteturais ao longo da sucessão sedimentar: depósitos de frente deltaica, lobos turbidíticos proximais, intermediários e distais. A distribuição das fácies e as previsões de qualidade do reservatório estão diretamente ligadas a deformações de sedimentos inconsolidados (*soft-sediment deformation* - SSDS), evidenciadas por falhas contemporâneas, injeções de areia e misturas de areia e lama em diferentes escalas. Os resultados indicam que o ambiente deposicional era mais raso do que o sugerido anteriormente na literatura. O teor de lama varia lateral e verticalmente ao longo do intervalo estudado, apresentando maiores concentrações na metade inferior da sucessão exposta e uma tendência de limpeza ascendente (*cleanning upward*), o que implica em uma melhoria da qualidade do reservatório nos níveis superiores, especialmente em termos de porosidade primária e permeabilidade.

Palavras-chave: fluxos densos e concentrados; frente deltáica; reservatórios siliciclásticos.

ABSTRACT

The Maceió Formation, located in the Alagoas Basin, is widely used as an outcropping analogue for offshore reservoirs in Brazilian marginal basins. During part of its formation period, in the Late Aptian, the basin developed as a rift system, characterized by morphological and depositional variations that influenced the segregation and differentiation of facies. The Morro do Camaragibe outcrop, which is the focus of this study, represents a deltaic deposit strongly influenced by gravity flows and later affected by post-depositional processes, resulting in heterogeneities that impacted reservoir quality at various scales. In the delta front deposits, two thick sandy intervals stand out. This study focuses on the lower, sand-rich interval, which represents the record of the first advance of the delta front in the outcrop. This advance reflects a phase of greater sediment supply, associated with dense and concentrated flows fed by fluvial discharges during flood events. For the characterization of the facies tract and heterogeneities, detailed sedimentological data were acquired, including the surveying of sedimentary profiles at a 1:20 scale, paleocurrent measurements, and gamma-ray profiles. In addition, petrographic analyses and three-dimensional imaging techniques using a drone were employed to better understand the depositional architecture. In this outcrop, the following architectural elements were identified throughout the sedimentary succession: delta front deposits, and proximal, intermediate, and distal turbidite lobes. The distribution of facies and the predictions of reservoir quality are directly linked to soft-sediment deformation structures (SSDS), evidenced by syndepositional faults, sand injections, and sand-mud mixtures at various scales. The results indicate that the depositional environment was shallower than previously suggested in the literature. Mud content varies both laterally and vertically throughout the studied interval, showing higher concentrations in the lower half of the exposed succession and an upward-cleaning trend, which implies an improvement in reservoir quality in the upper levels, especially in terms of primary porosity and permeability.

Keywords: dense and concentrated flows; delta front deposits; siliciclastic reservoirs.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada, com ênfase nos municípios próximos e principais rodovias e hidrografia da região.....	15
Figura 2 - Reconstrução pré-deriva da África do Sul e América do Sul mostrando os principais crátons (AM, Amazoniano; CC-SF, Congo-São Francisco; SA, Saariano; WA, Oeste Africano) e províncias Brasileiras/Pan-Africanas. O quadrado indica a localização da Província de Borborema. Mapa principal. Esboço mostrando a subdivisão da Província de Borborema em subprovíncias do Norte (NS), Central (CS) e Sul (SS) (modificado de Neves, 2021). Domínios mencionados no texto: AM, Alto Moxoto; AP, Alto Pajeú; PEAL, Pernambuco-Alagoas; RC, Rio Capibaribe; SE, Sergipano. Zonas de cisalhamento: CSZ, Congo; CNSZ, Cruzeiro do Nordeste; EPSZ, Leste de Pernambuco; PaSZ, Patos; WPSZ, Oeste de Pernambuco.....	20
Figura 3 - Mapa de localização da Bacia de Sergipe-Alagoas com a área de estudo destacada em vermelho. As falhas estão desenhadas em preto e a linha de Charneira Alagoas está em laranja.....	23
Figura 4 - Modelo Paleogeográfico da ruptura do Gondwana no qual originou a formação da Bacia de Alagoas.....	24
Figura 5 - Modelo Paleogeográfico da ruptura do Gondwana no qual originou a formação da Bacia de Alagoas.....	25
Figura 6 - Seções geológicas esquemáticas das bacias Sergipe e Alagoas de acordo com suas formações e supersequências.....	27
Figura 7 - Carta Cronoestratigráfica da Bacia de Alagoas.....	28
Figura 8 - Trajetória associada a cada tipo de fluxo. (A) Laminar, com número de Reynolds (Re) < 500 e (B) Turbulento, com número de Reynolds (Re) > 2000.....	33
Figura 9 - Modelo esquemático ilustrando o salto hidráulico e número de Froude em função dos fluxos inerciais e gravitacionais atuantes.....	34
Figura 10 - Tipos de fluxos de densidade. ρ_f – densidade do fluido; ρ_a – densidade da água do ambiente; ρ_{a1} e ρ_{a2} – densidade da água do ambiente em corpo estratificado.....	37
Figura 11 - Fluxos gravitacionais de sedimentos classificados de acordo com o mecanismo de suporte de grãos.....	38
Figura 12 - Esquema de classificação baseado na proposta de fluxos mistos (ou eventos híbridos) em um espectro entre fluxos de detritos e correntes de turbidez (Haughton et al., 2009). Camadas híbridas são resultantes da ação conjunta de fluxos não-coesivos e coesivos que operam simultaneamente no mesmo evento deposicional, denominadas por Haughton et al. (2009) de linked-debrites.....	39
Figura 13 - Proposição de modelo para fluxos turbidíticos de Pickering et al. (1986).....	41
Figura 14 - Comportamento reológico e mecanismo de suporte para diversos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos.....	41
Figura 15 - Diagrama ilustrando o espectro contínuo de evolução dos fluxos gravitacionais de sedimentos (camada 1 a 13; Lowe, 1982).....	42
Figura 16 - Corrente de turbidez bipartida, com uma camada basal densa e laminar e uma camada superior turbulenta. Modelo desenvolvido a partir de experimentos efetuados por Postma et al., (1988).....	43
Figura 17 - A sequência de Bouma (1962) e os mecanismos de deposição inferidos para os intervalos Ta a Te para uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante,	

incorporando conceitos de Lowe (1982), Mutti (1992), d'Ávila et al. (2008) e Shanmungan (2000).....	44
Figura 18 - Comparação entre modelos de correntes de turbidez de alta e baixa densidades. A esquerda, as divisões de Lowe, (1982), para uma corrente de turbidez de alta densidade. No centro, a Sequência de Bouma (1962) para uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante, com os intervalos Ta-b-c-d-e. A direita, as divisões de Stow & Shanmugam, (1980) para turbiditos de grãos finos.....	46
Figura 19 – Esquema de Mutti, (1992) baseado no trato de fácies (F1 a F9) de uma corrente de turbidez ideal, com os principais processos envolvidos no suporte e no mecanismo de deposição do fluxo. CDF = fluxo de detritos coesivo, HCF = fluxo hiperconcentrado, GHDTC = corrente de turbidez cascalhosa de alta densidade, SHDTC = corrente de turbidez arenosa de alta densidade, LDTC = corrente de turbidez de baixa densidade, TF = transformação de fluxo e CT = carpetes de tração	48
Figura 20 - Trato ideal de fácies e feições típicas.....	51
Figura 21 - Diagrama simplificado mostrando a posição dos lobos turbidíticos de prodelta, as fácies sedimentares associadas e a presença de HCS (<i>hummocky cross stratification</i>). Vale destacar que, à medida que a eficiência do fluxo aumenta, a zona de <i>bypass</i> se amplia, aumentando também a distância entre a área fonte e o local de deposição dos sedimentos.	52
Figura 22 - Sucessão de ambientes deposicionais com a evolução tectônica de um rifte. ...	66
Figura 23 - Seção idealizada mostrando padrões de sedimentação em blocos falhados bacia adentro.	67
Figura 24 - Diagrama de blocos de um delta de rio mostrando os principais ambientes e fácies.	69
Figura 25 - As geometrias dos corpos arenosos (conforme mostrado pelos padrões de isópacas) dos seis tipos de deltas de Coleman e Wright (1975) são representadas na classificação tripartida de Galloway (1975), baseada na dominância fluvial, de ondas e de marés (adaptado de Bhattacharya e Walker, 1992). Observa-se a semelhança entre o delta dominado por marés e o extremo dominado por rios.	71
Figura 26 - Evolução dos lobos deltaicos do Mississipi, da progradação ao abandono (simplificado de Boyd et al., 1989). Cada lobo deltaico passa por uma fase inicial de progradação, na qual apresenta características dominadas por rios. Com o abandono, transforma -se em um sistema de barreira-lagoa dominado por ondas devido à subsidência e transgressão. Eventualmente, a barreira é submersa, formando um banco relicto na plataforma.....	72
Figura 27 - Evolução dos lobos deltaicos do Mississipi nos últimos 9.000 anos (segundo Kolb e Van Lopik, 1966). A mudança de lobo ocorre aproximadamente a cada 1.000 anos.	72
Figura 28 - Classificação de deltas de grãos grossos considerando o tipo de sistema alimentador, a profundidade da água e o tipo de processo de barra de boca. (De Reading & Collinson, 1996; baseado em Postma, 1990).....	73
Figura 29 - Diagrama em bloco contrastando deltas lobados de águas rasas (ou fase de plataforma), mostrados na fase de abandono com ilha-barreira marginal, e o delta ativo contemporâneo na borda da plataforma. Note o espessamento das fácies ao longo das falhas de crescimento no delta da borda da plataforma. (De Bhattacharya & Walker, 1992; baseado em Edwards, 1981).....	74
Figura 30 - Principais subdivisões do delta em vista plana. A planície superior deltaica é essencialmente não marinha e é caracterizada por sistemas fluviais distributivos.	76

Figura 31 - Clinofomas deltaicas em progradação. A) Praia arenosa oblíqua conectada aos lodos do prodelta. B) Pluma sigmoidal de lodo do prodelta desconectada da plataforma subtidal arenosa e da frente deltaica/praias, formando uma dupla clinofoma.	77
Figura 32 - Mapa Geológico da seção norte da Bacia de Alagoas.	82
Figura 33 - Ortomosaico do intervalo estudado no afloramento Morro do Camaragibe.	83
Figura 34 - Correlação de perfis sedimentológicos e gamaespectométricos levantados na área de estudo.	84
Figura 35 - A) Laminação plano-paralela e estratificação cruzada de pequeno porte (ripples); B) Estrutura em chamas.	85
Figura 36 - A) Estrutura em chamas (<i>flames</i>). B) Estrutura de laminação cruzada de pequeno porte (<i>climbing ripples</i>).	86
Figura 37 - A) Estratos centimétricos de arenito fino que apresentam pequenos ciclos de acamamento gradacional. B) Estrutura em chamas (<i>flames</i>). C) Clastos de siltito inseridos na matriz de arenito fino. D) Estrutura em chamas (<i>flames</i>), com pequena camada de grânulos imersa na matriz.	88
Figura 38 - A) Estrutura plano-paralela. B) Níveis de grânulos intercalados com arenitos de granulometria média.	89
Figura 39 - A) Clastos de siltito inseridos em uma matriz de areia muito grossa; B) Estruturas em chamas (<i>flames</i>); C) Incisões de grande porte; e D) Gradação inversa.	90
Figura 40 - Níveis com incisões sobrepostos a estruturas em chamas. É possível observar níveis com intraclastos de siltito.	91
Figura 41 - A) Visão geral do intervalo. B) Clastos de folhelho contorcidos e deformados. C) Clastos de rochas sedimentares de pequeno a grande porte dentro de camadas de arenito.	92
Figura 42 - A) Estruturas em prato (<i>dishs</i>) em matriz arenosa. B) C) D) e E) Estruturas em chamas (<i>flames</i>), F) Clastos sedimentares de pequeno a grande porte dentro de camadas de arenito.	94
Figura 43 - A) Camada de conglomerado do perfil MC 05. B) Camada de conglomerado do perfil MC 06.	96
Figura 44 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção intermediária da seção MC 03. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.	99
Figura 45 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção topo da seção MC 03. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.	99
Figura 46 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção base da seção MC 05. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.	100
Figura 47 - A) Classificação composicional dos arenitos do Morro do Camaragibe, de acordo com o diagrama de Folk (Folk, 1968). B) Diagramas de proveniência para esses arenitos, indicando uma área-fonte de cráton estável e ambientes tectônicos continentais transicionais.	100
Figura 48 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção base da seção MC 04. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.	101
Figura 49 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção intermediária da seção MC 03. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.	101
Figura 50 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção topo da seção MC 02. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.	102
Figura 51 - A) Estruturas de carga (<i>balls and pillows</i>) sotoposta a uma camada granular; B) Estrutura de carga; C) <i>Balls and pillows</i> ; D) Camada de grânulos; E) Estrutura de carga	

soteposta a ritmitos; F) Falha penecontemporânea; G) Escape de fluido intersticial; H) Injeção de areia.	103
Figura 52 - Modelo deposicional proposto para a Formação Maceió.	133
Figura 53 - Visão geral dos depósitos interpretados com frentes deltaicas no afloramento de Morro do Camaragibe. A) Visão geral do intervalo do perfil MC 01. B) Visão geral do intervalo do perfil MC 02.	135
Figura 54 - A) Visão geral entre os intervalos MC 02 e MC 03; B) Visão geral da porção superior do perfil MC 02, evidenciando a diferença de fácies da base para o topo.	137
Figura 55 - A) Visão geral do intervalo MC 03, mostrando a diferença de fácies das camadas estudadas. B) Visão geral do intervalo do perfil MC 05, evidenciando o intervalo da fácies conglomerática.	139
Figura 56 - Mapa litoestratigráfico da região nordeste da Bacia de Alagoas, com ênfase para as bacias evaporíticas do Baixo de Fazenda Guindaste e da região de Maceió, onde acumularam-se as maiores espessuras dos evaporitos Paripueira, os quais fazem parte da Formação Maceió (adaptado de Souza-Lima, 2008). A proveniência das ingressões marinhas que deram origem a esses depósitos é ainda desconhecida. Durante as fases não marinhas, nas áreas anteriormente ocupadas pelas bacias evaporíticas, ocorreria a deposição dos folhelhos betuminosos do Membro Tabuleiro dos Martins (Formação Maceió).	141
Figura 57 - Diápiro de sal com intumescência periférica.	142

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Fácies sedimentares do intervalo de estudo do afloramento Morro do Camaragibe.....	97
Tabela 2 - Resumo da descrição e interpretação das estruturas de deformação em sedimentos não consolidados com base em afloramentos.....	105

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Objetivos e Metas	14
1.2	Localização da Área de Estudos	15
1.3	Materiais e Métodos	16
1.3.1	<i>Levantamento Bibliográfico</i>	16
1.3.2	<i>Aquisição de Dados de Campo</i>	16
1.3.3	<i>Processamento de Dados</i>	17
1.3.3.1	<i>Perfis Sedimentares e Modelo 3D</i>	17
1.3.3.2	<i>Perfis de Raio Gama</i>	17
1.3.3.3	<i>Análise Petrográfica</i>	18
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	19
2.1	Embasamento: Província Borborema	15
2.1.1	Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL)	21
2.3	Contexto Geológico da Bacia de Sergipe-Alagoas	22
2.3.1	<i>Condicionamento Tectônico da Bacia de Sergipe-Alagoas</i>	22
2.3.2	<i>Configuração Estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas</i>	26
2.3.2.1	<i>Supersequência Riffe</i>	29
2.3.3	<i>Formação Poção</i>	30
2.3.4	<i>Formação Maceió</i>	31
3	ESTADO DA ARTE	33
3.1	Fluxos Gravitacionais	33
3.1.1	<i>Fluxos gravitacionais de sedimentos</i>	35
3.1.2	<i>Mecanismos de suporte de grãos</i>	36
3.2.3	<i>Fluxo de detritos</i>	40
3.1.4	<i>Correntes de turbidez</i>	42
3.1.5	<i>Classificação baseada na densidade do fluxo</i>	44
3.1.6	<i>Classificação fundamentada no trato de fácies</i>	46
3.1.7	<i>Sistema turbidítico de prodelta</i>	49
3.1.8	<i>Fluxo fluidizado/liquefeito</i>	52
3.2	Deformações de Sedimentos Inconsolidados (SSDS – Soft Sediment Deformation Structures)	53

3.2.1	<i>Estruturas Geradas por SSDS</i>	56
3.2.1.1	<i>Estruturas de Pilares (Pillar Structures)</i>	56
3.2.1.2	<i>Laminações de Consolidação</i>	56
3.2.1.3	<i>Estruturas em Prato (Dish Structures)</i>	57
3.2.1.4	<i>Estruturas de Carga (Load Structures)</i>	58
3.2.1.5	<i>Laminação Convoluta (Convolute Lamination)</i>	58
3.2.1.6	<i>Intrusões e extrusões de areia (Sand intrusions and extrusions)</i>	59
3.2.1.7	<i>Outras Estruturas</i>	60
3.2.2	<i>Processos de Consolidação</i>	60
3.2.3	<i>Dinâmica da Deformação de Sedimentos Inconsolidados</i>	61
3.2.4	<i>Corpos de mistura de SSD</i>	62
3.2.5	<i>Intrusões de Sedimentos Inconsolidados</i>	63
3.2.6	<i>Causas da Consolidação</i>	63
3.2.7	<i>Papel das propriedades dos sedimentos</i>	64
3.2.8	<i>Tamanho das partículas</i>	64
3.2.9	<i>Empacotamento, Força e permeabilidade</i>	65
3.3	Modelos Depositionais em Margens Continentais e Bacias Rifte:	66
	Aspectos Gerais.	
3.4	Deltas	68
3.4.1	<i>Definições de Delta e Conceitos Fundamentais</i>	69
3.4.2	<i>Classificação dos Deltas</i>	70
3.4.3	<i>Processos Deltaicos</i>	74
3.4.4	<i>Retrabalhamento por Ondas e Marés</i>	75
3.5	Ambientes Deltaicos	76
3.5.1	<i>Planície Deltaica Subaérea</i>	77
3.6	Prodelta	78
3.7	Sucessões de Fácies Verticais	77
3.7.1	<i>Sucessões de Fácies do Prodelta e Frente deltaica</i>	79
3.7.2	<i>Sucessões em Deltas Dominados por Rios</i>	79
3.7.3	<i>Fácies de Frente Deltaica Arenosas</i>	80
3.8	Reservatórios Análogos	80
4	RESULTADOS	82
4.1	Mapa Geológico	82

4.2	Descrição de Fácies	83
4.2	Perfis Gamaespectométricos	96
4.3	Petrografia	97
4.4	Estruturas de Deformação de Sedimentos Inconsolidados (SSDS)	102
4.4.1	<i>Classificação das Estruturas</i>	102
4.4.2	<i>Processos de Formação e Contextos Deformacionais</i>	103
4.4.3	<i>Influência da Heterogeneidade Sedimentar</i>	103
4.5	Resumos Aceitos em Anais de Evento	105
4.5.1	<i>ANÁLISE DE MATÉRIA ORGÂNICA TOTAL EM FOLHELHOS E ARGILITOS DA FORMAÇÃO MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS</i>	106
4.5.2	<i>TRATO DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO DPS DEPÓSITOS DE PRODELTA DA FORMAÇÃO MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS, BRASIL: ANÁLISE DE HETEROGENEIDADE E PREDIÇÃO DE RESERVATÓRIO</i>	107
4.5.3	<i>Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction</i>	109
4.5.4	<i>4.5.4 MAPEAMENTO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO EM ESCALA 1:100.000 DA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE ALAGOAS, NE, BRASIL</i>	122
4.5.5	<i>4.5.5 PRODELTA DEPOSITS OF THE UPPER APTIAN MACEIÓ FORMATION, ALAGOAS BASIN, BRAZIL: HETEROGENEITIES ANALYSES FOR RESERVOIR QUALITY</i>	123
5	DISCUSSÃO	132
5.1	Depósitos de Frente Deltaica	133
5.2	A Atuação do Sal na Área	139
6	CONCLUSÃO	142
	REFERÊNCIAS	144

1 INTRODUÇÃO

O estudo de afloramentos de depósitos sedimentares como análogos de reservatórios de hidrocarbonetos é uma ferramenta fundamental para a compreensão e previsão do comportamento dos reservatórios em condições reais. Através do conhecimento dos sistemas deposicionais, incluindo sua natureza, integração de informações da geometria e heterogeneidades, é possível realizar a geração de modelos análogos mais precisos que permitam um melhor direcionamento das atividades de exploração e exploração de hidrocarbonetos. Assim, devido ao limitado volume de dados fornecidos pela sísmica, que possui baixa resolução vertical, e pelos poços, que apresentam baixa resolução lateral, o estudo de análogos em afloramentos tem sido utilizado para suprir essa lacuna (Howell *et al.*, 2014).

Os arenitos originados por fluxos gravitacionais subaquosos, em conjunto com outras litologias, compõem as sequências turbidíticas, que se destacam como excelentes rochas reservatórias, selantes e geradoras de petróleo nas bacias da margem continental brasileira. Essas sequências têm o potencial de formar campos petrolíferos de grande magnitude e, na maioria dos exemplos brasileiros, estão localizadas em subsuperfície, em grandes profundidades. Devido à sua relevância e complexidade, foram amplamente estudadas nas últimas décadas e continuam sendo alvo de pesquisas atuais.

No Brasil, os turbiditos estão presentes principalmente na fase rifte da formação das bacias da margem passiva, sob condições lacustres profundas e na seção marinha, destacando-se a partir do Neocretáceo (Della Fávera, 2001), onde se encontram grandes reservatórios, especialmente na Bacia de Campos. As bacias marginais do tipo rifte costumam apresentar, ao longo de suas margens, leques aluviais coalescentes, que normalmente evoluem para planícies aluviais, mas podem submergir em lagos devido a variações no nível da água ou ao controle tectônico. Nesses casos, parte dos depósitos se transforma em leques sublacustres, resultando na deposição dos turbiditos.

O presente trabalho possui como foco de estudo o afloramento do Morro do Camaragibe, pertencente à Formação Maceió, localizado na parte norte da Bacia de

Alagoas, no estado de Alagoas, nordeste do Brasil. Reservatórios formados originalmente em ambientes fluviais e deltaicos, apresentam alta heterogeneidade, o que torna sua caracterização em subsuperfície desafiadora. Este afloramento está inserido em um contexto rifte, resultante das fases de ruptura continental do Gondwana que originou o Oceano Atlântico Sul, durante o Cretáceo Inferior (Aptiano). O afloramento é classificado como uma sucessão de turbiditos e depósitos associados bem preservados e bem expostos de grande continuidade lateral. Assim, o afloramento está associado a eventos de sedimentação episódica, sob a forma de fluxos gravitacionais, originando uma variedade de características faciológicas semelhantes às encontradas em depósitos sedimentares de outras bacias produtoras da margem continental brasileira.

O afloramento estudado nessa monografia é um clássico, sendo alvo de diversos trabalhos na literatura (Jordan, 1910. Arienti 1996; Siqueira 2002; Lira 2004; Malabarba 2004, Nascimento & Lima Filho 2005; Arienti 2006, Souza & Carvalho 2007, Souto & Schwanke 2010, Santos *et al.*, 2022). Apesar da variedade de trabalhos focados no afloramento do Morro do Camaragibe, aspectos controversos em relação a interpretação de fácies e sistema deposicional motivou este estudo.

A coleta de dados por meio de estudos sedimentares em afloramentos, incluindo a descrição da rocha, o sistema deposicional, as heterogeneidades e os fraturamentos, é essencial para a elaboração de um modelo representativo do depósito real e para a comparação com os modelos turbidíticos já existentes.

As informações obtidas sobre as geometrias e o trato de fácies dos depósitos sedimentares em afloramentos são utilizadas na construção de modelos, que podem ser aplicados a seus análogos em subsuperfície.

1.1 Objetivo e Metas

O presente estudo, inserido no Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH-ANP, por meio do SISTEMA PETROLÍFERO ANÁLOGO E SIMULAÇÃO DE RESERVATÓRIOS EM BACIAS SEDIMENTARES (PRH 47.1 - UFPE), e também como resultado final da disciplina de Geologia de Campo 4 (GE 337), teve como objetivo principal a reconstrução da arquitetura de fácies e criação de um modelo deposicional do depósito prodeltaico da Formação Maceió na Bacia de Alagoas, NE. Os dados

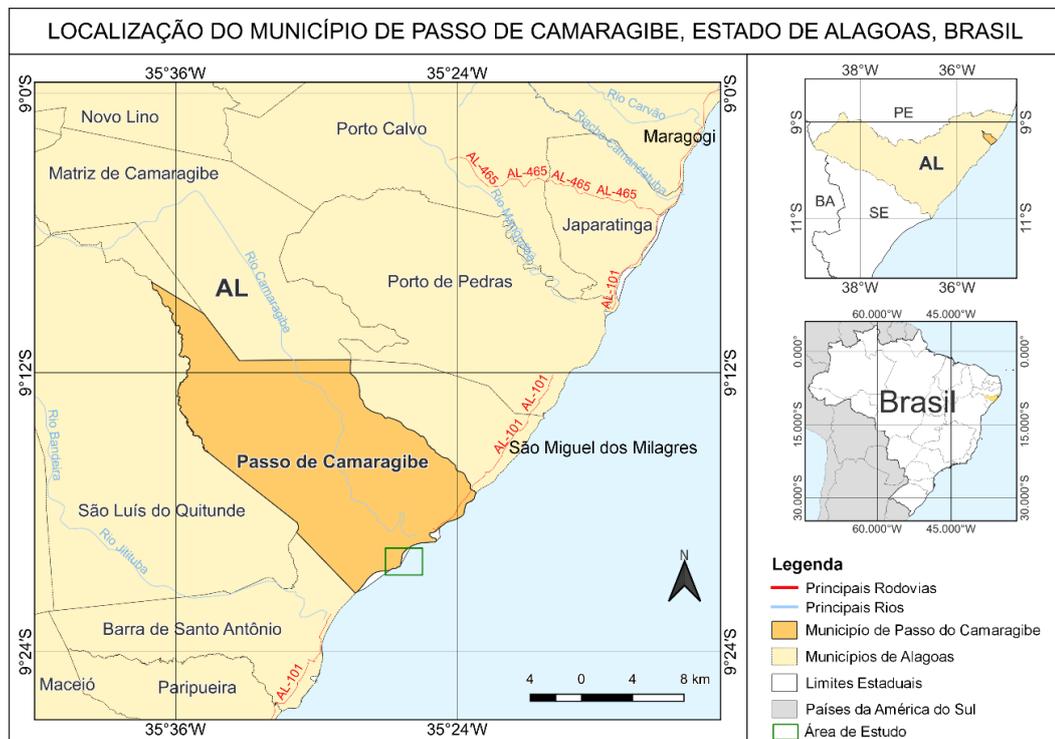
gerados nesta monografia procuram abordar brevemente a questão dos fluxos gravitacionais que geraram a sucessão do Morro do Camaragibe, auxiliando também no melhor entendimento da estruturação dos depósitos de areia de prodelta da Bacia Alagoas durante o estágio final de sedimentação do rifte.

1.2 Localização da área de estudos

O Morro do Camaragibe possui uma área de estudo com cerca de 1km de extensão no sentido *dip*, e está inserida na porção norte da Bacia de Alagoas, na mesorregião do Leste de Alagoas. O afloramento faz parte da Formação Maceió, e está localizado no município de Passo do Camaragibe, Estado de Alagoas, Nordeste do Brasil (Figura 1).

Saindo de Recife, o percurso segue pela rodovia PE-60 em direção ao sul. Ao entrar no estado de Alagoas, a rodovia passa a ser denominada AL-101 Norte, sentido Maragogi. Para chegar ao afloramento, o caminho a ser seguido é a rodovia AL-465 até o município de Porto Calvo, onde se segue para a AL-101 e também vias locais.

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada, com ênfase nos municípios próximos e principais rodovias e hidrografia da região.



Fonte: A autora (2025).

1.3 Materiais e Métodos

A metodologia adotada neste trabalho foi composta pelas seguintes etapas:

1.3.1 Levantamento Bibliográfico

Realizou-se uma pesquisa bibliográfica com o objetivo de obter informações sobre a Bacia Alagoas e a Formação Maceió, além de explorar temas relacionados, como os processos que ocorreram na formação do Morro do Camaragibe (fluxos gravitacionais e sistemas deltaicos) e também em áreas semelhantes ao deste estudo. Para isso, foram consultados teses, dissertações, artigos científicos, anais de congressos e simpósios, seminários e projetos pertinentes ao tema.

1.3.2 Aquisição de Dados de Campo

Para a coleta de dados do afloramento, foram realizadas duas viagens de campo: a primeira, entre os dias 13 e 17 de dezembro de 2023, e a segunda entre os dias 11 e 16 de março de 2024. A escolha dessas datas se deu por conta da melhor janela de amplitude da maré (maré mais baixa possível), que possui forte influência no local.

No total, foram medidos cerca de 40 metros de seções colunares detalhadas ao longo de aproximadamente 500m de extensão das camadas alvo deste estudo. As seis seções levantadas (MC-1 a 6) possuem espessuras variáveis (entre 434 cm e 1056 cm) e foram perfiladas em uma escala de detalhe de 1:20, com descrição da continuidade vertical e lateral de camadas individuais, medições de paleocorrentes e coleta de amostras para confecção de lâminas petrográficas. A seleção do ponto de coleta foi determinada a partir das superfícies mais representativas de cada perfil, seguindo a ordem de porção de base, intermediário e topo da seção. Cada perfil sedimentar foi acoplado a um perfil de raio gama adquirido a partir de medições CPS (cintilações por segundo) com o auxílio de um Gamaespectrômetro. As medições foram obtidas a cada 10 cm de distância. Um painel de correlação de fácies com até cerca de 400 m de comprimento foi elaborado através da obtenção de imagens com auxílio do drone DJI MAVIC 2S. O uso se deu devido à intenção de ilustrar a extensão e a geometria das camadas individuais e o empilhamento vertical das fácies. Tendências de distribuição de sedimentos foram obtidas por medições de paleocorrentes.

1.3.3 Processamento de Dados

Para esta etapa, foram realizados trabalhos em laboratório que consistiram em análise petrográfica dos sedimentos, correlações entre as seções sedimentares, interpretação e processamento de informações coletadas.

1.3.3.1 Perfis Sedimentares e Modelo 3D

Para a análise dos elementos arquiteturais e das superfícies limitantes, foram tiradas fotos com o auxílio do drone DJI MAVIC 2S. As imagens foram capturadas ortogonalmente ao afloramento, com zoom fixo e deslocamentos laterais para garantir a cobertura completa do afloramento, assegurando uma superposição parcial entre as fotos de no mínimo 30%. Um modelo 3D do afloramento foi realizado utilizando o software Agisoft Metashape® 2019 v1.5.1, baseado em 314 fotografias para auxiliar nas interpretações.

No total, foram levantados seis perfis sedimentológicos, acoplados a perfis de raio gama, utilizando-se o software CorelDraw. As fácies descritas foram classificadas e interpretadas de acordo com os preceitos de Miall (2000), com base em suas associações genéticas, considerando litologias, características texturais dos grãos (como a granulometria, grau de seleção, arredondamento e esfericidade) e estruturas sedimentares, aspectos fundamentais para a análise do ambiente deposicional. As medidas de paleocorrentes também foram fundamentais para as tendências de transporte sedimentar. Os diagramas de roseta, utilizados para representar as tendências dessas paleocorrentes na dispersão sedimentar, foram gerados por meio do *software* Stereonet.

1.3.3.2 Perfis de Raio Gama

A perfilagem gamaespectrométrica tem como principal objetivo auxiliar nos estudos de conteúdo de argilas das unidades estratigráficas, uma vez que os elementos radioativos tendem a se concentrar nos argilominerais. Com as informações do conteúdo de argila, é possível utilizar os perfis para a definição de litotipos, variações granulométricas, padrões de empilhamento e sequências deposicionais (Rieder, 1990). A identificação de padrões ou assinaturas em perfis de raio gama é amplamente empregada na análise estratigráfica e na caracterização de reservatórios em subsuperfície, especialmente quando não se dispõe de dados

diretos, como testemunhos. Nesses casos, modelos de formatos de curva são usados para refletir variações típicas de argilosidade associadas a diferentes litotipos e sistemas deposicionais. A realização de levantamentos geofísicos foi facilitada pela ampla extensão lateral e vertical do afloramento estudado. Cada perfil sedimentar foi acoplado a um perfil de raios gama adquirido a partir de medições CPS (cintilações por segundo) com o auxílio de um Gamaspétrômetro Portátil RS-230 BGO, Fabricante *Radiation Solutions* Inc. Serial 3642. As medições foram obtidas a cada 10 cm de distância. Na falta de análises petrográficas, o conteúdo de lama foi deduzido de assinaturas de raios gama baixas ou altas, coletadas de um espectrômetro padrão. Alto ou baixo teor de lama sugere arenitos “sujos” ou “limpos”, respectivamente.

1.3.3.3 Análise Petrográfica

As amostras coletadas foram enviadas à empresa GEOLAB - Soluções Geológicas para a preparação de seções delgadas. Foram confeccionadas doze lâminas para descrições petrográficas, impregnadas com corante azul de metileno para destacar o espaço poroso. A análise incluiu: i) permeabilidade e análise visual semi-quantitativa da porosidade; ii) aspectos texturais; iii) descrição do arcabouço; iv) aspectos diagenéticos e v) maturidade mineralógica e textural. Por fim, os dados foram compilados e empregou-se a classificação de Folk (1968). A análise dessas lâminas foi realizada com o auxílio do microscópio Axioscope 5 da Zeiss integrado ao sistema de captura AxioCam 305 color, com 5 Mpx de resolução.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Embasamento: Província Borborema

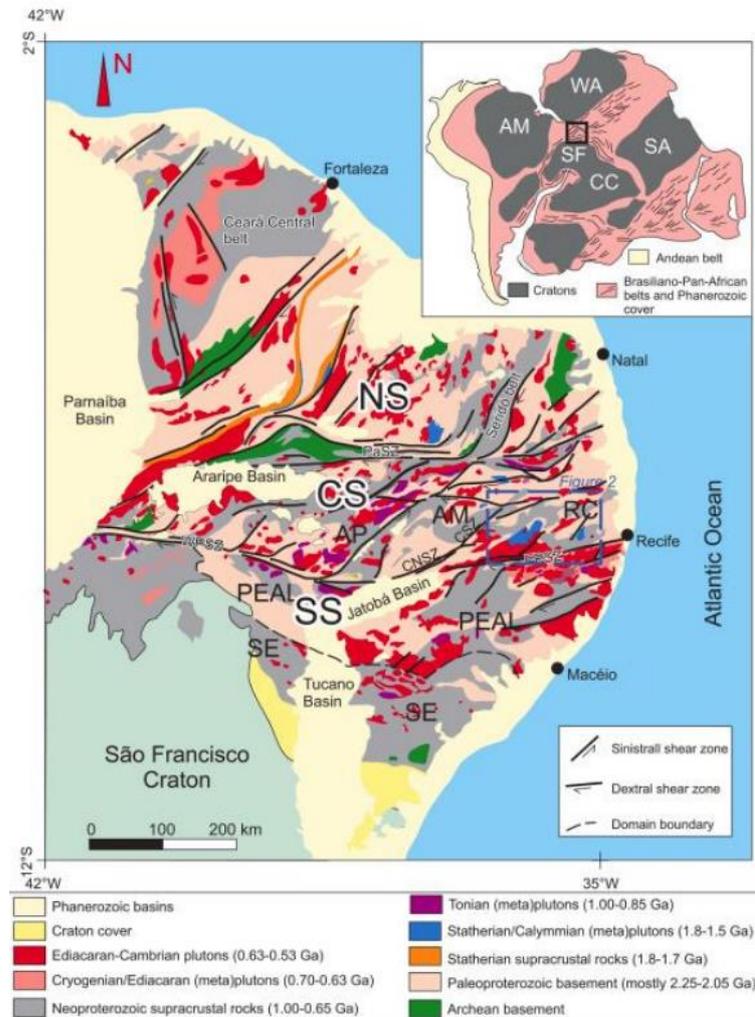
O termo "Província Borborema" (PB) foi originalmente proposto por Almeida et al. (1977) para identificar a região nordeste da Plataforma Sul-Americana. Com uma área de cerca de 250000 km² (Neves *et al.*, 2021), essa província se destaca pela presença de extensas zonas de cisalhamento orientadas, com cinemática dextral de tendência NE a NNE, formadas durante um significativo evento de deformação dúctil associado ao ciclo orogênico Brasileiro (650-550 MA; Almeida, Brito Neves & Dal Ré Carneiro, 2000). O sistema é caracterizado por duas principais zonas de cisalhamento: as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, ambas com cinemática dextral e orientação predominante na direção Leste. Além disso, inclui diversas zonas de cisalhamento dextrais menores, bem como zonas de cisalhamento dextral com tendência E e zonas dextrais e sinistrais com tendência NE (Neves, 2021; Neves *et al.*, 2021). É importante ressaltar que esse sistema se formou nos estágios finais da orogenia Neoproterozóica Brasileira (Pan-Africana) e foi acompanhado pela intrusão de granitóides concentrados, datados entre aproximadamente 0,59 e 0,56 Ga. Esses eventos ocorreram mais de 20 milhões de anos após o estágio principal de deformação contracional (Neves *et al.*, 2021; Ganade *et al.*, 2021).

A Província Borborema abrange grande parte do Nordeste brasileiro, estendendo-se desde o estado de Sergipe até a porção oriental do Piauí. Seus limites são definidos pelas bacias costeiras ao norte e leste, enquanto, a oeste e ao sul, é delimitada pela Bacia do Parnaíba e pelo Cráton São Francisco, respectivamente (Figura 2).

De acordo com Ganade *et al.* (2021), a Província Orogênica da Borborema é interpretada como resultado de duas colisões distintas e interativas: uma localizada a oeste, relacionada à separação do Gondwana, e outra ao sul, vinculada ao Orógeno Borborema Meridional. Essa dinâmica formativa conferiu à Borborema um formato de cunha triangular, controlado por um sistema de zonas de cisalhamento neoproterozóicas que segmenta a província em sub-províncias norte, central e sul, cada uma composta por diversos domínios associados. As distintas características geológicas e geofísicas dos diversos blocos crustais que compõem a região da

Província Borborema levaram pesquisadores a sugerir sua subdivisão em cinco terrenos ou domínios tectônicos principais, separados por zonas de cisalhamento (ou lineamentos) (Campelo, 1999; Oliveira Rodrigues, 2008; Sá *et al.*, 1992; Santos & Medeiros, 1999): Domínios Sul, Transversal ou Central, Rio Grande do Norte, Ceará e Médio Coreau.

Figura 2 - Reconstrução pré-deriva da África do Sul e América do Sul mostrando os principais crátons (AM, Amazoniano; CC-SF, Congo-São Francisco; SA, Saariano; WA, Oeste Africano) e províncias Brasileiras/Pan-Africanas. O quadrado indica a localização da Província de Borborema. Mapa principal. Esboço mostrando a subdivisão da Província de Borborema em subprovíncias do Norte (NS), Central (CS) e Sul (SS) (modificado de Neves, 2021). Domínios mencionados no texto: AM, Alto Moxoto; AP, Alto Pajeú; PEAL, Pernambuco-Alagoas; RC, Rio Capibaribe; SE, Sergipano. Zonas de cisalhamento: CSZ, Congo; CNSZ, Cruzeiro do Nordeste; EPSZ, Leste de Pernambuco; PaSZ, Patos; WPSZ, Oeste de Pernambuco.



Fonte: Extraído de Neves et al. (2022).

No Mesozoico, durante a ruptura do Gondwana Ocidental e a abertura do Oceano Atlântico, muitas das descontinuidades previamente mencionadas foram reativadas por uma tectônica extensional (Matos, 1987, 1992). Segundo esse autor, os esforços resultantes dessa fragmentação favoreceram o desenvolvimento de um conjunto de pequenas bacias intracontinentais, além de contribuírem para a formação das bacias marginais, como parte do processo de evolução do sistema de riftes cretáceos no Nordeste Brasileiro.

2.2 Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL)

O Domínio PEAL é dividido em duas porções, leste e oeste, separadas pela Bacia de Jatobá e a porção norte da Bacia do Tucano. A porção leste compreende cerca de 75% do domínio total e inclui a maior parte das intrusões graníticas representativas. Os primeiros estudos consideraram a região como um embasamento granítico-migmatítico Arqueano intrudido por batólitos graníticos Neoproterozóicos (Brito Neves, 1975; Brito Neves *et al.*, 2000).

A denominação Domínio PEAL evoluiu de "Maciço Pernambuco-Alagoas" (Brito Neves, 1975) para "Terreno Pernambuco Alagoas" (Santos, 1995) e "Complexo Pernambuco-Alagoas" (Silva Filho *et al.*, 2002). Santos (1995) identificou o Complexo Belém de São Francisco (ortognaisses graníticos a tonalíticos-granodioríticos) e o Complexo Cabrobró (sequências metavulcanossedimentares com xistos, paragnaisses, mármore, quartzitos e rochas metamáficas) como principais unidades do domínio. Posteriormente, Brito Neves *et al.* (2008) incluíram o Subdomínio Rio Coruripe no PEAL.

Idades de cristalização e metamorfismo foram atribuídas ao Complexo Belém de São Francisco, com 2079 ± 34 Ma e 655 ± 7 Ma, respectivamente (Silva *et al.*, 2002). Sequências supracrustais foram subdivididas em Rio Una, Inhapi e Palmares, com base em dados geológicos, isótopos Nd e geocronologia U-Pb (Silva Filho *et al.*, 2007, 2014). Idades Rb-Sr sugerem rejuvenescimento isotópico no Neoproterozóico (Lima *et al.*, 1985; Brito Neves *et al.*, 1995).

Trabalhos posteriores mostram que o PEAL é formado por uma colagem de unidades com idades diversas, com idades-modelo Sm-Nd de 1,0 a 1,5 Ga, indicando que grande parte do protólito pode ser Mesoproterozóica ou mais jovem,

embora muitos gnaisses apresentem origens Arqueanas ou Paleoproterozóicas (Silva Filho *et al.*, 2002, 2005a, b). Assim, o PEAL não é um terreno litoestratigraficamente distinto, abrangendo rochas de alto grau semelhantes às do Domínio Transversal (Van Schmus *et al.*, 1995; Silva Filho *et al.*, 2002; Oliveira *et al.*, 2006).

2.3 Contexto Geológico da Bacia de Sergipe-Alagoas

2.3.1 Condicionamento Tectônico da Bacia de Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas está localizada no litoral nordeste do Brasil, abrangendo uma área total de 44.370 km². Dessa extensão, 12.620 km² correspondem à porção emersa, enquanto os 31.750 km² restantes estão na porção submersa, considerando a profundidade batimétrica de até 3.000 metros. A bacia apresenta uma configuração alongada na direção NE-SW, com cerca de 350 km de extensão paralela à costa.

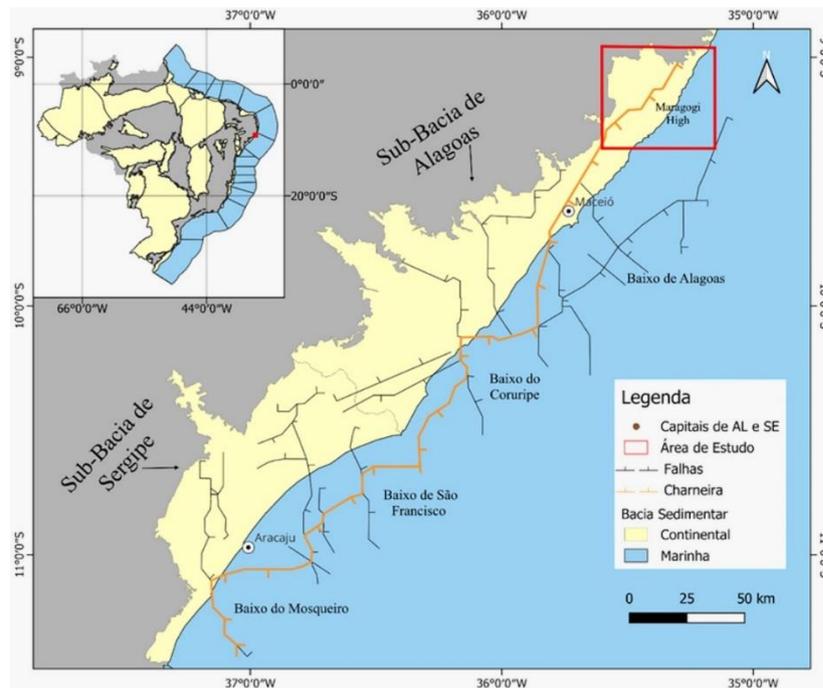
Os limites da bacia são definidos por diferentes estruturas geológicas: ao nordeste, ela é separada da Bacia de Pernambuco/Paraíba pelo Alto de Maragogi; ao sudeste, a porção emersa é delimitada pela Plataforma de Estância, enquanto a porção submersa faz limite com a Bacia de Jacuípe por meio do sistema de falhas do Vaza-Barris; ao oeste, encontra-se o embasamento cristalino pré-cambriano, formado por falhas distensionais e estruturas associadas (Figura 3). O limite interno entre as sub-bacias de Sergipe e Alagoas é dado pelo Alto de Japoatã-Penedo, e à leste, ocorre o afinamento da bacia em direção ao oceano.

Os estudos geológicos na Bacia de Sergipe-Alagoas se iniciaram na primeira metade do século 19, ganhando maior intensidade com o surgimento do interesse pelo potencial presença de petróleo na região em 1935, quando foram perfurados os primeiros poços no município de Maceió. As primeiras sondagens ocorreram na região norte do estado de Alagoas, onde, em 1957, foi registrada a primeira descoberta comercial de petróleo. Posteriormente, em 1963, foi identificado o Campo de Carmópolis, situado na porção terrestre da sub-bacia de Sergipe.

A Bacia de Sergipe-Alagoas apresenta um arcabouço tectônico moldado pelas diversas etapas do rifteamento que culminou na separação entre a África e a América do Sul (Figura 4). As estruturas formadas durante esse processo, incluindo

uma série de meio-*grabens* com inclinação de aproximadamente 10-15° para SW, cercados por zonas transcorrentes orientadas na direção NE, permitem uma correlação com as bacias conjugadas do Oeste Africano (Meyers *et al.*, 1996) (Figura 5).

Figura 3 - Mapa de localização da Bacia de Sergipe-Alagoas com a área de estudo destacada em vermelho. As falhas estão desenhadas em preto e a linha de Charneira Alagoas está em laranja.



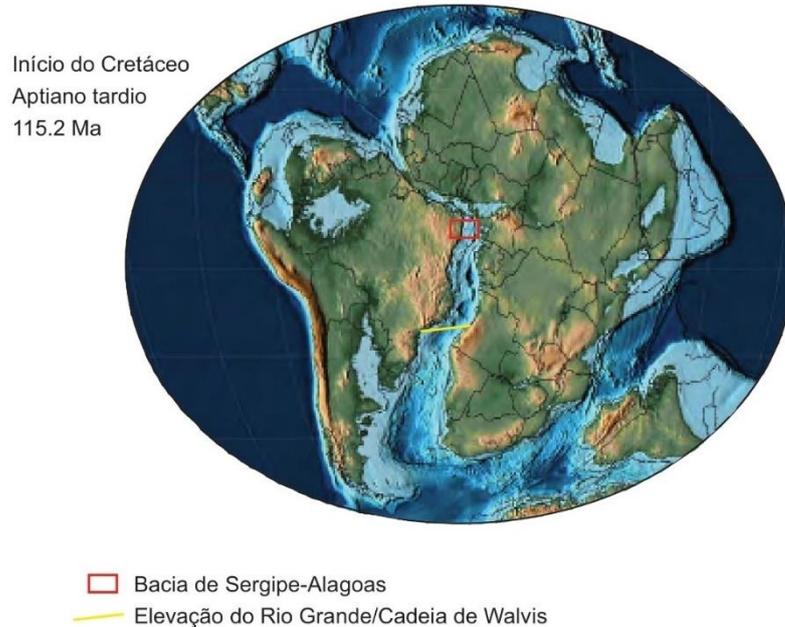
Fonte: Souza (2024). Falhas e charneira modificadas e simplificadas de Falkenhein *et al.*, (1986) e Van Der Ven *et al.* (1989).

As bacias de Sergipe e de Alagoas, antes referidas como uma única bacia, foram individualizadas a partir de diferenças importantes em seu caráter estrutural e estratigráfico (Feijó & Vieira, 1990; Feijó, 1992), onde metassedimentos do Sistema de Dobramentos Sergipano fazem parte da Bacia Sergipe, e rochas graníticas e gnáissicas do Maciço Pernambuco-Alagoas constituem a Bacia Alagoas.

A subdivisão natural da bacia reflete arranjos geotectônicos preexistentes, reativados durante o Jurássico-Cretáceo e, possivelmente, desde o Paleozóico Superior. A porção alagoana da bacia tem sido a mais intensamente dissecada pelos ciclos erosivos fanerozoicos, evidenciando uma maior propensão ao soerguimento, provavelmente devido à compensação isostática. A ausência do

Grupo Sergipe e a dissecação da supraestrutura do Complexo Macururé corroboram essa tendência.

Figura 4 - Modelo Paleogeográfico da ruptura do Gondwana no qual originou a formação da Bacia de Alagoas.



Fonte: A autora (2025). Modificado de Scotese (2014).

Na porção sergipana, observa-se uma preservação excepcional das sequências de deriva continental. Além disso, formas supraestruturais do embasamento, como o Domo de Itabaiana e a Janela de Simão Dias, ainda influenciam a morfologia da região.

Falkenhein et al., (1986) propuseram um modelo de desenvolvimento tectônico em três fases para a Bacia de Sergipe-Alagoas:

i) Durante a fase rifte, ocorreu um estágio inicial de extensão na direção E-W, resultando na formação de *grabens*, geralmente antitéticos, delimitados por falhas aproximadamente N-S. Esse estágio se estendeu do Andar Rio da Serra até o Eo-Jiquiá, no Cretáceo Inferior.

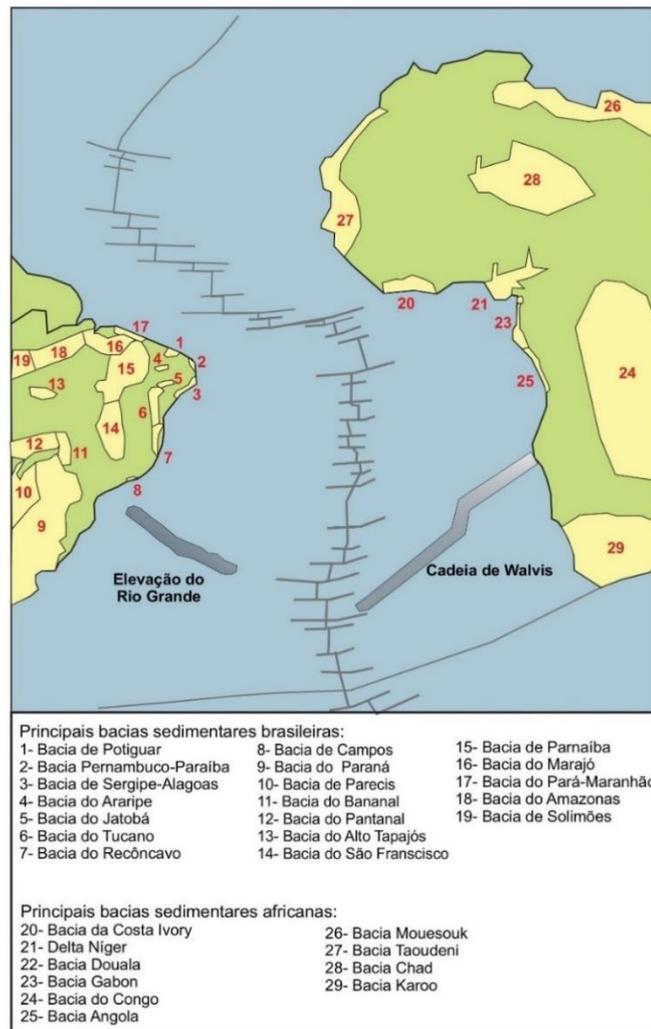
ii) No Meso-Jiquiá, prevaleceu um regime cisalhante com orientação NNE-SSW, responsável pelo deslocamento levógiro de 10 a 25 km das falhas normais pré-existentes de direção N-S, que foram reativadas como falhas transcorrentes sintéticas. Esse processo gerou novas falhas antitéticas com orientação WNW.

iii) Na última fase, atuou um regime puramente extensional de direção NW-SE, com rupturas orientadas WNW-ENE, formando um novo sistema de meio-*grabens*

antitéticos. Essa dinâmica resultou na criação da Linha de Charneira Alagoas, datada do Aptiano.

Na porção sergipana, observa-se uma preservação excepcional das sequências de deriva continental. Além disso, formas supraestruturais do embasamento, como o Domo de Itabaiana e a Janela de Simão Dias, ainda influenciam a morfologia da região.

Figura 5 - Modelo Paleogeográfico da ruptura do Gondwana no qual originou a formação da Bacia de Alagoas.



Fonte: A autora (2025). Modificado de Meyers (1996).

Lana (1985; 1990) propôs duas fases tectônicas para a evolução da Bacia de Sergipe-Alagoas:

Primeira fase: Caracterizada por um regime de cisalhamento simples, atribuído ao deslocamento horizontal entre a Microplaca Sergipana e o continente africano, durante o período compreendido entre o Andar Rio da Serra e o Jiquiá. No Andar

Alagoas, a tectônica tornou-se transpressional, resultando na interrupção da sedimentação.

Segunda fase: Marcada por um rifte gerado por estiramento crustal. Essa fase foi caracterizada por grandes falhas normais com rejeitos de até 5.000 metros e pelo desenvolvimento de uma linha de charneira com orientação N 45°E, indicando a atuação de um regime tectônico puramente extensional. Esse processo já estava em atividade na porção sul da bacia desde o Alagoas Inferior, ou possivelmente antes. Na porção norte, entretanto, a tectônica extensiva não se manifestou até, pelo menos, o Alagoas Superior, possivelmente devido ao soerguimento e erosão ocorridos nesse período.

Chagas *et al.*, (1983), com base em diversos estudos de natureza essencialmente estrutural realizados na bacia, propuseram um modelo evolutivo que associa os processos de extensão e transferência. Nesse modelo, destaca-se o papel fundamental das falhas de transferência na evolução do rifte, permitindo a acomodação de diferentes taxas de extensão entre blocos adjacentes ou mesmo entre grandes compartimentos estruturais.

2.3.2 *Configuração Estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas*

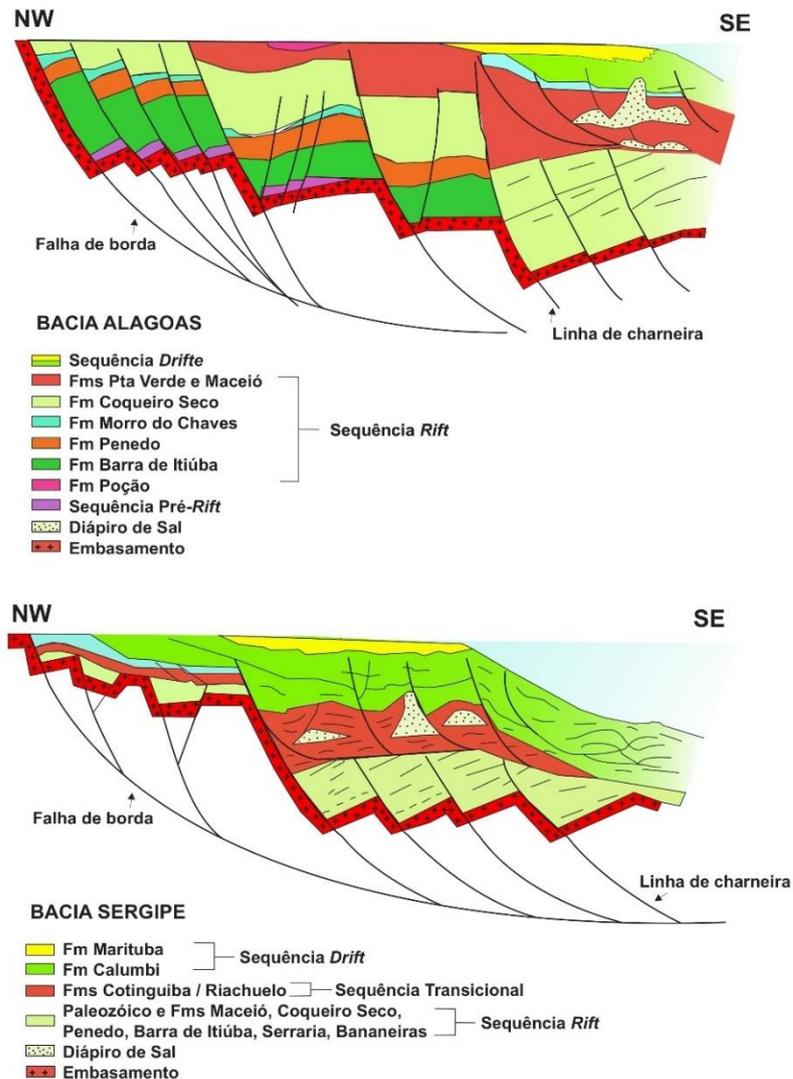
As bacias de Sergipe e Alagoas apresentam a sucessão estratigráfica mais completa entre as bacias marginais brasileiras. Apesar das semelhanças no preenchimento sedimentar de ambas, a seção cretácea inferior, correspondente às sequências rifte e transicional, é mais expressiva na Bacia Alagoas.

Em bacias do tipo rifte, como a Bacia Alagoas, o tamanho e a morfologia da bacia são relativamente limitados, e os processos deposicionais são altamente dinâmicos, resultando em uma diferenciação e segregação abruptas de fácies tanto vertical quanto lateralmente (Figura 6).

Ao longo das diversas fases de evolução da bacia, as falhas que definem os compartimentos tectônicos apresentaram comportamentos independentes, com eventos de soerguimento e subsidência ocorrendo de forma descontínua e desigual entre os compartimentos (Aquino & Lana, 1990). Esse processo exerceu um controle crucial sobre a localização dos depocentros e as características dos sistemas

deposicionais, culminando em uma distribuição espacial e estratigráfica complexa das Supersequências que compõem o preenchimento da bacia (Van Der Ven, 1989).

Figura 6 - Seções geológicas esquemáticas das bacias Sergipe e Alagoas de acordo com suas formações e supersequências.



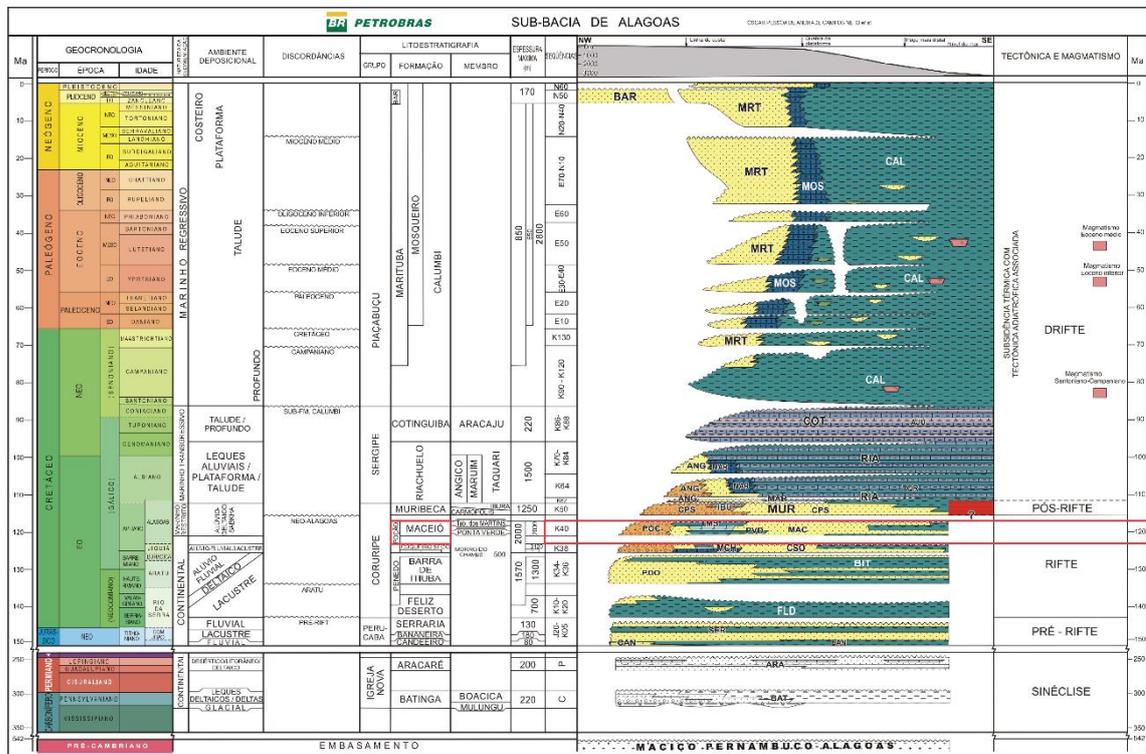
Fonte: A autora (2025). Modificado de Lira (2004) e Azambuja Filho *et al.*, (1998).

Ao longo das diversas fases de evolução da bacia, as falhas que definem os compartimentos tectônicos apresentaram comportamentos independentes, com eventos de soerguimento e subsidência ocorrendo de forma descontínua e desigual entre os compartimentos (Aquino & Lana, 1990). Esse processo exerceu um controle crucial sobre a localização dos depocentros e as características dos sistemas

deposicionais, culminando em uma distribuição espacial e estratigráfica complexa das Supersequências que compõem o preenchimento da bacia (Van Der Ven, 1989).

O arcabouço estrutural das Bacia Sergipe e Alagoas é marcado por um rifte assimétrico e alongado, com aproximadamente 350 km de extensão na direção NE-SW. Esta bacia, destaca-se por apresentar a sequência estratigráfica mais completa entre as bacias da região, organizada em cinco supersequências: Sinéclise Paleozoica, Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte (Figura 6). A classificação aqui adotada segue o modelo evolutivo proposto por Campos Neto *et al.* (2007), que subdivide os depósitos da bacia nessas cinco supersequências (Figura 7).

Figura 7 - Carta Cronoestratigráfica da Bacia de Alagoas.



Fonte: Extraído de Campos Neto et al., (2007).

O embasamento é composto por rochas metamórficas proterozoicas da Faixa Sergipana, granitóides proterozoicos do Maciço Pernambuco-Alagoas e metassedimentos cambrianos do Grupo Estância. A Supersequência Paleozoica é formada por sedimentos permo-carboníferos das formações Batinga e Aracaré, depositados em uma sinéclise intracratônica. As demais supersequências estão associadas ao riftingamento do supercontinente Gondwana e à separação das placas sul-americana e africana, resultando na abertura do Oceano Atlântico Sul. O

afloramento aqui estudado está situado na Supersequência Rifte, que é o foco deste trabalho.

2.3.2.1 Supersequência Rifte

O estágio rifte é caracterizado pelo desenvolvimento de um conjunto de *grabens* e *semi-grabens*, com padrões de sedimentação e distribuição de fácies distintos (Ojeda 1982), desenvolvidos em depressões tectônicas do tipo *rift-valley* (Ponte *et al.* 1978; Ojeda 1982), que contornavam as futuras margens sudeste e leste. Nessas depressões, formaram-se bacias lacustres associadas a sistemas flúvio-deltaicos, que promoveram a deposição de arenitos intercalados com folhelhos e, em menor proporção, calcários interestratificados com cunhas de conglomerados sintectônicos, acumulados ao longo do Neocomiano (Ponte & Asmus 1976, 2004).

Em relação a bacia Sergipe-Alagoas, a fase rifte marcou o início da subsidência mecânica na bacia, controlada pelo desenvolvimento de um sistema de falhas predominante N-S, cruzado por falhas E-W. Durante esse período, ocorreram deposições sedimentares em condições tectônicas instáveis, com variações bruscas de fácies tanto lateral quanto verticalmente (Lana, 1991). Os ambientes fluviais, deltaicos e lacustres foram predominantes, e, no final da fase, deu-se origem a um ambiente de mar restrito, onde se depositou o Grupo Coruripe, composto pelas Formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba, Penedo, Rio Pitanga, Coqueiro Seco, Poção e Maceió (Campos Neto *et al.*, 2007).

A Formação Feliz Deserto, conforme Campos Neto *et al.* (2007), consiste em folhelhos esverdeados com delgadas camadas de arenitos e está situada na base da Formação Barra de Itiúba. Esta última é composta por arenitos, siltitos e folhelhos de origem deltáico-lacustre, com raros calcilutitos acastanhados (Campos Neto *et al.*, 2007; Feijó, 1994).

A Formação Penedo é caracterizada por arcóseos finos a grossos, mal selecionados, de coloração branca e cinza-amarelada, com estratificações cruzadas acanaladas frequentemente deformadas por fluidização. Essas rochas refletem deposição em ambientes aluviais-fluviais, com possível retrabalhamento eólico (Feijó, 1994; Campos Neto *et al.*, 2007).

Na Formação Rio Pitanga, depósitos de leques aluviais provenientes das bordas elevadas do rifte geraram arenitos grossos, conglomerados polimíticos avermelhados a esverdeados e brechas, formando cunhas sedimentares perpendiculares às falhas de borda (Feijó, 1994).

O segundo pulso de rifteamento resultou na Formação Coqueiro Seco, composta por arcóseos finos a grossos acastanhados e folhelhos lacustres (Feijó, 1994), e na Formação Morro do Chaves, caracterizada por calcirruditos e folhelhos (Campos Neto *et al.*, 2007).

A Formação Poção (foco secundário deste trabalho), segundo Feijó (1994), apresenta conglomerados com seixos e blocos graníticos de até 3 metros, envolvidos em matriz arcoseana mal selecionada. Já a Formação Maceió, foco principal deste trabalho, é composta por arcóseos finos a grossos, de coloração cinza-claro a castanha, além de folhelhos betuminosos e intercalações de evaporitos, como anidrita, halita e dolomita (Feijó, 1994).

2.3.3 Formação Poção

A Formação Poção é caracterizada por rochas que são compostas por conglomerados contendo seixos e matacões oriundos de rochas graníticas que podem atingir até 3 metros de diâmetro, imersos em uma matriz arcoseana muito mal selecionada (Figuereido, 1978). Sua parte aflorante ocorre exclusivamente na Bacia Alagoas e, anteriormente, eram denominadas Membro Carmópolis da Formação Muribeca (Schaller, 1969).

A seção aflorante da Formação indica sua localização na borda da bacia, com a maior espessura registrada nas proximidades das falhas marginais. Apesar disso, as rochas podem se estender ocasionalmente para o sudeste, como observado nas proximidades de Maceió. A formação apresenta transições laterais para as formações Penedo, Coqueiro Seco e Maceió. Os depósitos da Formação Poção foram gerados em leques aluviais sintectônicos (Feijó, 1994). Sua idade, atribuída ao intervalo Jiquiá-Alagoas, foi estimada com base em correlação por dados sísmicos, já que esses depósitos não contêm fósseis.

2.3.4 Formação Maceió

A Formação Maceió, originalmente considerada um membro da antiga Formação Muribeca (Schaller, 1969), foi promovida a formação independente devido a sua ampla e mapeável distribuição (Feijó, 1994). Ela abrange quase toda a Bacia Alagoas e o bloco baixo da Linha de Charneira Alagoas na Bacia Sergipe (Figura 5). Mais tarde, Souza-Lima et al., (2019), usando critérios estratigráficos junto com interpretações sísmicas e de testemunhos, sugeriu que os afloramentos da porção norte da bacia de Alagoas, classicamente atribuídos a Formação Maceió, na verdade pertencem ao Membro Carmópolis da Formação Muribeca.

Constitui-se por intercalações de arenitos arcóseos finos a grossos de coloração cinza-claro e castanho, conglomerados com seixos e matações de granito e granodiorito (Abreu, 1989), folhelhos betuminosos com anidrita e dolomita, além de camadas de halita conhecidas como Evaporitos Paripueira (Feijó, 1994). Esses depósitos representam uma sequência turbidítica associada a fluxos gravitacionais subaquosos.

A formação sobrepõe-se concordantemente às Formações Coqueiro Seco e Ponta Verde, gradando lateralmente para a Formação Poção. A sedimentação ocorreu do Mesoptiano ao Eoalbiano (Falkenhein, 1984). Segundo Abreu e Potter (1990), os sedimentos clásticos e evaporitos foram classificados em sete fácies, incluindo conglomerados de leques deltáicos, arenitos fluvio-deltaicos, folhelhos lacustres/marinhos, arenitos turbidíticos e evaporitos. A espessura varia de poucos metros a mais de 3000 m, com estimativas sísmicas indicando até 5000 m.

Campos Neto et al. (1989) propuseram um sistema de leques sublacustres rasos, onde a fácies de arenito gradacional (reservatório do campo de Tabuleiro dos Martins) foi depositada como lobos coalescentes de depósitos bacinais. Em comparação com o afloramento de Morro do Camaragibe, observaram diferenças devido à proximidade da área-fonte, notando estruturas acanaladas no afloramento em questão.

Bruhn e Moraes (1989) interpretaram o afloramento de Morro do Camaragibe como depósitos distais canalizados de um sistema de cunhas clásticas subaquosas.

Azambuja Filho e Spadini (1994) identificaram cinco fácies, incluindo arenitos de preenchimento de canal, paraconglomerados de matriz arenosa, conglomerados lenticulares, arenitos finos laminados e folhelhos ricos em matéria orgânica com alto potencial gerador de hidrocarbonetos.

Arienti (1996) propôs três contextos deposicionais para as Formações Maceió e Poção, incluindo leques deltáicos de borda de falha, leques deltáicos axiais e leques subaquosos. Depósitos na área de Japaratinga e Barreiras do Boqueirão foram associados ao transporte axial de sedimentos (NE/SW). Em determinados casos, fluxos hiperpicnais atingiram áreas mais profundas (D'Ávila *et al.*, 2008), como é o caso do afloramento Morro do Camaragibe, onde foi caracterizado como depósitos turbidíticos de leques subaquosos.

Esses depósitos refletem variações climáticas: períodos úmidos geraram grande aporte siliciclástico formando leques turbidíticos, enquanto períodos áridos resultaram em depósitos de folhelhos e calcilitos ricos em matéria orgânica amorfa (Arienti, 2006).

A Formação Maceió engloba diversos contextos deposicionais, como leques deltáicos associados às falhas NE da bacia, leques deltáicos axiais, turbiditos hiperpicnais e depósitos lacustres (Arienti, 2006).

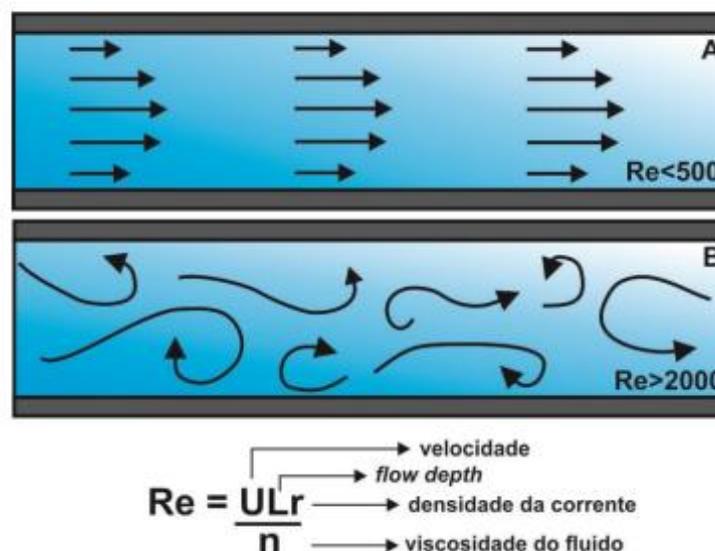
3 ESTADO DA ARTE

3.1 Fluxos Gravitacionais

Todos os fluidos possuem resistência ao fluxo, determinada pela viscosidade, que é influenciada pela composição e temperatura (Middleton & Hampton, 1973). Aumento de salinidade e carga sedimentar, especialmente argila, eleva a viscosidade, fazendo o fluido se comportar como uma mistura de água e sedimentos capaz de transportar grandes quantidades de material. A reologia dos fluidos é expressa pela relação entre a tensão cisalhante (*shear stress*) e a taxa de deformação (*shear strain*) (Shanmugam, 2006), resultando em fluidos newtonianos e binghamianos. Fluidos newtonianos não apresentam resistência inicial e deformam-se proporcionalmente à tensão aplicada, como correntes de turbidez, enquanto fluxos binghamianos possuem uma resistência inicial a ser superada, como fluxos de detritos. Fluxos newtonianos têm menor viscosidade e teor de sedimentos dispersos.

Os fluxos laminares e turbulentos são diferenciados pelo número de Reynolds. Esses fluxos ocorrem em sistemas viscosos ou com baixas velocidades, movendo-se em lâminas paralelas e com $Re < 500$. Já os fluxos turbulentos, com $Re > 2000$, envolvem movimentos caóticos e redemoinhos, sendo mais eficientes na erosão e no transporte de sedimentos (Fritz & Moore, 1988).

Figura 8 - Trajetória associada a cada tipo de fluxo. (A) Laminar, com número de Reynolds (Re) < 500 e (B) Turbulento, com número de Reynolds (Re) > 2000 . Modificado de Fritz e Moore (1988).

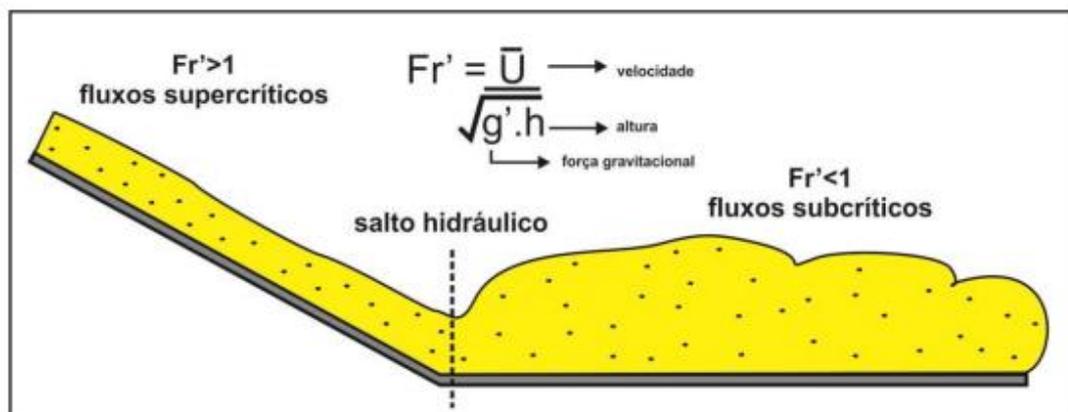


Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

Os fluxos podem mudar de comportamento ao longo de sua evolução, conforme descrito por Fisher (1983), que identifica quatro principais transformações: 1) transformações de corpo, que origina a transição entre regimes laminar e turbulento; 2) transformações de gravidade, o que gera a segregação gravitacional gera um fluxo bipartido, com uma camada basal laminar e concentrada, e uma superior diluída e turbulenta; 3) transformações de superfície, no qual a mistura do topo do fluxo com ar ou água ambiente aumenta a diluição e a turbulência, resultando em fluxo bipartido; e 4) transformações por fluidização, que gera o escape ascendente de fluidos da camada basal cria uma camada superior diluída e turbulenta. Os fluxos também são classificados em supercríticos e subcríticos, de acordo com as forças inerciais ou gravitacionais. A transição de supercrítico para subcrítico ocorre por meio do salto hidráulico (Komar, 1971), associado a zonas de desconfinamento ou quebras de gradiente, onde há uma redução abrupta na velocidade.

O comportamento dos fluxos é caracterizado pelo número de Froude, onde: Froude > 1 indica um fluxo supercrítico, com alta velocidade, regime superior, partículas em suspensão e grande agitação, enquanto que Froude < 1 se designa a um fluxo subcrítico, com baixa velocidade, regime inferior e deposição lenta.

Figura 9 - Modelo esquemático ilustrando o salto hidráulico e número de Froude em função dos fluxos inerciais e gravitacionais atuantes.



Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

3.1.1 Fluxos gravitacionais de sedimentos

Os Fluxos Gravitacionais de Sedimentos (FGS) são definidos como fluxos de sedimentos ou misturas de sedimentos e fluidos que se deslocam pela ação da gravidade. Nesses fluxos, um fluido mais denso se move através de um fluido de menor densidade devido ao contraste de densidade (Middleton & Hampton, 1973). Os FGS apresentam ampla variação, sendo caracterizados por fatores como concentração de sedimentos, coesão dos grãos, mecanismo de suporte entre grãos, duração do fluxo, reologia e densidade relativa do fluxo em relação ao ambiente (Mulder & Alexander, 2001; Haughton *et al.*, 2009; Shanmugan, 2012).

Com base na diferença de densidade entre o fluxo (ρ_f) e a água do meio (ρ_a) (Figura 10), os FGS podem ser divididos em quatro tipos principais (Bates, 1953; Mulder *et al.*, 1997a, Mulder & Alexander, 2001):

1. Fluxos hipopícnais ($\rho_f < \rho_a$): Ocorrem próximo a desembocaduras de rios, com sedimentos dispersos em plumas flutuantes.
2. Fluxos homopícnais ($\rho_f = \rho_a$): Caracterizam-se pelo equilíbrio de densidade entre fluxo e ambiente.
3. Fluxos hiperpícnais ($\rho_f > \rho_a$): Estão associados a fluxos basais diretamente relacionados a efluentes fluviais, mas não a fluxos de densidade formados exclusivamente em bacias marinhas.
4. Fluxos mesopícnais (ρ_f entre as densidades de duas camadas de água estratificada): Ocorrem em ambientes marinhos com contraste de densidade entre camadas de água, devido a variações de salinidade ou temperatura, ou em lagos termais.

Em ambientes lacustres sem influência térmica, predominam fluxos hiperpícnais, devido à baixa densidade da água doce, embora fluxos hipopícnais possam ocorrer próximos a desembocaduras de rios (Mulder & Alexander, 2001). Fluxos hiperpícnais e hipopícnais podem se transformar em fluxos homopícnais devido à turbulência durante o fluxo.

Dott (1963) propôs uma classificação dos processos subaquáticos movidos por gravidade com base no comportamento mecânico (elástico-plástico-viscoso), dividindo os depósitos em quatro tipos principais: 1) Avalanches, que possui

comportamento elástico; 2) deslizamentos e escorregamentos, que possui comportamento elástico e plástico, 3) fluxos de detritos, que possui comportamento plástico; e 4) correntes de turbidez, que possui comportamento viscoso.

Essa classificação não considera os turbiditos como processos de transporte de massa, mas como um tipo de fluido viscoso.

3.1.2 Mecanismos de suporte de grãos

Middleton & Hampton (1973) classificaram os fluxos gravitacionais de sedimentos com base em quatro mecanismos principais de suporte de grãos (Figura 11):

1. *Debris flows*: Grãos maiores são suportados pela força de coesão da matriz.
2. Fluxos de grãos: Os grãos são mantidos por pressão dispersiva.
3. Fluxos fluidizados: O suporte dos grãos ocorre devido à força gerada pelo escape de fluido ascendente.
4. Correntes de turbidez: Os grãos permanecem em suspensão principalmente devido à turbulência.

Esses mecanismos podem variar gradualmente conforme aumenta a entrada de água (fluido circundante) no sistema. Em muitos casos, mais de um mecanismo de suporte de grãos pode atuar simultaneamente em um fluxo gravitacional de sedimentos específico.

Mulder & Alexander (2001) classificaram os fluxos sedimentares de densidade com base em seu comportamento reológico, dividindo-os em duas categorias principais:

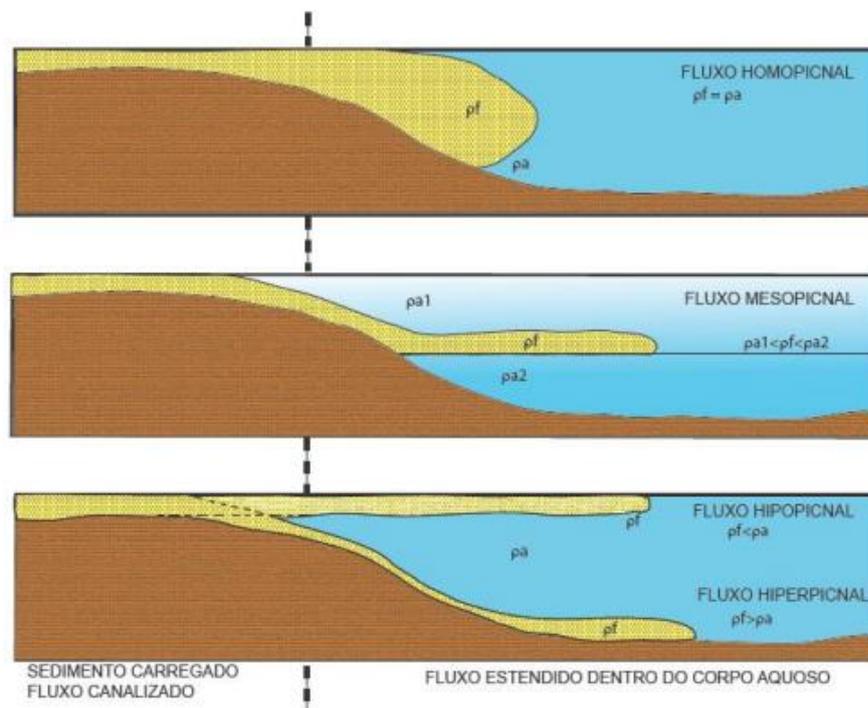
Fluxos coesivos: Caracterizam-se pela presença de resistência (*strength*) na matriz, devido à coesão entre partículas, geralmente de granulometria fina. Essa coesão impede a penetração de água no fluxo, mantendo a conexão entre as partículas no corpo sedimentar. Os fluxos coesivos subaquosos são subdivididos em: 1) Fluxos de detritos (*debris flows*), com sedimentos de granulometria mais grosseira; e 2) Fluxos lamosos (*mud flows*), no qual são compostos predominantemente por partículas finas.

Fluxos não coesivos: Formados por partículas distintas, capazes de desenvolver maior porosidade (espaço intergranular) durante o fluxo, predominantemente preenchida por água em ambientes subaquosos.

Os fluxos não coesivos subaquosos foram subdivididos pelos mesmos autores com base na concentração de sedimento por volume, resultando em três classes principais:

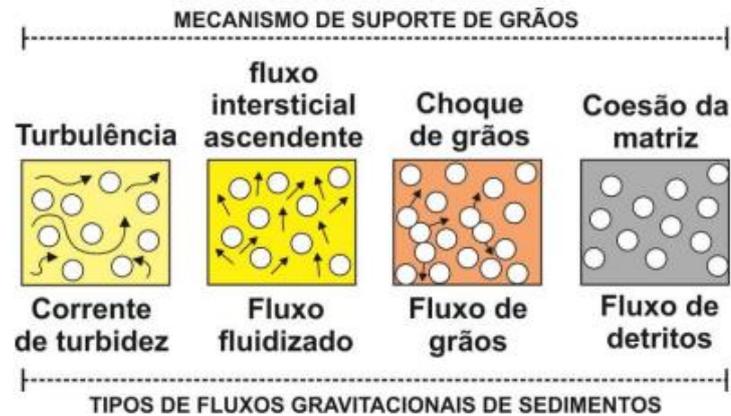
- Fluxos de densidade hiperconcentrados.
- Fluxos de densidade concentrados.
- Correntes de turbidez: Estas, por sua vez, são classificadas de acordo com o tempo de duração em três subtipos:
 - Surge.
 - *Surge-like flows*.
 - *Quasi-steady currents*.

Figura 10 - Tipos de fluxos de densidade. ρ_f – densidade do fluido; ρ_a – densidade da água do ambiente; ρ_{a1} e ρ_{a2} – densidade da água do ambiente em corpo estratificado. Modificado de Bates (1953); Mulder *et al.*, (2007) e Mulder, & Alexander (2001).



Fonte: Extraído de Moreira (2015).

Figura 11 - Fluxos gravitacionais de sedimentos classificados de acordo com o mecanismo de suporte de grãos. Middleton & Hampton (1973).



Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

Haughton et al. (2009) ampliaram os esquemas de classificação de fluxos gravitacionais de sedimentos ao incluir a presença de fluxos mistos (compostos ou híbridos; Figura 12), com base nas características finais dos depósitos, reologias inferidas e o estado de turbulência do fluxo gerador.

O esquema proposto distingue depósitos associados a três tipos principais de fluxos:

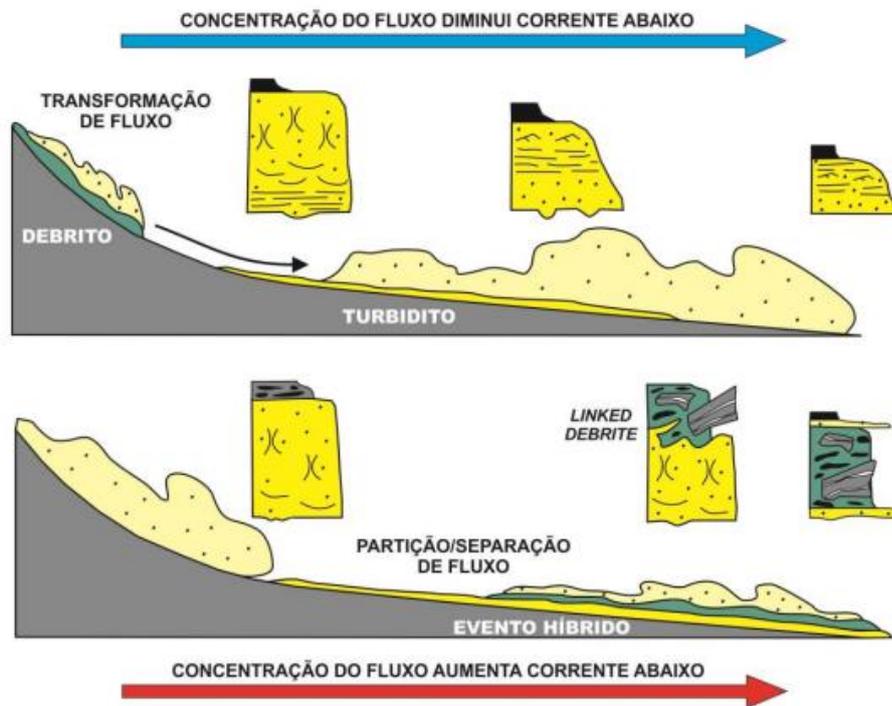
1. Fluxos coesivos: Como fluxos de detritos e fluxos de lama.
2. Fluxos não coesivos: Incluindo correntes de turbidez de alta e baixa densidade, bem como fluxos de detritos não coesivos.
3. Fluxos mistos: Evidenciados por depósitos que refletem comportamento híbrido em algum momento do fluxo.

Os depósitos finais de fluxos mistos tendem a formar camadas com as seguintes características:

- a) Mudanças ascendentes de coesivos para não coesivos.
- b) Mudanças ascendentes de não coesivos para coesivos, às vezes sobrepostas por depósitos de fluxos não coesivos.
- c) Intercalações cíclicas complexas, alternando entre fluxos mais e menos coesivos.

Figura 12 - Esquema de classificação baseado na proposta de fluxos mistos (ou eventos híbridos) em um espectro entre fluxos de detritos e correntes de turbidez (Haughton et al., 2009). Camadas híbridas são resultantes da ação conjunta de fluxos não-coesivos e coesivos que operam simultaneamente no mesmo evento deposicional, denominadas por Haughton et al. (2009) de linked-debrites.

TIPO DE FLUXO	ESTRUTURA DO FLUXO	DEPÓSITOS	COMPORTAMENTO
FLUXO DE DETRITOS		DEBRITO	FLUXO LAMINAR PROFUNDIDADE VELOCIDADE (L)
FLUXOS CO-GENÉTICOS		LINKED DEBRITE	PROFUNDIDADE VELOCIDADE (T) (L)
FLUXOS TIPO SLURRY		ARENITO BANDADO	
CORRENTE DE TURBIDEZ DE ALTA DENSIDADE		TURBIDITO DE ALTA DENSIDADE	FLUXO TURBULENTO PROFUNDIDADE VELOCIDADE (T)
CORRENTE DE TURBIDEZ DE BAIXA DENSIDADE		TURBIDITO DE BAIXA DENSIDADE	



Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

3.1.3 Fluxo de detritos

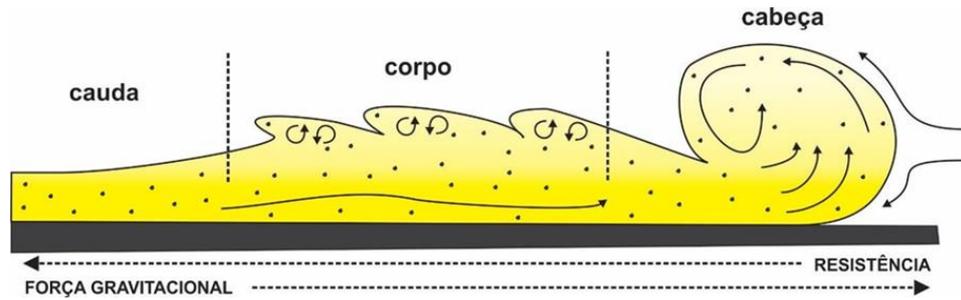
Os fluxos coesivos, frequentemente chamados de fluxos de detritos e fluxos lamosos, são fluxos gravitacionais em que as fases sólida e fluida apresentam concentrações de volume da mesma ordem de magnitude, com coesão presente na matriz e comportamento reológico pseudoplástico (Mulder & Alexander, 2001; Arnott, 2010; Zou, 2012).

As partículas são mantidas em suspensão principalmente por forças coesivas da matriz, composta por fluidos e sedimentos finos, geralmente uma mistura de silte e argila. A base dos depósitos desses fluxos é tipicamente plana e não erosiva, embora existam exceções. Internamente, os depósitos de fluxos de detritos podem variar de ricos em lama a ricos em areia, sendo geralmente desorganizados e mal selecionados (Arnott, 2010).

Em ambientes subaquosos, os fluxos de detritos geralmente se iniciam próximo à borda de um declive e podem se transformar em correntes de turbidez nas regiões mais distais da bacia. No entanto, não existem critérios sedimentológicos claros para identificar essa transformação no registro deposicional (Shanmugan, 2000).

As correntes de turbidez são melhor definidas como fluxos em que as partículas são predominantemente suportadas pela turbulência, em contraste com outros mecanismos de suporte (Mulder & Alexander, 2001). Longitudinalmente, um fluxo turbidítico pode ser dividido em três zonas principais: “cabeça”, “corpo” e “calda”, dispostas da porção proximal à distal. A “cabeça” é sustentada pelo constante suprimento de sedimentos provenientes do “corpo”, onde o movimento é mais rápido (Figura 13). Na “calda do fluxo”, a concentração de sedimentos é baixa, resultando em uma velocidade reduzida do fluxo, que eventualmente diminui até cessar (Arnott, 2010).

Figura 13 - Proposição de modelo para fluxos turbidíticos de Pickering et al. (1986).



Fonte: Extraído de Fallgatter (2014)

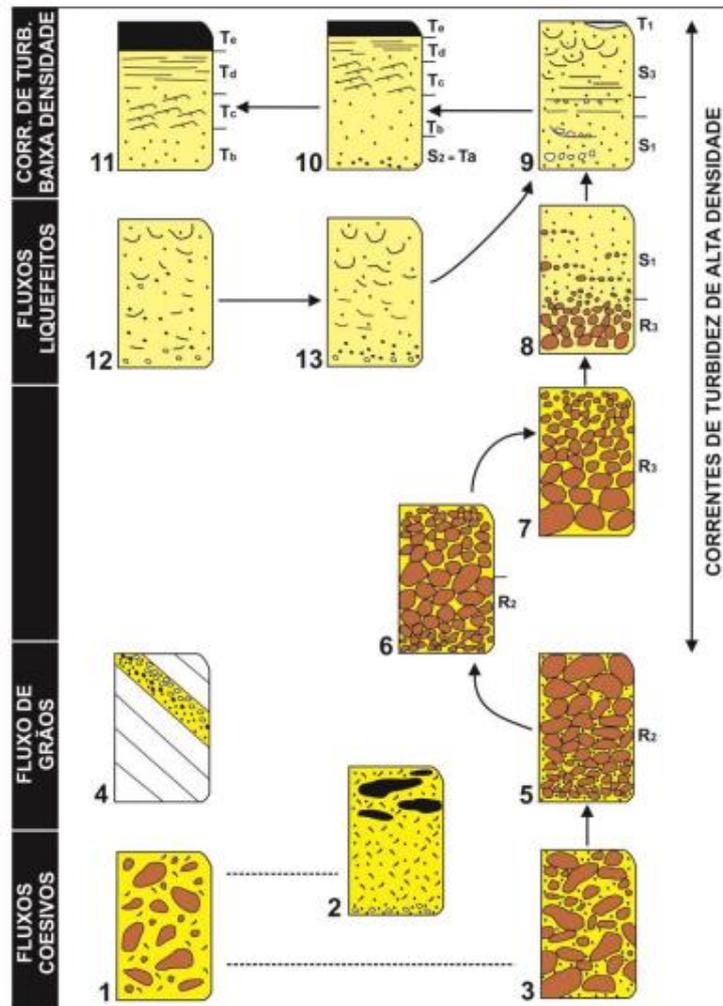
Figura 14 - Comportamento reológico e mecanismo de suporte para diversos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos. Lowe (1979; 2008).

Classificação de Fluxos Gravitacionais de Sedimentos
Classification of Sediment Gravitally Flows

Comportamento Dinâmico <i>Dynamic Behavior</i>	Mecanismo de Suporte de Sedimento <i>Sediment Support Mechanism</i>	Tipo de Fluxo <i>Flow Type</i>	
Fluido <i>Fluid</i>	Turbulência <i>Turbulence</i>	Correntes de Turbidez <i>Turbidity currents</i>	
	Movimento Ascendente de um fluxo de fluido <i>Upward fluid flow</i>	Fluxos liquefeitos e ou fluidizados <i>Liquefied and fluidized flows</i>	
Transicional <i>Transitional</i>	Transicional <i>Transitional</i>	"Slurry Flows" <i>Slurry flows</i>	
Plástico <i>Plastic</i>	Colisão entre grãos (Fricção) <i>Frictional grain collision</i>	Fluxo de detritos <i>Detrital flows</i>	Fluxo de grãos (Fricção) <i>Frictional Detrital Flows</i>
	Coesão entre grãos (argilas) <i>Cohesion between grains/Clays</i>		Fluxos de detritos coesivos <i>Cohesive Detrital Flows</i>

Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

Figura 15 - Diagrama ilustrando o espectro contínuo de evolução dos fluxos gravitacionais de sedimentos (camada 1 a 13; Lowe, 1982).



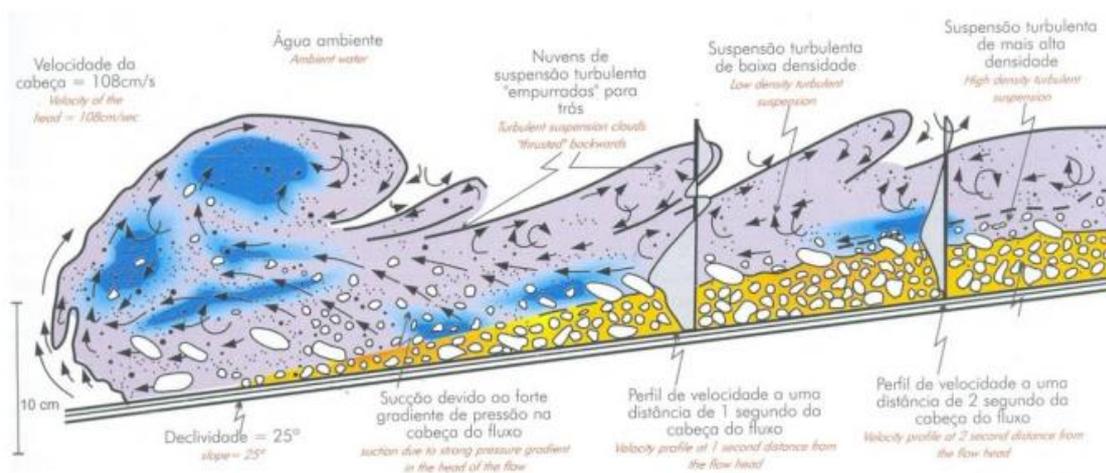
Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

3.1.4 Correntes de turbidez

As correntes de turbidez são fluxos com reologia Newtoniana, onde a turbulência do fluido é o principal mecanismo de suporte de grãos (Middleton & Hampton, 1973), embora outros mecanismos possam atuar de maneira variável durante sua evolução. Mutti (1992) descreveu as correntes de turbidez como fluxos gravitacionais bipartidos, compostos por uma camada basal granular que flui devido à sobressão de poros e condições inerciais, e uma camada superior mais diluída e turbulenta, que normalmente retrabalha e ultrapassa o depósito da camada basal (Figura 16). Kneller & Buckee (2000) questionaram o conceito de correntes de turbidez, destacando contradições na definição tradicional do termo e sugerindo que

ele foi adotado para descrever um fenômeno cuja natureza exata é frequentemente incerta.

Figura 16 - Corrente de turbidez bipartida, com uma camada basal densa e laminar e uma camada superior turbulenta. Modelo desenvolvido a partir de experimentos efetuados por Postma et al., (1988).



Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

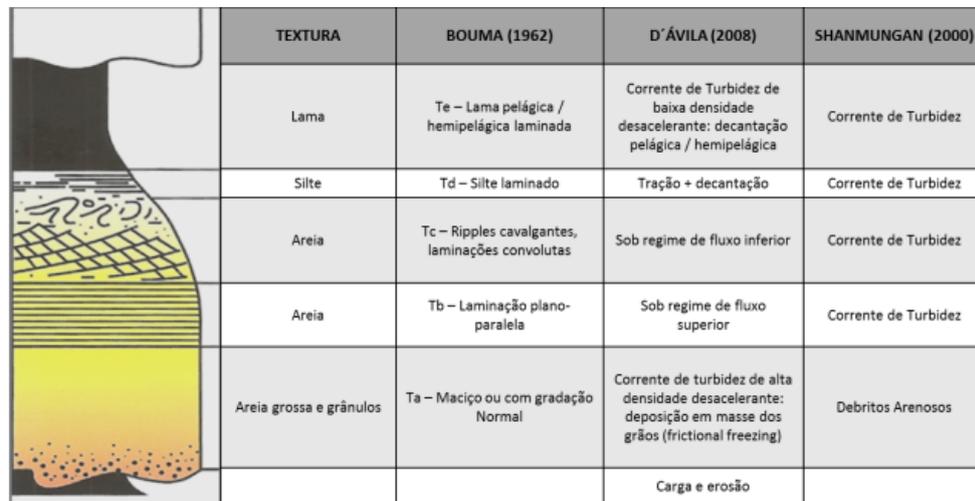
Essas correntes podem ser causadas por eventos catastróficos de curta duração (como ondas de tempestade, terremotos e colapsos de taludes íngremes) ou por eventos de longa duração (como cheias fluviais; Mulder & Alexander, 2001). Correntes de turbidez hiperpicnais contínuas (Mulder & Alexander, 2001) podem ocorrer quando rios com alta taxa de descarga de sedimentos, com densidade excessiva, encontram corpos d'água receptores. Além disso, essas correntes podem se originar da diluição de fluxos coesivos por transformações de fluxo (Fisher, 1983), onde o aumento da diluição faz com que a turbulência se torne o principal mecanismo de suporte de grãos.

As correntes de turbidez têm grande potencial erosivo, especialmente na parte frontal (cabeça), incorporando grandes quantidades de material ao fluxo (Kneller & Buckee, 2000). Esse processo pode ocorrer de três maneiras: a) se a quantidade de sedimento incorporado for menor do que a perda pela deposição, a corrente pode cessar; b) se a quantidade incorporada for maior que a perda, o fluxo ganha momentum e continua a erodir o substrato; c) se a concentração de sedimentos for muito alta, a turbulência pode ser suprimida e outro mecanismo de suporte pode assumir (Kneller & Buckee, 2000).

3.1.5 Classificação baseada na densidade do fluxo

Bouma (1962) descreveu a sucessão ideal de um turbidito (figura 17), caracterizada por uma gradação normal e uma sequência vertical de estruturas sedimentares. Quando completa, essa sucessão inclui: uma camada basal maciça (Ta), seguida por arenitos com laminações paralelas (Tb), arenitos com *ripples* (Tc), hemipelágicos associados aos turbiditos (Td) e, finalmente, sedimentos pelágicos de bacia (Te), depositados com a cessação das correntes de turbidez. Os turbiditos clássicos, como descritos por Bouma, são interpretados como provenientes de correntes de turbidez de baixa densidade, refletindo uma diminuição na velocidade do fluxo.

Figura 17 - A sequência de Bouma (1962) e os mecanismos de deposição inferidos para os intervalos Ta a Te para uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante, incorporando conceitos de Lowe (1982), Mutti (1992), d'Ávila et al. (2008) e Shanmungan (2000).



	TEXTURA	BOUMA (1962)	D'ÁVILA (2008)	SHANMUNGAN (2000)
	Lama	Te – Lama pelágica / hemipelágica laminada	Corrente de Turbidez de baixa densidade desacelerante: decantação pelágica / hemipelágica	Corrente de Turbidez
	Silte	Td – Silte laminado	Tração + decantação	Corrente de Turbidez
	Areia	Tc – Ripples cavalgantes, laminações convolutas	Sob regime de fluxo inferior	Corrente de Turbidez
	Areia	Tb – Laminação plano-paralela	Sob regime de fluxo superior	Corrente de Turbidez
	Areia grossa e grânulos	Ta – Maciço ou com gradação Normal	Corrente de turbidez de alta densidade desacelerante: deposição em masse dos grãos (frictional freezing)	Debritos Arenosos
			Carga e erosão	

Fonte: Extraído de Moreira (2015).

A sequência de Bouma (1962) sugere que as correntes de turbidez diminuem sua velocidade progressivamente, corrente abaixo. A redução do tamanho dos grãos em direção ao topo do depósito e as mudanças nas estruturas sedimentares são resultado da desaceleração gradual da corrente, levando à deposição de grãos mais finos sob condições de fluxo inferior (Lowe, 1982; Mutti, 1992). Com o tempo, percebeu-se que a sequência de Bouma era restrita a camadas finas de turbiditos de grão fino a médio, intercaladas com folhelhos, originados por correntes de turbidez

de baixa densidade, que Mutti (1992) passou a denominar TBT's (*Thin Bedded Turbidites*).

Stow & Schanmugam (1980) propuseram uma sequência ideal para turbiditos de grãos finos (Figura 18), composta por nove divisões (T0 a T8), semelhantes às de Piper (1978). A sequência inclui: T0 (porção basal, com incisões, marcas de carga e laminações paralelas e cruzadas), T1 (laminações convolutas), T2 (*climbing ripples* de baixa amplitude), T3 (intervalos delgados com laminações regulares), T4 (laminações indistintas), e T5 (novas laminações convolutas). As porções superiores incluem T6 (lama gradada), T7 (lama não-gradada) e T8 (lama bioturbada), sem lâminas de silte e com bioturbação na superfície. Essa proposta é similar aos intervalos Tc-d-e da sequência de Bouma (1962) e reflete a deposição em diferentes estágios de evolução de fluxos turbidíticos lamosos.

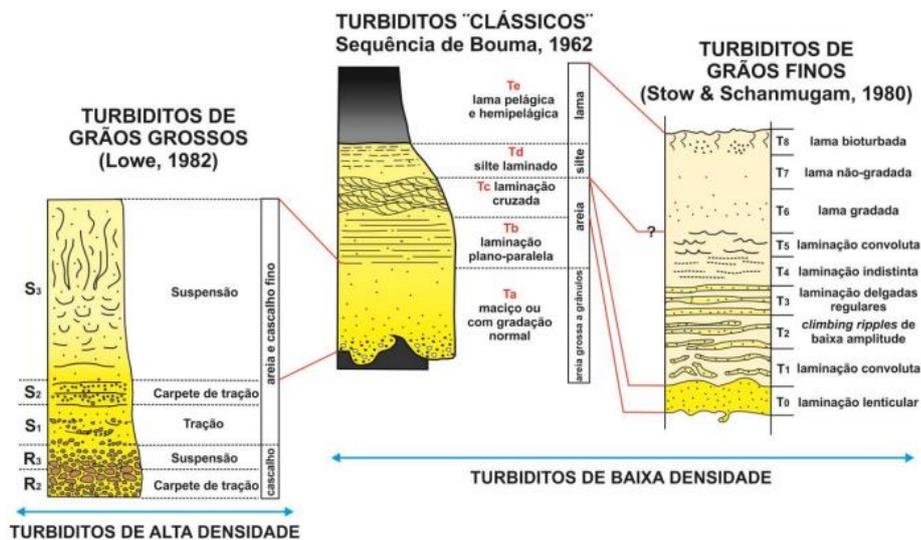
Lowe (1982) subdividiu as correntes de turbidez em alta e baixa densidade com base na proporção e concentração de diferentes tamanhos de grãos. Ele detalhou os principais mecanismos de transporte e deposição: 1) sedimentação por tração, 2) sedimentação por suspensão, 3) congelamento friccional, e 4) congelamento coesivo. Grãos de argila até cascalhos são mantidos em suspensão por diferentes mecanismos e depositados em ondas de sedimentação conforme a desaceleração do fluxo. A população 1 (argila até areia média) é mantida em suspensão pela turbulência; a população 2 (areia grossa até seixos pequenos) é sustentada por turbulência, pressão dispersiva e flutuabilidade; e a população 3 (seixos e blocos) é transportada em fluxos de alta concentração.

As correntes de alta densidade incluem todos os tamanhos de grãos e, conforme desaceleram, desenvolvem pulsos de sedimentação, depositando primeiro os grãos maiores. Lowe sugeriu que esses fluxos se depositam em três estágios: Estágio 1 (sedimentação lenta da pluma com estruturas de tração), Estágio 2 (depósitos com gradação inversa devido ao congelamento friccional) e Estágio 3 (sedimentação rápida da pluma com gradação normal).

As correntes de baixa densidade consistem principalmente em grãos de argila até areia média, mantidos em suspensão pela turbulência. A deposição começa com areia sob tração, seguida por silte e argila em feições de tração e suspensão. O término da corrente de turbidez leva à deposição de sedimentos hemipelágicos.

Esses depósitos se caracterizam por turbiditos gradados, com desenvolvimento dos intervalos Tb-c-d da sequência de Bouma (1962), com a deposição gradual de grãos maiores para os menores conforme a desaceleração do fluxo (Lowe, 1979, 1982).

Figura 18 - Comparação entre modelos de correntes de turbidez de alta e baixa densidades. A esquerda, as divisões de Lowe, (1982), para uma corrente de turbidez de alta densidade. No centro, a Sequência de Bouma (1962) para uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante, com os intervalos Ta-b-c-d-e. A direita, as divisões de Stow & Shanmugam, (1980) para turbiditos de grãos finos.



Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

3.1.6 Classificação fundamentada no trato de fácies

Mutti (1992) aplicou o conceito de trato de fácies para descrever a relação espacial entre fácies, representando a segregação textural na evolução dos fluxos gravitacionais. Esse arcabouço genético de fácies turbidíticas se baseia em conceitos como: a) as correntes de turbidez são bipartidas (base concentrada e topo diluído); b) múltiplos mecanismos de suporte de grãos atuam durante a evolução do fluxo; c) a deposição ocorre por pulsos de sedimentação, com ciclos de tração e suspensão, gerando fluxos de alta e baixa densidade; d) as correntes evoluem por transformações de fluxos; e) o salto hidráulico é crucial para o "renovo" das correntes ao passar de trechos confinados para desconfinados; f) fluxos podem ter diferentes eficiências (Mutti et al., 1999).

O esquema de classificação de Mutti (1992) e Mutti et al. (1999) inclui nove fácies (F1 a F9), variando de blocos a argilas. Essas fácies representam depósitos

de fluxos que vão de debritos coesivos a correntes de turbidez de baixa densidade. A fácies F1 inclui conglomerados matriz-suportados com clastos maiores no topo do depósito. A transformação para fluxos hiperconcentrados resulta em conglomerados clasto-suportados, com os clastos maiores segregados para a base (F2). Fluxos hiperconcentrados podem evoluir para correntes de turbidez de alta densidade, resultando em conglomerados não-estratificados e inversamente gradados (F3). As fácies F2 e F3 podem ser comparadas à divisão R2 de Lowe (1982). A deposição de correntes de turbidez de alta densidade inclui carpetes de tração (F4) e depósitos maciços com estruturas de escape de fluido (F5), similares às divisões S2 e S3 de Lowe (1982).

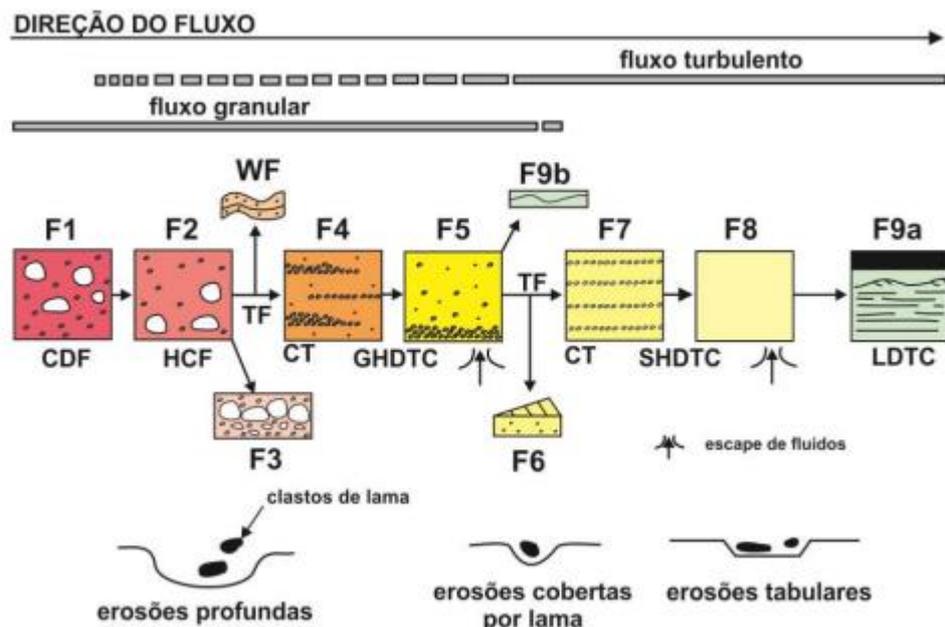
Além disso, Mutti (1992) introduziu fácies adicionais para turbiditos de baixa densidade: F6 (grãos grossos, bem selecionados, com estratificações horizontais e *ripples*) e F7 (grãos grossos com laminação horizontal, associadas a carpetes de tração). Seguindo, depositam-se arenitos gradados (F8) e as areias finas e siltes com lama sobreposta (F9), que são equivalentes às divisões Tb-c-d-e de Bouma (1962).

Mutti et al. (1999) destacaram que cheias catastróficas de sistemas fluviais são eficazes na geração de grandes correntes de turbidez. Esse mecanismo de disparo é mais plausível para a grande variedade de facies areno-conglomeráticas no registro geológico. Como resultado, muitas correntes de turbidez não possuem relação genética com escorregamentos e fluxos de detritos, levando à supressão das fácies F1 do modelo. Mais tarde, Mutti et al. (2003) agruparam depósitos de fluxos mais diluídos na fácies F9, que incluem as divisões Tb-c-d-e de Bouma (1962).

As correntes de turbidez são sistemas complexos que não podem ser simplesmente classificados como fluxos turbulentos, pois passam por diversas transformações ao longo do tempo e do espaço. Essas mudanças são fundamentais para compreender a diversidade de fácies geradas por fluxos gravitacionais de sedimentos. Um fluxo laminar pode tornar-se turbulento por incorporação de água (transformação de superfície), aceleração (transformação de corpo) ou elutriação. No entanto, essas transformações ocorrem antes da deposição dos sedimentos, exigindo uma distinção clara entre os mecanismos de transporte e deposição, já que

as feições sedimentares registram apenas os momentos finais do fluxo, dificultando a reconstrução dos processos transportadores.

Figura 19 – Esquema de Mutti, (1992) baseado no trato de fácies (F1 a F9) de uma corrente de turbidez ideal, com os principais processos envolvidos no suporte e no mecanismo de deposição do fluxo. CDF = fluxo de detritos coesivo, HCF = fluxo hiperconcentrado, GHDTC = corrente de turbidez cascalhosa de alta densidade, SHDTC = corrente de turbidez arenosa de alta densidade, LDTC = corrente de turbidez de baixa densidade, TF = transformação de fluxo e CT = carpetes de



tração.

Fonte: Extraído de Fallgatter (2014).

Mutti et al. (1999) apontam que o corpo de uma corrente de turbidez se desfaz com a deposição das frações mais grossas, enquanto a parte superior turbulenta continua corrente abaixo. A gravidade gera uma subcamada laminar, onde se depositam frações intermediárias, enquanto os sedimentos mais finos permanecem suspensos no fluxo turbulento residual. Se a turbulência persistir até a deposição dessas partículas finas, formam-se fácies com feições de suspensão e tração. As fácies de granulação grossa e fina podem se empilhar ou ser separadas por uma zona de *bypass*. Os sedimentos mais grossos são depositados sob fluxo plástico e laminar, refletindo essas condições nas feições sedimentares. Apenas as frações mais finas depositadas a jusante podem estar diretamente associadas a um fluxo turbulento residual diluído.

Segundo Lowe (1982), fácies de granulação grossa são depositadas por correntes de turbidez de alta densidade, enquanto as mais finas resultam de

correntes de baixa densidade. No entanto, como os depósitos mais grossos refletem um regime plástico e laminar, o termo "corrente de turbidez de alta densidade" pode ser inadequado. Shanmugan (1997) sugeriu o termo "fluxo de detritos arenoso" (*sandy debris-flow*) para essas fácies, enquanto Sanders (1965) propôs abandonar "turbidito" para depósitos maciços. Mutti (1992) introduziu "corrente de turbidez de alta densidade", posteriormente substituído por "fluxo granular basal" (Mutti *et al.*, 1999). A precisão terminológica é essencial para evitar interpretações equivocadas. Essas discussões sobre a gênese das fácies turbidíticas arenosas têm contribuído significativamente para o avanço do conhecimento geológico sobre os processos deposicionais associados.

3.1.7 Sistema turbidítico de prodelta

Sedimentos arenosos transportados para o ambiente marinho por fluxos hiperpicnais de alta concentração podem depositar sua carga na plataforma, sem alcançar cânions submarinos ou ambientes mais profundos. Nesse cenário, formam-se lobos turbidíticos na região do prodelta, preservados em profundidades onde o retrabalhamento por ondas e marés é limitado. Esses depósitos são referidos como *sandstone delta lobes* (Mutti *et al.*, 2003).

Por décadas, a origem desses depósitos foi amplamente associada à ação de ondas de tempestade (*tempestitos*), devido à presença de estratificação cruzada *hummocky* (*hummocky cross-stratification* – HCS) em camadas de arenito (Walker, 1984). No entanto, estudos posteriores baseados em estratigrafia de alta resolução demonstraram que muitos desses lobos estavam geneticamente conectados a barras de desembocadura fluvial (Mutti *et al.*, 1996; 1999; Tinterri, 1999 apud Mutti *et al.*, 2003; Zavala *et al.*, 2006), e não a fácies de praia indicativas de litorais dominados por ondas. Esses dados sugerem que os lobos turbidíticos resultam de descargas fluviais catastróficas, e não de eventos de tempestade. Grande parte desse conhecimento deriva de estudos conduzidos nos Pireneus Espanhóis, nos Apeninos (Itália) e na Bacia de Neuquén (Argentina) (Mutti *et al.*, 2007).

No contexto prodeltaico, os arenitos com HCS são tipicamente depositados por correntes de turbidez de caráter combinado, compostas por uma componente unidirecional e outra oscilatória. Segundo Mutti *et al.* (1996), as correntes de turbidez acionadas por cheias fluviais apresentam essa componente oscilatória devido à

turbulência na camada superior do fluxo e à fisiografia confinada, que favorece a reflexão e oscilação dos fluxos.

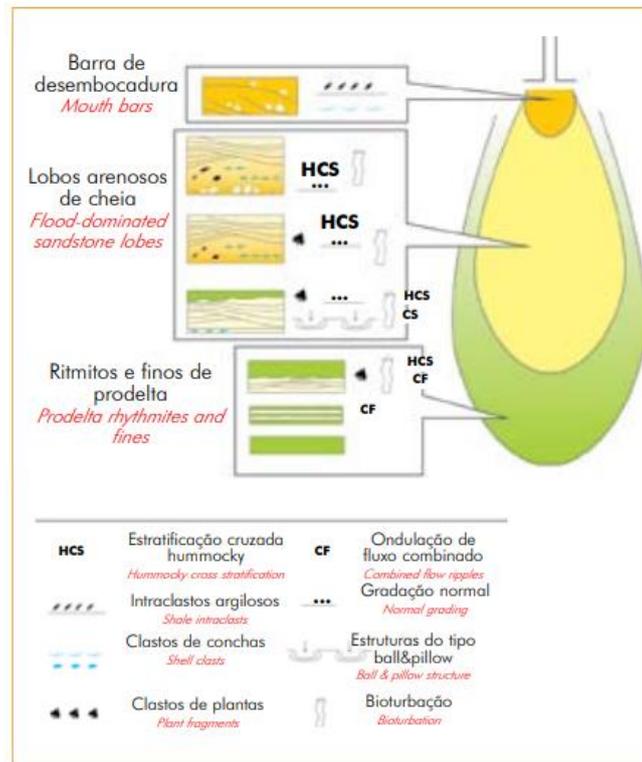
É importante destacar, contudo, que outros processos não relacionados a correntes de turbidez também podem depositar arenitos com HCS em ambientes marinhos rasos dominados por ondas. Nesses casos, a componente oscilatória do fluxo é atribuída à ação de ondas de tempestade, que retrabalham sedimentos transportados por correntes. A Figura 20 apresenta o modelo ideal de trato de fácies observado nos sistemas turbidíticos de prodelta.

De acordo com D'avilla et al. (2008) lobos turbidíticos de prodelta apresentam diversas características sedimentares, incluindo:

1. presença de fitoclastos e fragmentos de carvão, evidenciando contribuição fluvial;
2. bioturbações típicas de ambientes plataformais;
3. feições do tipo *ball & pillow*, resultantes da carga diferencial da areia sobre sedimentos argilosos;
4. *ripples* geradas por fluxo combinado;
5. fragmentos de organismos erodidos na zona costeira e incorporados ao fluxo.

As camadas depositadas nesses eventos exibem gradação normal, associada a um fluxo desacelerante (*waning*), ou gradação inversa seguida de normal para o topo, refletindo um fluxo com fases de aceleração e desaceleração (*waxing to waning*). Limites intra-camada podem ocorrer, frequentemente relacionados a erosão e níveis com cascalhos residuais que registram o pico de velocidade do fluxo hiperpicnal (Mulder et al., 2003; Mutti et al., 2003). Os lobos turbidíticos de prodelta formam camadas tabulares a lenticulares, amalgamadas ou intercaladas com depósitos finos de pluma deltaica (ritmitos de silte e argila).

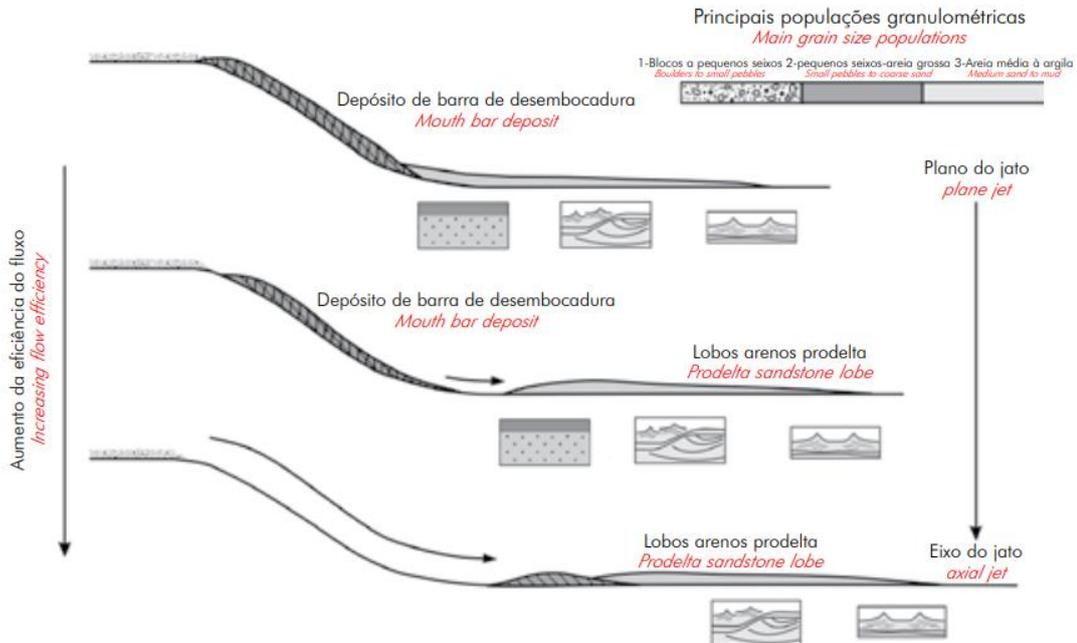
Figura 20 - Trato ideal de fácies e feições típicas.



Fonte: Adaptado de Mutti et al., (2007).

A eficiência dos fluxos influencia a conectividade dos lobos de prodelta com depósitos de barras de desembocadura. Em sistemas de baixa eficiência, esses lobos estão conectados às barras fluviais. Já em sistemas de alta eficiência, os depósitos arenosos encontram-se isolados em meio a argilas, sem conexão direta com a desembocadura. Nestes últimos, há predominância de feições erosivas, depósitos residuais e extensas superfícies de *bypass* (Figura 21).

Figura 21 - Diagrama simplificado mostrando a posição dos lobos turbidíticos de prodelta, as fácies sedimentares associadas e a presença de HCS (*hummocky cross stratification*). Vale destacar que, à medida que a eficiência do fluxo aumenta, a zona de *bypass* se amplia, aumentando também a distância entre a área fonte e o local de deposição dos sedimentos. Mutti et al., (2003).



Fonte: Extraído de D'avilla et al. (2008).

3.1.8 Fluxo fluidizado/liquefeito

Lowe (1982) refinou a classificação dos fluxos fluidizados de Middleton e Hampton (1973), anteriormente tratados como sinônimos, subdividindo-os em fluxos liquefeitos e fluxos fluidizados. Fluxos liquefeitos resultam do reagrupamento de grãos em volumes menores, deslocando os fluidos intersticiais de forma ascendente (Lowe, 1982). Esses fluxos geralmente são desencadeados por eventos que aumentam abruptamente a pressão de poro. Enquanto houver aceleração suficiente, devido ao declive, e pressão de poros elevada, os grãos permanecem suspensos no fluido intersticial em escape (Stow *et al.*, 1996). Turbiditos arenosos depositados rapidamente podem se liquefazer durante ou logo após a deposição, formando feições como estruturas em prato e em pilar (*dish and pipe structures*) ou gerando deformações nos acamamentos, como estruturas convolutas e de carga (Stow *et al.*, 1996). Já os fluxos fluidizados derivam da destruição da fábrica sedimentar causada por um aumento na pressão intersticial (Middleton e Hampton, 1973). Nesse tipo de

fluxo, os grãos são sustentados pelo mecanismo de decantação dificultada (*hindered settling*).

3.2 Deformações de Sedimentos Inconsolidados (SSDS – Soft sediment deformation structures)

O termo estruturas de deformação em sedimentos moles (SSDS, do inglês *Soft-Sediment Deformation Structures*) é comumente utilizado para descrever deformações que ocorrem em sedimentos ainda não litificados. Isso implica que, em princípio, são características pré-diagenéticas, ou seja, formadas antes da completa litificação do sedimento (Van Loon, 2009). As deformações de sedimentos inconsolidados são comuns em deltas dominados por rios devido às altas taxas de sedimentação. A deposição de lamas de prodelta sob pressão, causada pela deposição de areia mais densa sobrejacente, pode inibir a expulsão de fluidos dos poros nas lamas subjacentes, levando a uma redução de sua resistência. Os dois fatores principais que controlam a geração de SSDS são a deformação pré-litificação e a liquidação (Shanmugan, 2017). A escala da deformação geralmente está relacionada à espessura dos depósitos, podendo atingir dezenas de metros. Porém, quando esses deltas estão próximos à borda da plataforma ou sobre depósitos salinos, toda a inclinação da bacia pode ser afetada, resultando em falhas de grande escala, com deslocamentos de vários quilômetros, como ocorre no Delta do Níger (Evamy *et al.*, 1978) e em partes do Golfo do México.

Estudos sedimentológicos e estratigráficos descrevem estruturas formadas por deformação de sedimentos ainda não consolidados, cuja terminologia é complexa e não padronizada. A formação dessas estruturas está associada ao estado hidroplástico do sedimento, que pode ocorrer tanto durante a deposição quanto na consolidação. Sedimentos finos coesivos podem se deformar entre a deposição e a litificação, enquanto sedimentos não coesivos de grãos mais grossos geralmente passam por deformações significativas logo após a deposição ou durante a consolidação (Lowe, 1975).

Essas deformações resultam principalmente do contraste de densidade. A consolidação envolve a expulsão de fluidos de poros e compactação, e os fluidos intersticiais que escapam durante a deposição podem modificar a estrutura dos sedimentos não litificados. Segundo Lowe (1976), as estruturas de escape de água

podem ser divididas em duas categorias: 1) aquelas formadas por tensões de fluidos provenientes do movimento de fluidos intersticiais e 2) aquelas formadas por forças externas, como correntes ou gravidade, mas facilitadas pela presença de fluidos ativos. Essas estruturas são comuns em sedimentos de areia e silte grosso, sendo raras em materiais mais finos ou mais grossos.

Segundo Van Loon (2009), as SSDS podem ser classificados em quatro grupos principais: dobras (como laminações convolutas), falhas, brechas e intrusões clásticas. A forma final dessas estruturas depende, em grande parte, do comportamento do sedimento durante o processo de deformação.

Para uma correta interpretação, é essencial, primeiramente, identificar esse comportamento, conforme proposto por Lowe (1975) e Owen (1987). Ele pode ser categorizado em três tipos: fluidificação/liquefação, deformação plástica e deformação elástica (quebradiça).

Outro aspecto relevante, segundo Van Loon (2009), é o tamanho das estruturas, pois fornece uma estimativa da magnitude das forças envolvidas, ainda que de forma subjetiva. Nesse sentido, as escalas podem ser classificadas como:

- Megaescala: afeta uma sucessão espessa;
- Grande escala: envolve várias camadas;
- Mesoescala: afeta uma camada inteira;
- Pequena escala: impacta parte de uma camada;
- Microescala: visível em lâminas delgadas.

Além disso, dois outros fatores devem ser analisados:

1. O momento da formação das estruturas, podendo ser:
 - Sin-deposicionais: formadas durante a deposição;
 - Metadeposicionais: desenvolvidas logo após a deposição, mas antes da sobreposição de novas camadas;
 - Pós-deposicionais: formadas após a consolidação da sucessão sedimentar.
2. O processo deformacional, cuja interpretação é altamente subjetiva. Para uma análise adequada, é fundamental considerar se as estruturas estão associadas a processos sedimentares ou tectônicos, sempre levando em

conta o contexto geológico geral para garantir uma interpretação consistente da sucessão sedimentar.

Algumas tentativas de classificação para estruturas de SSDS foram realizadas utilizando esquemas morfológicos e genéticos (e.g. Lowe, 1975; Allen, 1982; Owen, 1987; Van Loon, 2009, entre outros). Van Loon (2009) propõe um esquema de classificação dos SSDS com base em sua gênese interpretada, dividindo-os em três grupos principais: (1) endoturbações, resultantes de forças endógenas; (2) graviturbações, nas quais a gravidade exerce um papel dominante; e (3) exoturbações, originadas por fatores exógenos.

Na deformação fluidizada, o fluxo ascendente do fluido intersticial afeta a maioria dos grãos de areia devido às altas velocidades do fluido. Esse fluxo é geralmente turbulento, apagando todas as estruturas primárias dentro da massa sedimentar (Silveira, 2023).

Comumente, ocorre a elutriação de partículas móveis, como argilas, matéria orgânica e grãos finos de quartzo e feldspato, que migram para os espaços porosos de areias mais limpas (Lowe, 1975). Esse processo pode levar à formação de laminações interrompidas, conhecidas como estruturas de pilares, além de intrusões e extrusões clásticas (Owen, 1987).

Em sedimentos ricos em argila ou matéria orgânica, os canais de fluidificação e as intrusões resultantes podem apresentar coloração mais escura em relação aos sedimentos ao redor. Além disso, pode-se observar o desenvolvimento de uma leve orientação da fábrica sedimentar (Lowe, 1975; Owen, 1987).

Nichols (1995) destaca que trabalhos anteriores enfatizaram excessivamente o aumento da pressão dos poros em areias confinadas, levando à formulação de um “modelo de liquefação por aumento da pressão dos poros” como se fosse o único mecanismo responsável pela liquefação. No entanto, o autor ressalta que esse modelo não explica de forma completa e adequada o fenômeno, ou seja, a transformação do comportamento sólido para líquido. A distinção entre os processos de liquefação e os diferentes estilos de deformação está diretamente relacionada ao mecanismo atuante (Silveira, 2023).

3.2.1 Estruturas Geradas por SSDS

Lowe (1975) observou que muitas dessas estruturas, antes classificadas genericamente como deformações de sedimentos inconsolidados ou escorregamentos (*slumps*), estão, na verdade, associadas a processos de desidratação ocorridos durante ou após a deposição. O movimento intergranular é o principal mecanismo na formação dos SSDS (Van Loon, 2009).

3.2.1.1 Estruturas de Pilares (*Pillar Structures*)

Os pilares são estruturas verticais ou inclinadas, homogêneas ou fracamente organizadas, que atravessam ou perturbam a estratificação primária. Formam-se, geralmente, dentro de uma única camada e são interpretados como canais de escape de fluidos intersticiais por fluidificação (Lowe, 1975; Nichols *et al.*, 1994). Sua geometria e tamanho variam conforme a espessura, resistência, granulometria, velocidade do fluxo e teor de argila do material sobrejacente (Nichols *et al.*, 1994).

Lowe (1975) distingue quatro tipos principais de pilares:

1. Tipo A – Pequenos (<2 cm) e associados a estruturas em prato (*dish structures*), podendo formar uma rede hexagonal devido à fluidificação não uniforme.
2. Tipo B – Deformam ou truncam estruturas primárias, podendo atingir vários metros de altura. Apresentam formas sinuosas e irregulares, bifurcando-se e formando geometrias complexas em zonas de alta permeabilidade ou ao redor de materiais impermeáveis.
3. Tipo C – Estruturas difusas dentro de unidades individuais de sedimentação, mais frequentes da base para o topo, onde a baixa tensão de confinamento facilita a fluidificação.
4. Tipo D – Conjuntos de faixas estreitas de areia (1 a 5 cm de altura e até 0,5 m de comprimento), formados em camadas submetidas a deformação hidroplástica (Klein *et al.*, 1972).

3.2.1.2 Laminações de Consolidação

Segundo Lowe (1975), as laminações de consolidação são estruturas simples de escape de água, caracterizadas por laminações finas e, frequentemente, mais

escuras. Elas representam superfícies de concentração de grãos que diferem hidrodinamicamente do restante do sedimento.

Essa segregação ocorre dentro dos caminhos preferenciais de fluxo em camadas não totalmente fluidizadas, envolvendo dois tipos de grãos:

1. Grãos hidrodinamicamente móveis (argilas, micas, matéria orgânica e grãos finos de quartzo e feldspato) acumulam-se no limite superior dos canais de fluidificação, abaixo de barreiras impermeáveis ou semipermeáveis. O espaçamento desses canais depende das discontinuidades naturais da permeabilidade do sedimento.
2. Grãos hidrodinamicamente menos móveis (minerais pesados e grãos maiores de quartzo e feldspato) concentram-se nos limites inferiores dos canais de fluidificação, podendo formar laminações escuras sob camadas de areia fluidizada. Em canais verticais (como pilares ou diques de areia), esses grãos podem ascender, rolando contra as paredes do canal, formando estruturas semelhantes a laminações cruzadas ou onduladas (Lowe, 1975).

3.2.1.3 Estruturas em Prato (*Dish Structures*)

As estruturas em prato resultam do rompimento e redistribuição de cargas associadas à formação das laminações de consolidação (Lowe, 1975). Elas consistem em laminações côncavas para cima, separadas por pilares verticais (Nichols *et al.*, 1994) e geralmente ocorrem nas partes intermediárias de camadas de areia fluidizadas (Middleton & Hampton, 1973). Essas estruturas apresentam dimensões reduzidas, variando de 4 a 50 cm de largura e 1 a 2 cm de espessura, podendo exibir um padrão anastomosado que se torna mais curvado em direção ao topo (Middleton & Hampton, 1973).

Experimentos de Tsuji & Miyata (1987, apud Nichols *et al.*, 1994) indicam que as estruturas em prato também podem se formar pelo preenchimento de vazios com argilas fluidizadas. Com a redução do fluxo intersticial, as argilas em suspensão sedimentam nos poros, que posteriormente colapsam devido à dissipação do fluido, originando a estrutura em prato (Nichols *et al.*, 1995).

3.2.1.4 Estruturas de Carga (*Load Structures*)

As estruturas de carga formam-se quando há um gradiente de densidade reversa, ou seja, uma camada de areia mais densa sobre um substrato lamoso, permitindo a deformação da interface entre os materiais (Middleton & Hampton, 1973; Anketell *et al.*, 1970). Elas incluem sinformas, como moldes de carga e pseudonódulos, e antiformas, como estruturas de chama e diapiros (Owen, 2003).

A fluidificação influencia fortemente a formação dessas estruturas, pois a deposição rápida de areia pode gerar uma fábrica instável, levando à liquefação e deformação do sedimento (Middleton & Hampton, 1973). A viscosidade relativa entre as camadas afeta a morfologia das estruturas: quando similar, ocorrem deformações simétricas; se a viscosidade da lama for maior, formam-se estruturas de carga arredondadas e estruturas em chama (Allen, 1982). Em casos extremos, a carga pode gerar pseudonódulos isolados na camada lamosa subjacente (Middleton & Hampton, 1973).

Owen (2003) classifica essas estruturas em cinco tipos: moldes de carga simples e pendulares, onde a camada superior permanece contínua; e pseudonódulos anexados, destacados e estruturas de bola e travesseiro (*ball and pillow*), onde as massas da camada superior se separam pela matriz. Esses processos envolvem liquefação, fluidificação, tixotropia, colapso rápido de argilas, fluxo plástico e deformação frágil.

As estruturas de carga fazem parte de uma série de deformações cuja complexidade depende da força e duração do processo. Algumas podem se associar a estruturas geradas por fluidificação avançada, como pilares, pratos e vulcões de areia, enquanto outras podem ser confundidas com formas originadas por processos distintos, como escorregamentos (*slumps*) (Owen, 2003). Embora dominadas por fluxos verticais de fluidos e sedimentos, tensões laterais, como correntes ou inclinações de talude, também podem influenciar sua geometria (Anketell *et al.*, 1970; Owen, 2003).

3.2.1.5 Laminação Convoluta (*Convolute Lamination*)

As laminações convolutas são estruturas deformadas presentes em diferentes ambientes sedimentares, resultantes de forças atuantes sobre camadas arenosas e

lamosas (Dzulynski & Smith, 1963). Essas deformações ocorrem sem a destruição das laminações primárias e são caracterizadas por sinclinais, anticlinais e, em alguns casos, dobras recumbentes (Lowe, 1975). A preservação dessas estruturas depende da restrição da dilatação por um curto período, "congelando" a deformação (Dzulynski & Smith, 1963).

As laminações convolutas podem se formar como resposta a dois principais mecanismos: (i) forças da corrente, gerando dobras regularmente espaçadas com cristas inclinadas na direção do fluxo, podendo originar "bolas convolutas"; e (ii) liberação de pressão em intervalos regulares, associada à liquefação espontânea, escorregamentos ou feições de arraste (Dzulynski & Smith, 1963).

Frequentemente, essas dobras ocorrem junto a canais de fluidificação e intrusões sedimentares, podendo estar associadas a estruturas em prato e pilares, causando truncamentos e erosões intraestratais (Lowe, 1975). Em casos extremos, quando toda a camada inferior é liquefeita, os anticlinais podem formar amplas estruturas diapíricas (Lowe, 1975).

Tinterri et al. (2016) relacionam a formação dessas estruturas ao efeito rebote de fluxos em bacias confinadas, onde ondas de reflexão deformam camadas recém-depositadas. Segundo os autores, a orientação das laminações convolutas pode indicar a direção da corrente reversa gerada pela reflexão do fluxo.

3.2.1.6 *Intrusões e extrusões de areia (Sand intrusions and extrusions)*

Lowe (1975) define as intrusões de sedimentos como o deslocamento de argilas, lamas não litificadas e areias sem coesão devido a tensões de cisalhamento associadas a fluxos ascendentes de fluido intersticial. Essas intrusões formam estruturas como diques, soleiras, diápiros, vulcões de areia e algumas estruturas de carga hidrolásticas, como as estruturas em chama (*flames*). O autor propõe uma classificação baseada na geometria das estruturas (e.g., diques e soleiras), na cinemática da intrusão (hidrolástica, liquefeita ou fluidificada) e na dinâmica do processo (e.g., intrusões geradas por perda de força associada à liquefação parcial).

Os sedimentos podem afundar para substituir espaços criados pela remoção de grãos subjacentes via fluidificação ou consolidar-se em sedimentos hidrolásticos menos densos. Massas com contraste de densidade podem descer enquanto o fluxo

ascende, e materiais orgânicos podem subir devido à geração de gases intraestratais, formando laminações convolutas (Lowe, 1975).

3.2.1.7 Outras Estruturas

Deformações frágeis, como fraturas, falhas normais e brechamento, podem ocorrer devido a tensões residuais durante a reorganização dos contatos entre grãos (Owen, 1987). Expulsões de gás também podem gerar estruturas circulares ou elípticas na superfície sedimentar (Freire *et al.*, 2017).

3.2.2 Processos de Consolidação

A consolidação, no contexto geológico, refere-se ao movimento de fluidos de poros em sedimentos não litificados, associado à compactação do sedimento. Ela ocorre durante os estágios iniciais da litificação, quando o sedimento solto se transforma em rocha. No estudo, a consolidação envolve a expulsão de fluidos e compactação, sendo excluídos processos como descarregamento de água subterrânea ou movimentos hidrotermais. Segundo Lowe (1974), nos depósitos naturais, a consolidação é influenciada pelo fluxo contínuo de fluidos subjacentes, com diferentes mecanismos de escape de fluidos: 1) infiltração, que se refere ao movimento lento de água através de sedimentos porosos devido a gradientes de pressão. Esse processo não causa grandes mudanças nas estruturas sedimentares, a menos que as taxas de fluxo sejam muito altas, o que pode levar à liquefação parcial do sedimento; 2) liquefação, no qual ocorre quando um sedimento perde rapidamente sua resistência ao cisalhamento, transformando-se temporariamente em uma suspensão fluida. Esse fenômeno é relevante para falhas geológicas e pode causar fluxos de massa. Durante a liquefação, os sedimentos podem ser fluidificados, e a água pode escapar para camadas superiores, gerando estruturas como vulcões de areia e extrusões. Fatores como o tipo de solo, a pressão de confinamento e a vibração do solo influenciam a liquefação; e 3) fluidização, que ocorre quando um fluido flui verticalmente através de um sedimento granular e exerce forças suficientes para suspender temporariamente os grãos contra a gravidade. Quando a velocidade do fluido atinge um ponto crítico, o sedimento se expande e perde o suporte dos grãos, sendo "fluidizado". O fluido pode ser gás ou líquido, e a fluidização pode ser do tipo agregativa (com bolhas de gás) ou particulada (fluido homogêneo sem bolhas). Quando o fluido segue caminhos

preferenciais, forma-se um leito de canalização ou jato, com convecção lenta do material (Lowe, 1974).

3.2.3 *Dinâmica da Deformação de Sedimentos Inconsolidados*

De acordo com Lowe (1974), sedimentos coesivos mal compactados ou sem coesão, cuja resistência foi reduzida por infiltração, fluidização ou liquefação, podem se deformar devido a cinco tipos principais de tensões de cisalhamento: (1) arrasto dos fluidos que escapam dos poros, causando movimento diferencial dos grãos; (2) gravidade, que induz ajustes diferenciais devido a instabilidades de densidade; (3) tensões confinantes não uniformes, causando fluxo intraestratal; (4) correntes que se movem sobre a superfície do sedimento, cisalhando as camadas superiores; e (5) a componente de gravidade para baixo, superando a resistência de atrito do sedimento, resultando em deslizamento e fluxo. Os primeiros quatro processos ocorrem *in situ* e podem deixar estruturas novas ou modificações das anteriores, enquanto o último leva à mistura ou reestruturação do sedimento, refletindo um segundo ciclo de transporte, deposição e consolidação. Estruturas complexas surgem da interação de vários desses processos.

Os sistemas sólido-líquido de duas fases são complexos, especialmente quando a fase sólida é heterogênea (Soo, 1967). Sedimentos saturados sob cisalhamento podem exibir comportamento não-newtoniano, com variação significativa na resposta entre os sedimentos. Muitos possuem resistência de rendimento mensurável (comportamento plástico e tixotrópico) que deve ser ultrapassada antes da deformação, enquanto outros, depositados rapidamente em estado de liquefação, podem responder como fluidos (Middleton, 1967; Kuenen, 1966). As curvas de taxa de tensão-deformação podem ser não-lineares ou lineares, mas não será discutida a resolução do comportamento de tensão-deformação dos sedimentos individuais.

O estudo considera três modos de deformação da mistura sedimento-água: hidroplástico, liquefeito e fluidizado.

- Comportamento hidroplástico: caracterizado por sedimentos com resistência significativa à deformação, devido a forças coesivas ou resistência ao atrito. A deformação é geralmente laminar, e as laminações primárias

podem ser preservadas, embora de forma deformada, sem elutriação significativa (a água escapando pode liquefazer ou fluidizar camadas hidroplásticas).

- Comportamento liquefeito: ocorre quando os sedimentos não possuem resistência coesiva ou de atrito. A persistência do estado liquefeito depende da manutenção de altas pressões de fluido e da fuga gradual de fluido. Após a resedimentação, os sedimentos liquefeitos podem apresentar (1) estruturas primárias não deformadas; (2) deformações simples; (3) homogeneização quase completa; ou (4) estruturas de fuga de água, como pilares do Tipo A e estruturas de prato.

- Deformação fluidizada: ocorre com velocidades de fluido nos poros superiores às necessárias para a fluidização mínima da maior parte do sedimento. O fluxo é turbulento e apaga todas as estruturas primárias. A elutriação de partículas móveis é comum, especialmente quando a água que fluidifica se origina de sedimentos ricos em argilas ou materiais orgânicos.

Determinar o estado laminar ou turbulento do fluxo pode ser difícil. O movimento dos fluidos intersticiais é geralmente turbulento, mas a viscosidade alta da mistura fluido-sólido tende a tornar a deformação laminar (Lowe, 1974). No entanto, a destruição de estruturas primárias sugere que o fluxo é turbulento em muitos casos. Assim, há um espectro contínuo de estados de fluxo, desde cisalhamento hidroplástico laminar até fluxo turbulento liquefeito ou fluidizado.

3.2.4 *Corpos de mistura de SSD*

Segundo Lowe (1975), corpos de sedimento que mostram os efeitos de mistura e reconstituição física interna não biogênica de sedimentos moles in situ, mas que não se deslocaram em relação aos sedimentos ao redor, não perturbados, são aqui chamados de corpos de mistura de sedimentos moles. Teoricamente, três tipos de corpos de mistura podem ser distinguidos pelo modo de deformação: (a) camadas de mistura hidroplástica; (b) camadas e bolsões de liquefação; e (c) canais e camadas de fluidização.

O termo camada de mistura hidroplástica é usado de forma geral para incluir todas as camadas de sedimento que foram deformadas internamente por influência

hidroplástica, mas que não se moveram como um todo em relação aos sedimentos ao redor. Uma zona de laminação convoluta, seja de 1 cm ou 1 m de espessura, representaria uma camada de mistura hidroplástica (Lowe, 1974). A fluência nessas camadas é tipicamente laminar e a maioria das estruturas internas será classificada como dobras de sedimentos moles.

Camadas individuais de sedimento podem ser liquefeitas durante a deposição (Kuenen, 1966; Middleton, 1967) ou por liquefação pós-deposicional. A distinção entre sedimentos depositados em estado líquido e os produtos de liquefação pós-deposicional pode ser difícil. Todas as camadas cujas estruturas internas resultam de fenômenos de liquefação e que não apresentam evidências de fluência em massa relativa às unidades adjacentes são denominadas camadas de liquefação. Áreas menores de liquefação local são chamadas de bolsões de liquefação. As camadas de liquefação e bolsões podem exibir estruturas primárias deformadas, homogeneização quase completa ou estruturas de escape de água formadas pela redistribuição de grãos durante o escape de água e re-sedimentação (Lowe, 1974).

3.2.5 Intrusões de Sedimentos Inconsolidados

Sedimentos não consolidados, como argilas e lamas, e sedimentos coesivos liquefeitos por rápida infiltração, liquefação ou fluidização fluem facilmente quando fraturados. Essas intrusões de material nos sedimentos ao redor são chamadas de intrusões de sedimentos inconsolidados (ou injeções de areia). Essas estruturas são frequentemente descritas como injeções de areia, diques, *sills* e estruturas de diápiros. A nomenclatura das intrusões de sedimentos inconsolidadas é complexa e não padronizada (Lowe, 1974).

3.2.6 Causas da Consolidação

A consolidação dos sedimentos naturais geralmente ocorre de forma gradual por infiltração e compactação sob o peso crescente da sobrecarga, com poucas estruturas sedimentares formadas nesse processo. No entanto, muitos sedimentos passam por consolidação profunda e violenta logo após ou durante a deposição, com liquefação e fluidização sendo processos-chave. A liquefação, por si só, tem pouco efeito, mas a perda de resistência associada permite a deformação sob forças gravitacionais e fluídicas fracas. A maioria das estruturas sedimentares se forma

devido à fluidização do sedimento. Vários processos podem induzir liquefação e fluidização nos sedimentos, como:

1. Terremotos: Seed et al (1964, 1968) mostram que os terremotos são uma causa importante de liquefação dos sedimentos. No entanto, nem toda liquefação natural resulta de terremotos, pois muitos casos de liquefação coincidem com a deposição de unidades sedimentares individuais, sugerindo que outros fatores também desempenham um papel (Allen & Banks, 1972).

2. Deposição rápida de areia ou cascalho: A deposição rápida de areia pode iniciar a consolidação de sedimentos subjacentes, conhecida como consolidação por carga. Águas que escapam dessas camadas podem liquefazer ou fluidizar o sedimento recém-depositado, um fator significativo na liquefação de sedimentos naturais. Evidências disso incluem estruturas de escape de água em camadas de areia alternadas com unidades argilosas (Seed, 1968).

3. Águas de camadas liquefeitas por terremotos: A água que escapa de camadas liquefeitas por terremotos pode liquefazer e manter um estado liquefeito em areias sobrejacentes (Seed, 1968).

4. Ambientes marinhos rasos ou fluviais: Oscilações cíclicas, como ondas quebrando ou tempestades, podem induzir liquefação nos sedimentos superficiais (Seed, 1968).

5. Fluidização em profundidade: A fluidização pode ocorrer em algumas areias devido à pressão de fluido acumulada em sedimentos confinados. Onde ocorrem fraturas, o fluxo de fluidos pode gerar tensões suficientes para fluidizar a areia, formando diques clásticos e, se chegar à superfície, jatos de areia ou vulcões de areia (Housner, 1958; Gill & Kuenen, 1958). Essas estruturas de escape de água se formam principalmente por movimento ascendente de fluidos (Williams, 1960).

3.2.7 Papel das propriedades dos sedimentos

Provavelmente, todas as propriedades dos sedimentos contribuem de algum grau para as características de consolidação de um corpo sedimentar. As propriedades de tamanho, empacotamento, permeabilidade e resistência parecem

exercer o controle principal sobre a consolidação dos sedimentos naturais. Essas propriedades não são mutuamente independentes nem independentes de outras características sedimentares. Assim, o empacotamento está em grande parte relacionado à distribuição do tamanho das partículas; a permeabilidade é diretamente determinada pelo tamanho das partículas, composição e empacotamento (Lowe, 1974).

3.2.8 Tamanho das partículas

O tamanho das partículas exerce uma influência direta sobre a resistência de um sedimento à fluidização e liquefação (Seed, 1968). Sedimentos de grãos grosseiros são difíceis de fluidizar sob condições naturais e, se liquefeitos, se acomodam rapidamente para restabelecer uma estrutura de suporte por grãos. A seleção também tem uma forte influência nas características do sedimento; sedimentos mal classificados tendem a ser menos permeáveis e de maior resistência do que sedimentos semelhantes, mas bem classificados, e geralmente oferecem uma maior resistência à fluidização (Kunii & Levenspiel, 1969).

3.2.9 Empacotamento, Força e permeabilidade

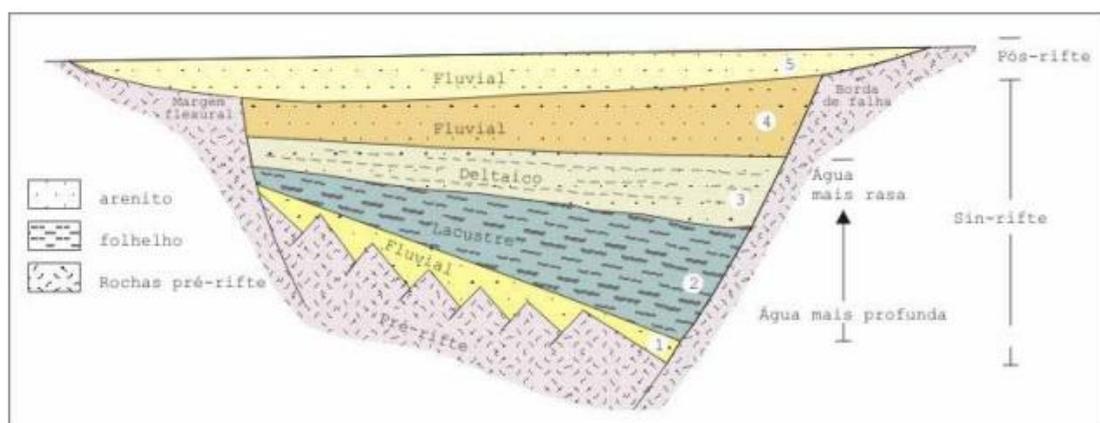
De acordo com Lowe (1975), o empacotamento e a permeabilidade dos sedimentos têm um papel crucial na consolidação. O empacotamento frouxo, seja devido a processos de deposição ou dilatação, é fundamental para a consolidação, e a porosidade controla a liquefação e a fluidização. Sedimentos mal classificados, como as areias cruzadas, apresentam menor porosidade e são mais suscetíveis à liquefação. A resistência dos sedimentos e sua permeabilidade também influenciam o processo: sedimentos finos e grossos, com alta coesão ou fricção, tendem a sofrer escape de fluidos sem sofrer grandes perturbações, enquanto materiais intermediários são mais suscetíveis à liquefação e fluidização. A heterogeneidade dos sedimentos gera variações em sua permeabilidade e resistência, impactando a formação de estruturas como laminações convolutas e canais de fluidização. A formação de estruturas de escape de água é mais comum em sedimentos de grãos finos a médios, e a coesão e permeabilidade das camadas superficiais determinam a forma como os fluidos escapam.

3.3 Modelos Depositionais em Margens Continentais e Bacias Rifte: Aspectos Gerais

Bacias rifte (extensionais ou transtensionais) apresentam, comumente, formas de meio-*grabens* assimétricos, resultantes da elevação acentuada da borda de falha em relação à margem oposta da bacia (Grawthorpe & Colella, 1990). Essa geometria estrutural, a conexão entre segmentos falhados e a natureza episódica da atividade tectônica influenciam significativamente os sistemas deposicionais de deltas de granulação grossa. Os meio-*grabens* são, portanto, a unidade fundamental do rifte ou os blocos construtores do lago (Rosendahl *et al.*, 1986).

Segundo Lambiase (1990), a evolução de um rifte envolve diversas fases tectônicas e estruturais, desde a etapa inicial até a subsidência pós-rifte, cada uma associada a um estilo deposicional específico. Antes da formação das ombreiras do rifte, a drenagem regional entra livremente na bacia, resultando em alta taxa de sedimentação. Após sua formação, a sedimentação torna-se restrita a fontes internas (Lira, 2004). Inicialmente, quando o fundo da bacia consiste em blocos falhados basculados com elevações menores que as ombreiras, os depósitos são compostos por arenitos e conglomerados fluviais e aluviais, além de depósitos lacustres lateralmente restritos e finos (Figura 22).

Figura 22 - Sucessão de ambientes deposicionais com a evolução tectônica de um rifte.



Fonte: Lambiase (1990).

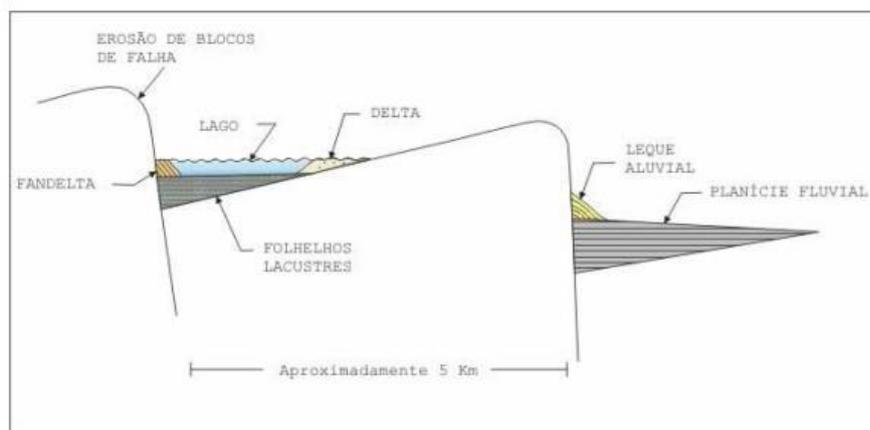
Com o avanço da subsidência, a assimetria da bacia se intensifica em relação à taxa de sedimentação. Os lagos permanecem confinados a baixas topográficas entre blocos falhados, enquanto a sedimentação mantém características

semelhantes, com passagem limitada de sedimentos pelos blocos mais baixos. À medida que a subsidência continua e as falhas se aprofundam, as zonas de acomodação tornam-se altos topográficos, marcando o estágio de desenvolvimento de um grande lago (Lira, 2004).

O processo de implantação do rifte, desde o início do falhamento até o estabelecimento do grande lago, ocorre de forma geologicamente rápida. Isso resulta em uma transição abrupta de ambientes subaéreos para condições de águas profundas, com deposição inicial limitada. A maior parte da drenagem das ombreiras do rifte é direcionada para fora da bacia, tornando essas feições fontes secundárias de sedimentos. Assim, a contínua subsidência associada à baixa taxa de suprimento sedimentar leva à formação de uma bacia faminta, caracterizada pela acumulação de espessas sequências de sedimentos lacustres.

Quando a taxa de suprimento sedimentar supera a taxa de subsidência, os meio-*grabens* começam a ser progressivamente preenchidos até que um novo evento tectônico ocorra. Esse preenchimento é marcado pela progradação de sedimentos arenosos, predominando a sedimentação aluvial e fluvial em meio-*grabens* sem lagos e a deposição deltaica e prodeltaica em bacias lacustres (Figura 23).

Figura 23 - Seção idealizada mostrando padrões de sedimentação em blocos falhados bacia adentro.



Fonte: Lambiase (1990).

O volume ocupado durante o preenchimento da bacia eleva o nível do lago até atingir a altura da menor barreira estrutural, estabelecendo uma condição

estável. A sedimentação prodeltaica continua à medida que a profundidade da lâmina d'água diminui, até o completo desaparecimento do lago. Esse processo resulta em um progressivo raseamento das sequências lacustres, com transição para ambientes deltaicos e, posteriormente, fluviais.

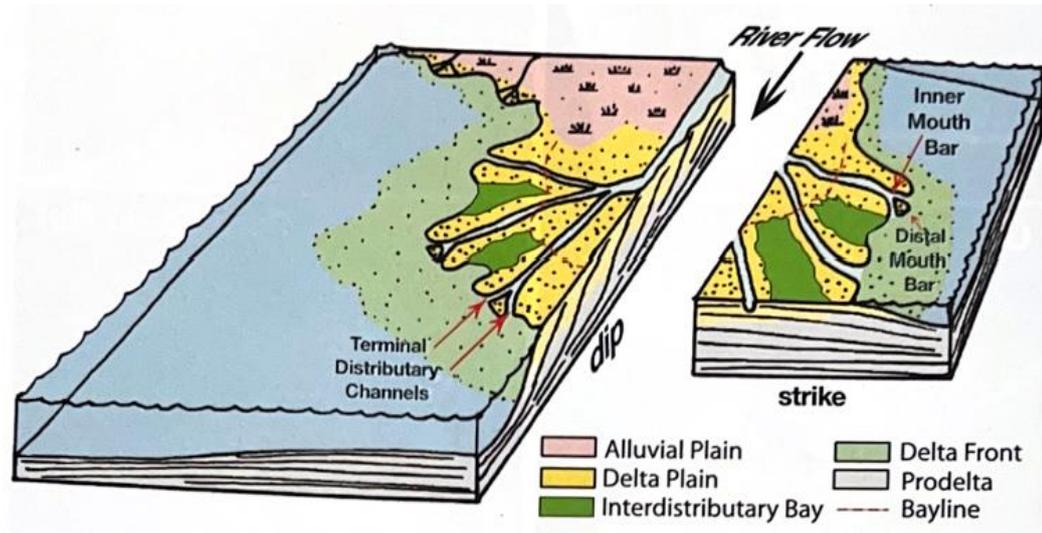
Dessa forma, o preenchimento da bacia ocorre de maneira contínua ao longo do sistema rifte, até que todas as zonas de acomodação sejam soterradas e passe a predominar a deposição subaérea. No modelo proposto por Lambiase (1990), cada sub-bacia (*meio-graben*) é preenchida sequencialmente. Embora compartilhem características semelhantes, essas unidades não são equivalentes no tempo (Arienti, 1996).

3.4 Deltas

A linha de costa é um dos principais limites na transferência de sedimentos da terra para o mar, sendo os deltas a principal forma de deposição fluvial (Figura 24). A previsão de sua evolução é crucial, especialmente em áreas úmidas costeiras, como a Louisiana e partes da Ásia, onde a construção de barragens reduziu significativamente a descarga fluvial, causando subsidência, perda de terra e maior vulnerabilidade a tempestades costeiras (James & Dalrymple, 2010).

Economicamente, estima-se que os deltas contenham cerca de 30% dos depósitos mundiais de petróleo, carvão e gás (Tyler & Finley, 1991), além de importantes reservas de água doce. A exploração desses recursos exige modelos robustos de fácies preditivas.

Figura 24 - Diagrama de blocos de um delta de rio mostrando os principais ambientes e fácies.



Fonte: Extraído de James & Dalrymple (2010).

3.4.1 Definições de Delta e Conceitos Fundamentais

Os deltas são formas de relevo subaéreas e suas extensões submarinas, construídas diretamente por rios ou associadas a eles na desembocadura em corpos d'água. Eles são fundamentalmente regressivos e sempre influenciados pelos rios, o que resulta em sucessões faciológicas verticais de raseamento ascendente (Figura 24). Essa deposição pode formar corpos sedimentares lobados ou alongados (Figura 25), embora a dispersão ao longo da costa possa mascarar sua fonte pontual (James & Dalrymple, 2010).

Inicialmente, a definição de delta exigia uma protuberância costeira (Elliott, 1986), mas diversos deltas modernos, como o Amazonas, Brasil, e o Ganges-Brahmaputra, Bangladesh, ocorrem em reentrâncias costeiras não totalmente preenchidas. Assim, a característica regressiva e a origem fluvial são mais importantes na definição. Diferem dos sistemas estuarinos, que são transgressivos e recebem sedimentos marinhos e fluviais (Dalrymple *et al.*, 1992). Entretanto, durante o abandono, partes dos deltas podem se tornar estuários transgressivos, atendendo às definições geológicas e oceanográficas (Pritchard, 1967).

O termo "delta" também se aplica a antigas sucessões progracionais ou cunhas clásticas com transições marinho-continental (Alexander, 1989). No entanto,

a identificação de um depósito como deltaico exige correlações detalhadas ou mapeamento de geometrias sedimentares que evidenciem a ligação com um rio alimentador (Figura 25). Quando essa origem não é comprovada, termos como "parálico", "plataforma costeira" ou "planície costeira" são mais adequados.

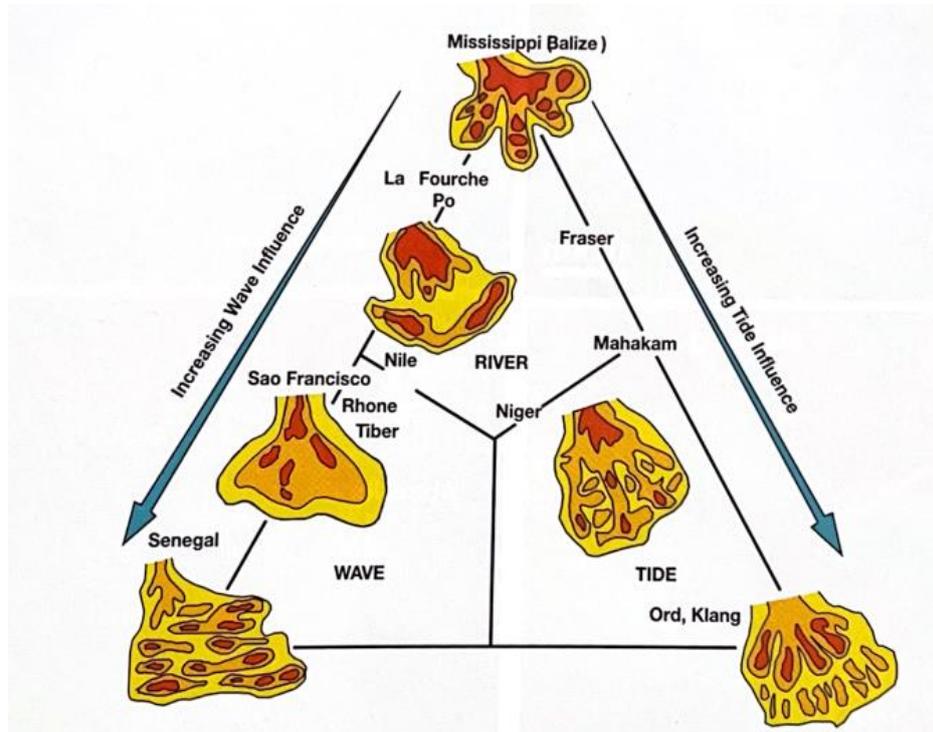
Os deltas variam em escala, desde sistemas continentais, como o Delta do Mississippi (que possui 28.500 km²), até deltas menores dentro de sistemas lagunares e estuarinos. Muitos deltas continentais possuem deltas menores, resultando em arquiteturas faciológicas complexas. A maioria dos deltas exibe ciclos de progradação e abandono, geralmente controlados por avulsões fluviais. O Delta do Mississippi, por exemplo, passou por sete grandes avulsões nos últimos 9.000 anos (Boyd *et al.*, 1989).

3.4.2 Classificação dos Deltas

A classificação tripartida dos deltas (Galloway, 1975) baseia-se na influência relativa dos processos fluviais, de ondas e de marés, resultando em morfologias distintas e padrões faciológicos específicos. No entanto, a maioria dos deltas apresenta características mistas, dificultando sua categorização em um único tipo, especialmente em estudos de subsuperfície, onde os dados são limitados (Figura 25). Muitos deltas modernos combinam diferentes tipos dentro de seus lobos individuais.

Deltas dominados por rios tendem a apresentar formas interdigitadas ou lobadas (Figuras 25, 26, 27 e 28), enquanto aqueles influenciados por ondas exibem margens arredondadas ou cuspidas (Figuras. 25 e 29). Já os deltas controlados por marés desenvolvem corpos arenosos orientados paralelamente às correntes de maré, que fluem perpendicularmente à costa (Coleman & Wright, 1975).

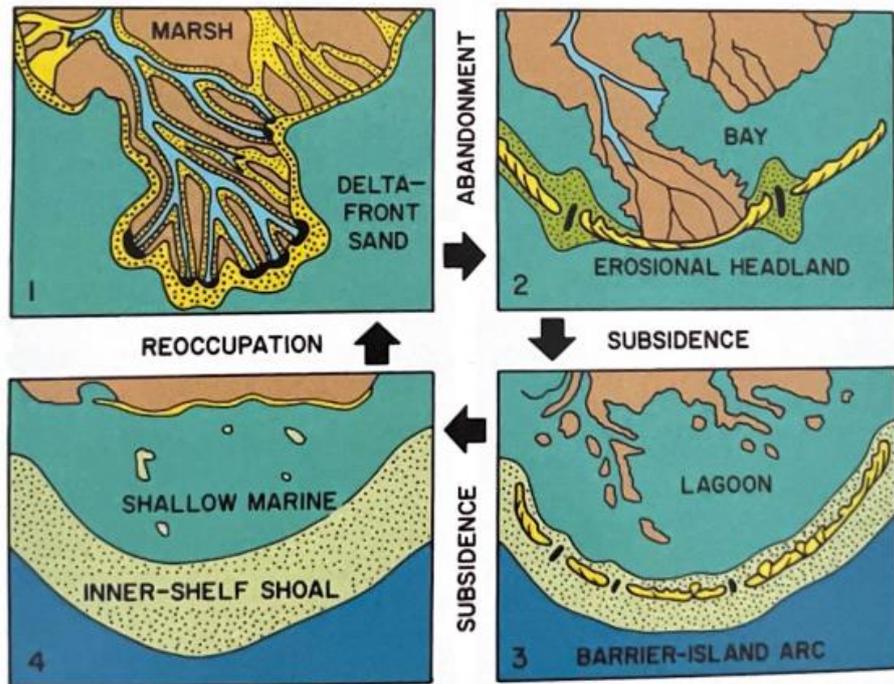
Figura 25 - As geometrias dos corpos arenosos (conforme mostrado pelos padrões de isópacas) dos seis tipos de deltas de Coleman e Wright (1975) são representadas na classificação tripartida de Galloway (1975), baseada na dominância fluvial, de ondas e de marés (adaptado de Bhattacharya e Walker, 1992). Observa-se a semelhança entre o delta dominado por marés e o extremo dominado por rios.



Fonte: Extraído de James & Dalrymple (2010).

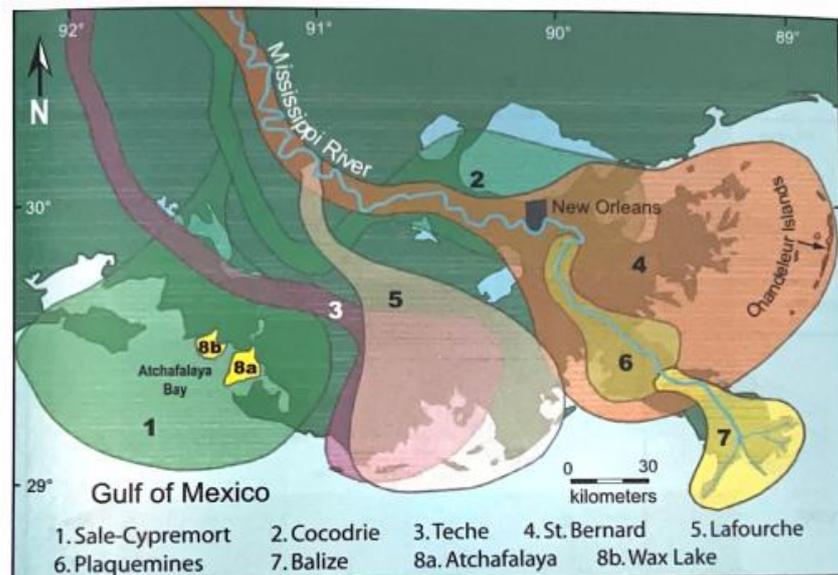
Orton e Reading (1993) ampliaram essa classificação para incluir o tipo de sedimento, enquanto Postma (1990) propôs um modelo baseado no sistema alimentador, profundidade da água e processos na desembocadura. No entanto, a exclusão dos efeitos de ondas e marés limita sua aplicação em estudos de depósitos antigos.

Figura 26 - Evolução dos lobos deltaicos do Mississippi, da progradação ao abandono (simplificado de Boyd et al., 1989). Cada lobo deltaico passa por uma fase inicial de progradação, na qual apresenta características dominadas por rios. Com o abandono, transforma -se em um sistema de barreira-lagoa dominado por ondas devido à subsidência e transgressão. Eventualmente, a barreira é submersa, formando um banco relicto na plataforma.



Fonte: Extraído de James & Dalrymple (2010).

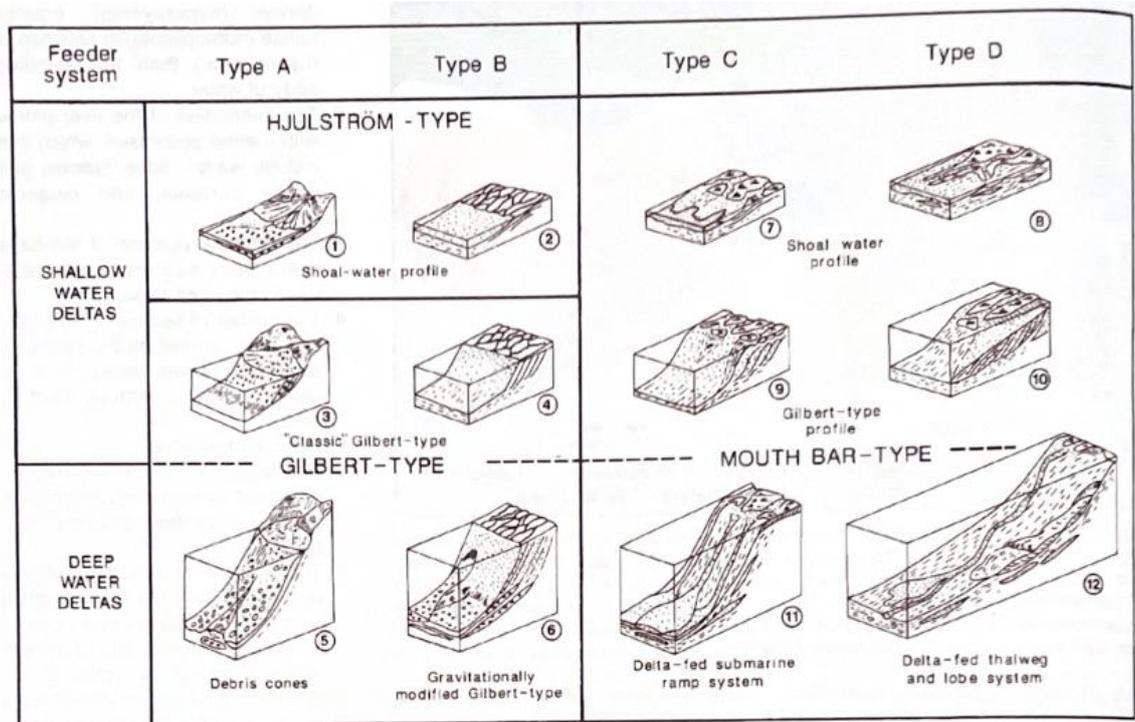
Figura 27 - Evolução dos lobos deltaicos do Mississippi nos últimos 9.000 anos (segundo Kolb e Van Lopik, 1966). A mudança de lobo ocorre aproximadamente a cada 1.000 anos.



Fonte: Extraído de James & Dalrymple (2010).

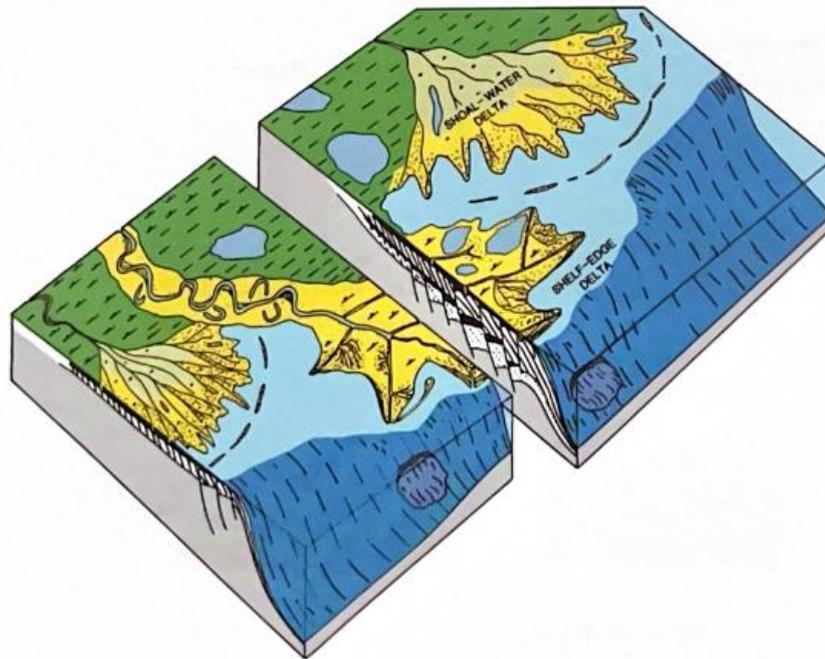
Pesquisas sísmicas e de estratigrafia de sequências revelaram que sistemas deposicionais variam conforme sua posição na plataforma continental. Deltas de borda de plataforma formam-se durante baixos níveis do mar e podem desenvolver falhas de crescimento expressivas, com corpos arenosos alinhados ao rumo devido à subsidência, e não à ação das ondas (Suter & Berryhill, 1985; Porebski & Steel, 2003, 2006). Em contraste, deltas de plataforma interna ocorrem em águas rasas, são mais suscetíveis à erosão e apresentam menor preservação de seus depósitos iniciais.

Figura 28 - Classificação de deltas de grãos grossos considerando o tipo de sistema alimentador, a profundidade da água e o tipo de processo de barra de boca. (De Reading & Collinson, 1996; baseado em Postma, 1990).



Fonte: Extraído de James & Dalrymple (2010).

Figura 29 - Diagrama em bloco contrastando deltas lobados de águas rasas (ou fase de plataforma), mostrados na fase de abandono com ilha-barreira marginal, e o delta ativo contemporâneo na borda da plataforma. Note o espessamento das fácies ao longo das falhas de crescimento no delta da borda da plataforma. (De Bhattacharya & Walker, 1992; baseado em Edwards, 1981).



Fonte: Extraído de James & Dalrymple (2010).

3.4.3 Processos Deltaicos

Os deltas se formam quando rios carregados de sedimentos deságuam em corpos d'água estagnados, perdendo competência de transporte e depositando sedimentos próximos à foz (Wright, 1977). A morfologia dos depósitos deltaicos depende da densidade do fluxo fluvial, da interação com processos marinhos (ondas, marés, tempestades) e da posição na bacia.

A maioria dos deltas marinhos é hipopicnal, com a pluma fluvial menos densa que a água salgada, formando camadas superficiais visíveis por satélite. No entanto, durante cheias sazonais ou tempestades, rios podem se tornar hiperpicnais, transportando sedimentos densos como correntes de turbidez (Mulder & Syvitski, 1995; Mutti *et al.*, 2003). Muitos sistemas alternam entre fluxos hipopicnais e hiperpicnais (Nemec, 1995; Kineke *et al.*, 2000).

A deposição inicial ocorre nas barras de desembocadura, elementos fundamentais dos deltas dominados por rios (Figura 24), que podem coalescer formando grandes lobos deltaicos, como no Delta Atchafalaya (Van Heerden & Roberts, 1988; Tye, 2003). Nos deltas influenciados por ondas e marés, essas barras são retrabalhadas, formando outros elementos sedimentares, como barras de maré e barreiras arenosas.

A barra de desembocadura pode ser dividida em uma região proximal, onde o fluxo é mais restrito, e uma distal, onde ocorre expansão. Os depósitos frontais das barras podem formar estratos inclinados grossos, similares aos deltas de Gilbert, descritos em depósitos lacustres do Pleistoceno (Gilbert, 1885).

A deposição frontal pode resultar em camadas arenosas extensas contendo estruturas de fluxo decrescente semelhantes às sequências de Bouma, frequentemente intercaladas com lama prodeltaica e retrabalhadas por ondas de tempestade (Mutti *et al.*, 2003). Além disso, a presença de barras pode induzir bifurcações nos canais distributários, promovendo avulsões autogênicas que levam à instabilidade e, eventualmente, ao abandono de lobos deltaicos inteiros.

3.4.4 *Retrabalhamento por Ondas e Marés*

As ondas modelam e alongam as barras de desembocadura na direção paralela à costa, influenciando sua extensão conforme a relação entre a deposição fluvial e a capacidade de transporte da deriva litorânea, além da obliquidade da abordagem das ondas (Bhattacharya & Giosan, 2003). Em deltas com alta energia das ondas ou cheias infrequentes, as barras podem se estender por quilômetros, gradualmente transformando-se em depósitos de antepraia. Além disso, os rios podem atuar como barreiras hidráulicas, retendo sedimentos transportados pela deriva litorânea (Dominguez, 1996; Bhattacharya & Giosan, 2003).

As marés, por sua vez, podem alongar barras na direção perpendicular à costa. Em ambientes embaiados, as marés também escavam canais profundos ao longo da linha de costa, que podem ser preenchidos por lama ou areia, modificando a morfologia deltaica.

3.5 Ambientes Deltaicos

De acordo com James & Dalrymple (2010), a maioria dos deltas, especialmente os que contêm grandes quantidades de sedimento lamoso, é composta por cinco principais ambientes de deposição (Figuras 30 e 31):

1. Uma planície deltaica subaérea plana, dominada por processos fluviais;
2. Uma praia ou frente de barra de areia, com inclinação acentuada (geralmente maior que 1°);
3. Uma planície subaquática deltaica, também chamada de plataforma *subtidal*, com profundidade de cerca de 10-15 metros, correspondente à base das ondas em tempo bom;
4. Uma região distal com *foreset* de inclinação rasa (menos de $0,1^\circ$), geralmente lamacenta;
5. Uma região plana de *bottomset* rica em argila.

Figura 30 - Principais subdivisões do delta em vista plana. A planície superior deltaica é essencialmente não marinha e é caracterizada por sistemas fluviais distributivos.



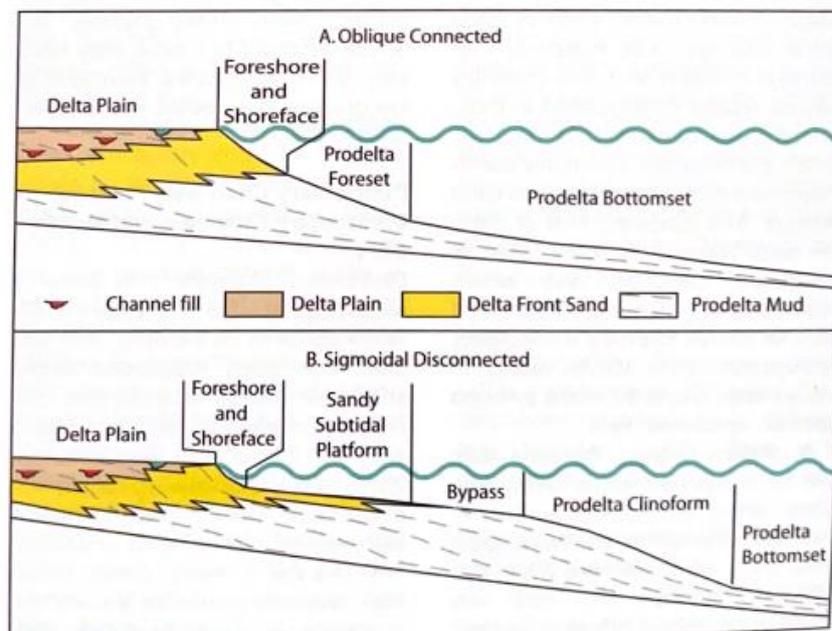
Fonte: A autora (2025). Modificado de James & Dalrymple (2010).

O termo "frente deltaica" é frequentemente usado para se referir à área de areia com forte inclinação, mas também pode se aplicar à clinoforma prodeltaica menos inclinada (e.g., Bhattacharya & Walker, 1992; Roberts & Sydow, 2003). "Prodelta" é utilizado para descrever toda a área lamosa, incluindo as fácies de *foreset* e *bottomset*. As transições entre essas fácies são geralmente graduais, embora em alguns casos a base das areias da frente deltaica seja nítida, facilitando a distinção entre os ambientes (e.g., Bhattacharya & Walker, 1992).

3.5.1 Planície Deltaica Subaérea

A planície deltaica subaérea é caracterizada por canais distributários e pode incluir ambientes não marinhos a salobros, como pântanos, charcos, planícies de maré e lagoas. Em ambientes modernos, a planície é subdividida em uma planície inferior, sujeita a incursão de água salgada, e uma superior, sem influência marinha direta, mas com canais distributários importantes. O limite entre essas áreas é denominado *bayline*, uma linha de mudança de inclinação do perfil do rio, que também pode marcar o limite terrestre de baías e lagoas (Posamentier *et al.*, 1988).

Figura 31 - Clinofomas deltaicas em progradação. A) Praia arenosa oblíqua conectada aos lodos do prodelta. B) Pluma sigmoidal de lodo do prodelta desconectada da plataforma subtidal arenosa e da frente deltaica/praias, formando uma dupla clinoforma.



Fonte: Extraído de James & Dalrymple (2010).

Em deltas modernos, a *bayline* pode ser identificada pela presença de fósseis ou rastros de organismos tolerantes à água salgada ou salobra. A planície inferior vai até a linha de maré alta e inclui ambientes de praia e planícies de maré. Em ambientes lacustres, a distinção entre as planícies deltaicas superior e inferior não é comum, exceto quando há uma mudança de inclinação no rio de alimentação. Deltas de grande inclinação, como os de leque próximos a escarpas, possuem planícies deltaicas mais estreitas, em contraste com deltas de baixa inclinação, como o do Mississippi.

3.6 Prodelta

Historicamente, o prodelta era interpretado como a área onde a lama fina e o silte se depositam lentamente da suspensão. No entanto, tem-se reconhecido que muitos cinturões de lama do prodelta contêm lamas fluidas hiperpicnais depositadas rapidamente por correntes de densidade assistidas por ondas ou por plumas hipopicnais que colapsam rapidamente, sugerindo que o processo de deposição por suspensão pode ser mais rápido do que se pensava. Os depósitos do prodelta podem apresentar níveis variáveis de bioturbação, dependendo das taxas de sedimentação e da influência de águas salobras associadas a fluxos hiperpicnais (Bhattacharya & MacEachern, 2009).

As lamas do prodelta podem se misturar para o mar com sedimentos hemipelágicos finos e comumente calcários do fundo distal da bacia, e gradualmente se transformar nas facies arenosas da frente deltáica da plataforma. A preservação de lâminas ou leitos siltosos ou arenosos no prodelta, especialmente mostrando gradação normal ou inversa, geralmente indica deposição por cheias de rios, marcando a proximidade da foz do rio. Em contraste, depósitos totalmente bioturbados formam-se em áreas distantes do rio ativo (MacEachern *et al.*, 2005). Quando os sedimentos são laminados ritmicamente, pode-se inferir uma influência de maré (Willis, 2005).

Embora os termos "prodelta" e "plataforma continental" tenham sido historicamente apresentados como ambientes mutuamente exclusivos, muitos de seus depósitos, como a do Amazonas, do Golfo de Bengala, do Golfo do México, entre outras, são cobertas por cinturões de lama de dezenas de metros de espessura, que podem ser considerados a extensão subaquática dos respectivos

deltas (e.g., Nittrouer *et al.*, 1986; Neill & Allison, 2005). Grande parte desse sedimento lamoso foi originalmente depositado por suspensão de plumas de rios, mas à medida que essas plumas colapsam, o sedimento se concentra no fundo do mar formando uma camada de lama, que pode ser mantida em suspensão por ondas ou movida por correntes geradas por tempestades (e.g., Hill *et al.*, 2007). A lama também pode ser diretamente introduzida no fundo marinho por fluxos hiperpicnais de rios (Mulder & Syvitsky, 1995).

3.7 Sucessões de Fácies Verticais

Embora as sucessões verticais de fácies ideais forneçam uma representação incompleta da complexidade 3D dos depósitos deltaicos, elas são essenciais para estudos de afloramentos ou subsuperfície. Cores, registros de poços e seções verticais medidas continuam sendo os dados mais comuns em muitos estudos.

3.7.1 Sucessões de Fácies do Prodelta e Frente deltaica

A marca da progradação de um delta é a sucessão de fácies que aumenta em granulometria para o topo, mostrando a transição das fácies mais lamosas do prodelta para as mais arenosas da frente deltaica e dos ambientes de barras de desembocadura, e finalmente para a planície deltaica, se a sucessão estiver completa. A natureza específica das fácies e camadas nas sucessões de prodelta e frente deltaica dependerá dos processos que influenciam o transporte de sedimentos, deposição e reprocessamento (James & Dalrymple, 2010).

3.7.2 Sucessões em Deltas Dominados por Rios

Em deltas dominados por rios, os sedimentos do prodelta são tipicamente heterolíticos, com laminações finas a lamacentas, com ou sem arenitos. Os siltitos e arenitos podem ser estratificados ou sem estrutura e podem mostrar gradação normal e inversa, refletindo deposição por correntes de densidade hiperpicnais geradas durante inundações de alta descarga e tempestades (Mulder *et al.*, 2003). A bioturbação pode ser variável, e estruturas formadas por ondas podem ocorrer no topo das camadas de arenito, embora menos abundantes do que em ambientes mais influenciados por ondas.

Deformações de sedimentos inconsolidados (SSDS) são comuns em deltas dominados por rios devido às altas taxas de sedimentação. Essas deformações podem resultar de pressões sobre sedimentos de prodelta, o que causa a remobilização de areia e formação de estruturas como marcas de carga, diapirismos de lama e falhas de crescimento (Bhattacharya & Davies, 2004; Coleman *et al.*, 1983).

3.7.3 *Fácies de Frente Deltaica Arenosas*

As fácies de frente deltaica arenosas refletem principalmente a deposição de fluxos unidirecionais que desaceleram rapidamente nos ambientes de barra de desembocadura. As estruturas podem incluir *ripples* de corrente unidirecional e estratificação cruzada, arenitos com estratificação plano-paralela, camadas maciças com gradação e sequências de Bouma. A seleção dos sedimentos, especialmente em sistemas com cascalho, pode ser pobre a moderada. Variações na descarga do rio podem produzir uma sucessão irregular de aumento de granulometria, com argilitos e arenitos intercalados.

3.8 Reservatórios Análogos

Segundo Alexander (1993), os reservatórios análogos de hidrocarbonetos se enquadram em três categorias: estudos de processos deposicionais modernos, experimentos e registros de rochas. Howell *et al.*, (2014) destacou o estudo de afloramentos como fundamental para compreender reservatórios de subsuperfície, fornecendo dados sobre tamanho, geometria e conectividade dos corpos rochosos. O autor ressaltou a importância dos análogos na análise da geometria, dimensões e distribuição das heterogeneidades sedimentares que afetam a migração de hidrocarbonetos.

A modelagem de reservatórios ocorre em diversas fases da indústria petrolífera. Na fase exploratória, auxilia na otimização da localização e espaçamento de poços, enquanto na fase de produção é usada para prever o desempenho da extração, avaliar a viabilidade econômica e indicar a desativação da produção (Howell *et al.*, 2014). Como os dados sísmicos apresentam baixa resolução vertical e os de poço, baixa resolução lateral, o estudo de análogos tem sido essencial para suprir essa limitação (Howell *et al.*, 2014).

Bridge (2006) enfatizou que modelos deposicionais e análogos modernos são essenciais para interpretar depósitos antigos e reservatórios de petróleo. Além de descrever formas de leito e processos sedimentares, esses modelos devem incluir parâmetros como permeabilidade e porosidade para simular o fluxo de fluidos (e.g., Hornung & Aigner, 1999; Grammer *et al.*, 2004; Noad, 2004; Larue & Hovadik, 2006; Meyer & Krauser, 2006; Mckinley *et al.*, 2011; Jackson *et al.*, 2014; Keogh *et al.*, 2014; Nordahl *et al.*, 2014; Pranter *et al.*, 2014).

Os parâmetros analisados em análogos incluem aspectos estratigráficos, paleoambientais, deposicionais, estruturais, sedimentológicos e diagenéticos. Para tal, utilizam-se dados de poço, afloramentos (fácies e associações de fácies), petrofísicos e petrográficos. Esses dados podem ser avaliados por modelos numéricos (e.g., Noad, 2004; Larue & Hovadik, 2006; Nordahl *et al.*, 2014; Pranter *et al.*, 2014; Jackson *et al.*, 2014; Keogh *et al.*, 2014), análise geoestatística (e.g., Mckinley *et al.*, 2011) e estatística (e.g., Hornung & Aigner, 1999; Meyer & Krauser, 2006). A análise estatística, baseada principalmente em gráficos de dispersão e histogramas, correlaciona permeabilidade e porosidade com fácies, associações de fácies e constituintes diagenéticos e mineralógicos (e.g., Hornung & Aigner, 1999; Meyer & Krauser, 2006).

4 RESULTADOS

4.1 Mapa Geológico

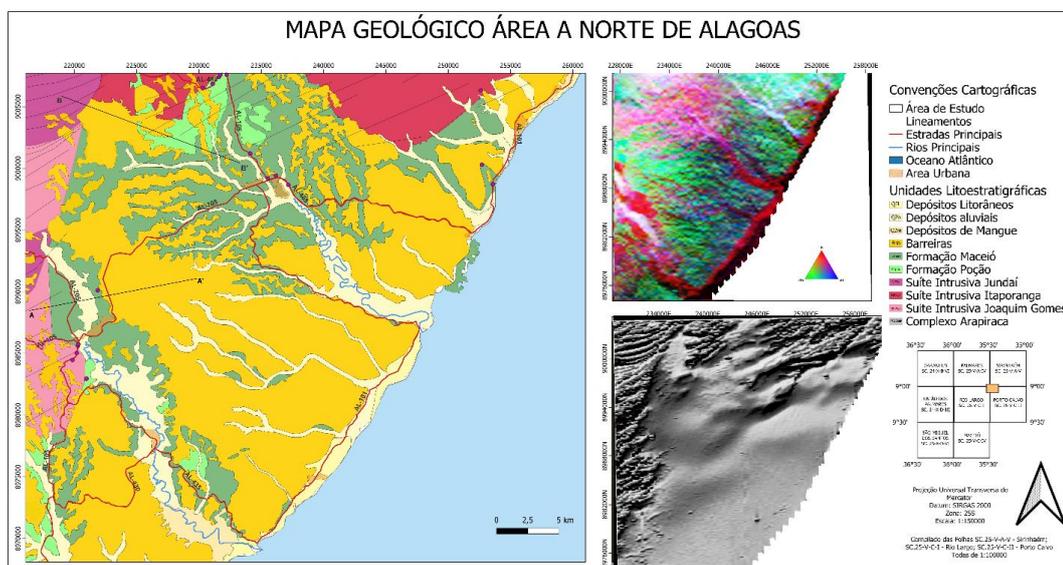
O modelo de mapa geológico foi elaborado a partir da análise integrada de todas as características abordadas neste estudo, com ênfase na compilação de mapas e pesquisas anteriores, na litologia observada em campo, em imagens orbitais do Google Earth, em perfis topográficos do relevo e nos dados obtidos por métodos aerogeofísicos.

A integração dessas informações permitiu a geração de um mapa na escala 1:150.000, com a redefinição de alguns contatos geológicos, especialmente entre o embasamento e a Bacia de Alagoas, bem como entre as Formações Maceió, Poção e Barreiras.

A delimitação desses contatos foi realizada com base na projeção das altitudes dos estratos das unidades geológicas no relevo, considerando a influência da topografia, os pontos de campo levantados durante a viagem de campo e durante o mapeamento e os dados aerogeofísicos (Figura 32).

A área mapeada inclui seis principais unidades geológicas: o Complexo Arapiraca, as Suítes Intrusivas Itaporanga, Joaquim Gomes e Jundaí, além das unidades cretáceas correspondentes às Formações Poção e Maceió, e, por fim, os depósitos cenozoicos do Grupo Barreiras.

Figura 32 - Mapa Geológico da seção norte da Bacia de Alagoas.



Fonte: Dantas et al. (2024).

4.2 Descrição de Fácies

A sucessão exposta no afloramento do Morro do Camaragibe é predominantemente composta por camadas delgadas. No entanto, dois intervalos anômalos de camadas espessas e amalgamadas de arenito ocorrem intercalados na sucessão, sendo facilmente identificáveis e mapeáveis na área de estudo. Este trabalho tem como foco o intervalo inferior, rico em areia, que representa o registro do primeiro avanço da frente deltaica no afloramento (Figura 33).

No afloramento do Morro do Camaragibe, a sucessão exposta segue um padrão divergente, aproximadamente simétrico, onde os estratos mais antigos estão expostos na porção central, enquanto camadas mais jovens ocorrem em suas extremidades norte e sul. O afloramento em questão também possui uma estrutura semelhante a uma anticlinal, possivelmente formada devido ao diapirismo de sal em subsuperfície (Souza-Lima, 2021). De modo geral, não foi possível observar a continuidade lateral e vertical das unidades interligando os dois setores devido a erosão, permanecendo *in situ*, sendo estas cobertas também pela vegetação da área.

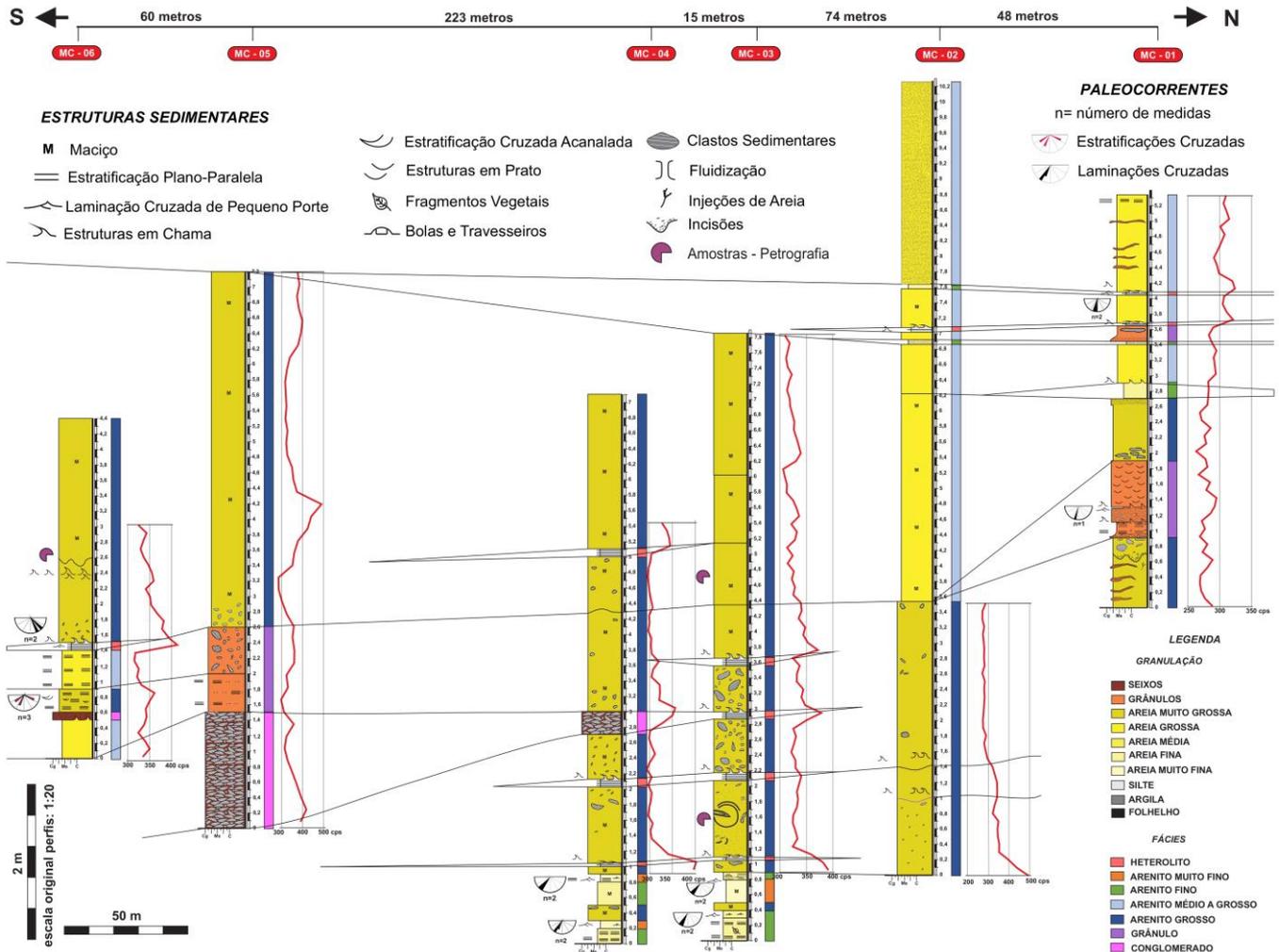
Através do levantamento de seis perfis sedimentológicos verticais em escala de detalhe 1:20, foi possível definir sete fácies sedimentares. Cada perfil está acoplado a um perfil gamaespectométrico adquirido a partir de medições em CPS (cintilações por segundo) em intervalos regulares de 10 cm (Figura 34). Teores com alto ou baixo valores de CPS sugerem a classificação de arenitos “sujos” ou “limpos”, respectivamente, de acordo com o conteúdo de lama. As tendências de distribuição de sedimentos foram determinadas a partir de medições de paleocorrentes, no qual indicam transporte para SW, com leves desvios para SE.

Figura 33 - Ortomosaico do intervalo estudado no afloramento Morro do Camaragibe. Pessoa circulada como escala.



Fonte: Dantas (2024).

Figura 34 - Correlação de perfis sedimentológicos e gamaespectométricos levantados na área de estudo.



Fonte: A autora (2025).

O intervalo arenoso inferior atinge até 10 m de espessura e é composto principalmente por camadas tabulares e amalgamadas, de base abrupta, formadas por arenitos moderadamente a mal selecionados. As camadas individuais de arenito são predominantemente constituídas por níveis de granulação média a muito grossa, ocasionalmente contendo grânulos dispersos e frequentemente exibindo estruturas escape de fluídos. Esses depósitos ocorrem tanto de forma amalgamada quanto intercalados com arenitos muito finos e siltitos.

As camadas amalgamadas são caracterizadas, em geral, por arenitos maciços e de granulação grossa, seguidos por uma ou mais camadas de arenitos finos a muito finos, que apresentam abundantes marcas de carga e estruturas em chamas (*flames*). No conjunto, essas camadas exibem uma sucessão que se afina

para o topo. Algumas delas apresentam intervalos granodecrescentes e/ou granocrescentes, além de estratificação plana e laminação cruzada ondulada.

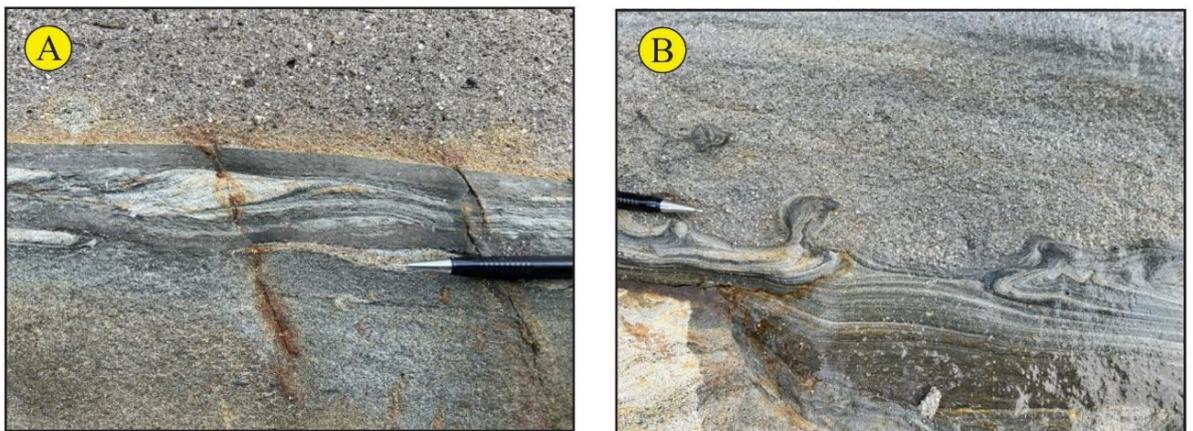
Descrições e detalhes sobre as fácies identificadas se encontram na Tabela 1.

Fácies F1 – Heterolitos

A unidade é caracterizada por siltito laminado intercalados com arenitos muito finos e argilitos (heterolito), apresentando estruturas de laminação plano-paralela e estratificações cruzadas de pequeno porte (*ripples*) sem continuidade lateral ampla, além de estrutura em chamas (*flames*) no topo da camada (Figura 35).

A presença de estruturas em chamas indica a interação entre sedimentos arenosos supradjacentes e camadas subjacentes mais finas e saturadas, sugerindo deformação sin-sedimentar devido à instabilidade gerada pelo fluido.

Figura 35 - A) Laminação plano-paralela e estratificação cruzada de pequeno porte (*ripples*); B) Estrutura em chamas.



Fonte: A autora (2025).

Com base no modelo de Bouma, essa fácies pode ser associada às divisões Tc e Td da sequência, que inclui estratificação cruzada de pequeno porte e laminação plano-paralela, típicas de correntes de turbidez desacelerantes. A presença de estruturas de deformação como estruturas em chama indica a mobilização dos sedimentos finos devido à sobrecarga. No modelo de Mutti (1992), essa fácies se encaixa nos depósitos gerados por fluxos de baixa eficiência, onde a interação entre o fluxo e os sedimentos subjacentes gera deformações internas. Na classificação de Lowe (1982), esses depósitos podem estar associados a fluxos de

baixa densidade que resultam em camadas finamente laminadas ou com estruturas de deformação interna.

Assim, a deposição dessas camadas de heterolitos ocorreu em um ambiente de sedimentação dominado por correntes de turbidez relativamente distais, onde a interação entre camadas de diferentes estágios de saturação levou à formação de estruturas deformacionais características.

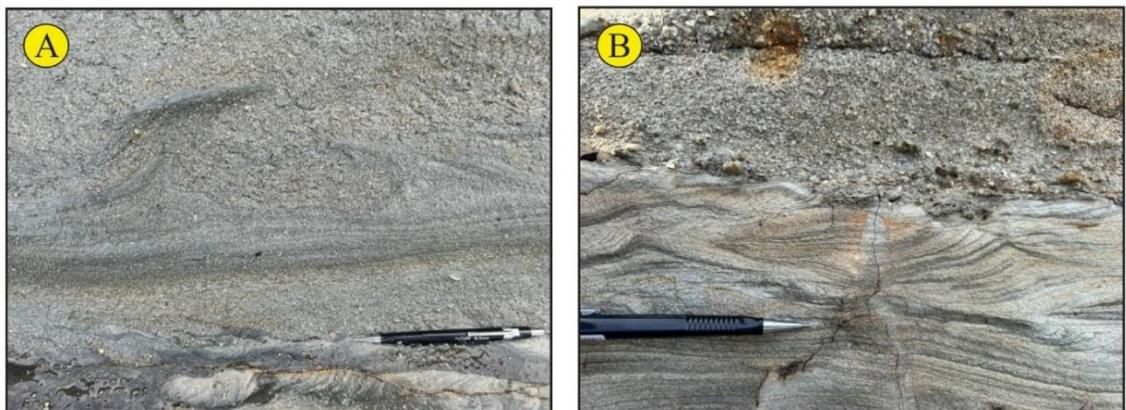
Fácies F2 - Arenito muito fino

Essa fácies é composta por arenito muito fino, caracterizado pela presença de estruturas em chamas (*flames*) e laminação cruzada de pequeno porte (*climbing ripples*) (Figura 36).

A deposição ocorreu por meio de correntes de turbidez desacelerantes de baixa densidade, nos quais o transporte sedimentar foi controlado por processos combinados de suspensão e tração. A presença de estruturas em chamas indica a instabilidade do substrato, provavelmente causada pela rápida carga de sedimentos saturados, favorecendo a formação dessas estruturas.

Comparando com a Sequência de Bouma, essa fácies corresponde às divisões Tb (estratificação plano-paralela) e Tc (*climbing ripples*). No modelo de Mutti (1992), essa fácies pertence às turbiditos de baixa densidade (LTC), refletindo processos deposicionais dominados por fluxos diluídos. Já em comparação aos preceitos de Lowe (1982), a fácies pode ser correlacionada com as divisões T1 e T2, evidenciando deposição alternada por tração e suspensão.

Figura 36 - A) Estrutura em chamas (*flames*). B) Estrutura de laminação cruzada de pequeno porte (*climbing ripples*).



Fonte: A autora (2025).

Fácies F3 – Arenito fino

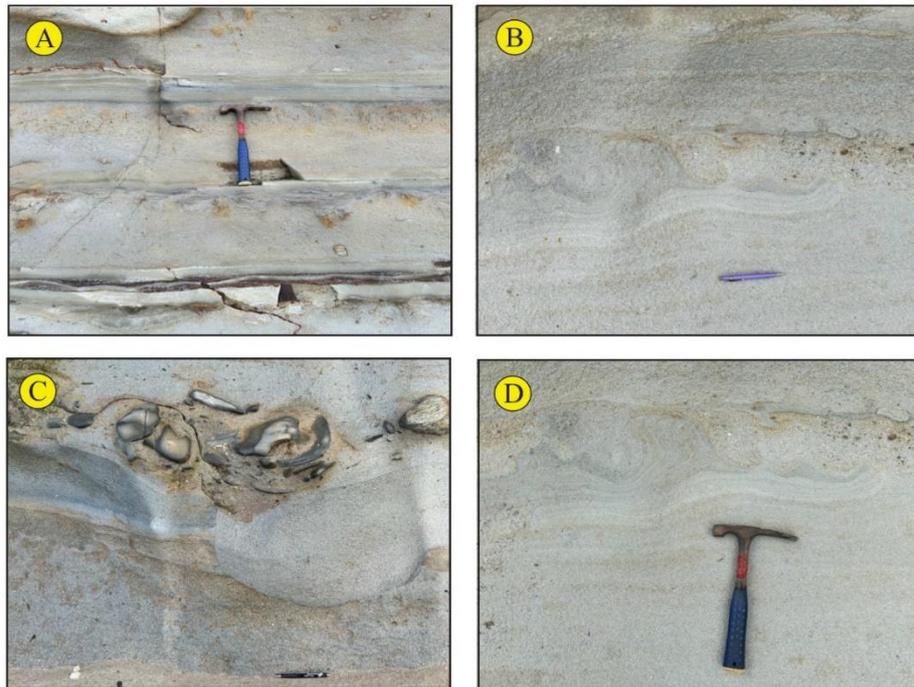
A Fácies F3 é composta por camadas de arenito fino, apresentando estruturas plano-paralela, cruzada cavalgante de pequeno porte (*climbing ripples*), chamas no topo da camada, bolas e travesseiros (*ball and pillow*) e maciça. Além disso, há a presença de fragmentos vegetais e clastos de siltitos inseridos na matriz (Figura 37).

A deposição e a sedimentação dessa fácies ocorreram em um ambiente dominado por correntes de turbidez de baixa densidade. Essas correntes transportavam uma carga sedimentar relativamente elevada, resultando na formação de estratos centimétricos (2 a 10 cm) que apresentam pequenos ciclos de acamamento gradacional. O processo deposicional foi caracterizado pela turbulência durante o transporte e pela combinação de decantação e tração na deposição final.

As estruturas sedimentares identificadas (estrutura plano-paralela e cruzada cavalgante de pequeno porte) indicam oscilações na energia do fluxo e uma transição progressiva de regime de fluxo superior para regime de fluxo inferior (fluxos desacelerantes). As estruturas de sobrecarga, como bolas e travesseiros (*ball and pillow*) e chamas (*flames*), sugerem instabilidades geradas pela rápida deposição de sedimentos saturados, resultando na remobilização parcial de camadas inferiores. A presença de fragmentos vegetais distribuídos ao longo da fácies indica a influência de material orgânico transportado pelas correntes de turbidez.

Comparando essa fácies com a sequência de Bouma, ela se encaixa principalmente nas divisões Tb e Tc. De acordo com o modelo de Mutti (1992), essa fácies pode ser associada às fácies de turbiditos de baixa densidade, especificamente às fácies de fluxos de baixa concentração (LTC - *Low-Density Turbidite Currents*). Essas fácies são caracterizadas por uma transição gradual da energia do fluxo e pela presença de estruturas indicativas de transporte trativo e decantação. Já em relação a classificação de Lowe (1982), essa fácies pode ser correlacionada com as divisões T1 e T2.

Figura 37 - A) Estratos centimétricos de arenito fino que apresentam pequenos ciclos de acamamento gradacional. B) Estrutura em chamas (flames). C) Clastos de siltito inseridos na matriz de arenito fino. D) Estrutura em chamas (flames), com pequena camada de grânulos imersa na matriz.



Fonte: A autora (2025).

Fácies F4 – Arenito médio a grosso

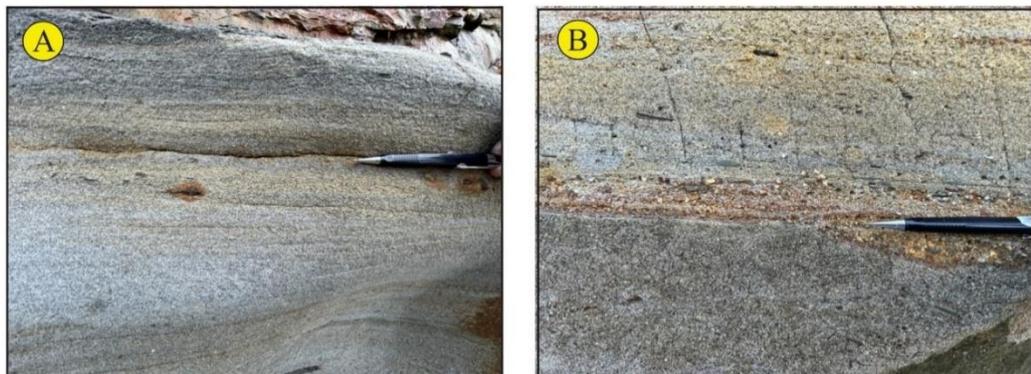
Essa fácies é composta por arenito de granulação média, apresentando lâminas de grânulos, estrutura plano-paralela e textura maciça (Figura 38).

A deposição ocorreu por correntes de turbidez arenosas de alta densidade, nos quais a carga de fundo era constituída por grânulos transportados próxima ao leito. A presença de lâminas de grânulos sugere um regime de fluxo turbulento, onde a interação entre a corrente e o substrato favoreceu a deposição intercalada de partículas mais grosseiras. A estrutura plano-paralela indica uma sedimentação relativamente uniforme.

Comparando essa fácies com a sequência de Bouma, ela se encaixa principalmente nas divisões Ta e Tb. No modelo de Mutti (1992), essa fácies se associa aos turbiditos de alta densidade (HGFA - *High-Density Gravelly and Sandy Flows*), caracterizados por arenitos com alto teor de sedimentos grosseiros. Já em comparação ao modelo de Lowe (1982), essa fácies pode ser associada à divisão S1, que corresponde a camadas maciças de arenito geradas por fluxos turbulentos de alta densidade.

Essa fácies reflete condições de fluxo de alta energia, caracterizadas pela sustentação dos grânulos em uma camada de alta concentração de sedimentos próximos ao fundo, resultando em camadas bem preservadas e com pouco retrabalhamento pós-deposicional.

Figura 38 - A) Estrutura plano-paralela. B) Níveis de grânulos intercalados com arenitos de granulometria média.



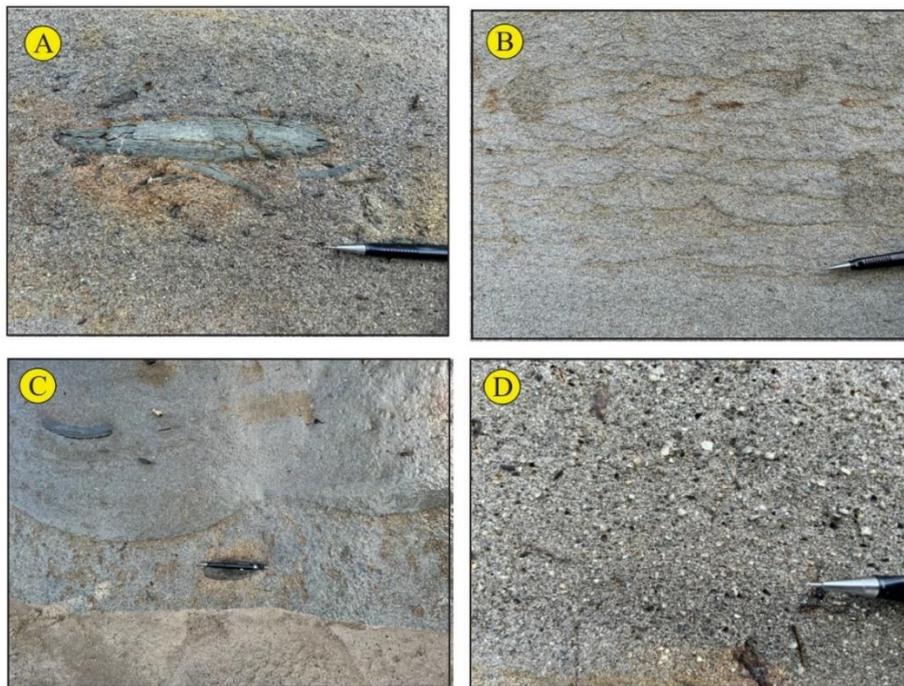
Fonte: A autora (2025).

Fácies F5 - Arenito muito grosso

A unidade é constituída por arenito de granulação muito grossa, apresentando-se de forma maciça ou gradacional, com níveis conglomeráticos e intraclastos dispersos de folhelho e siltito laminado, alguns deles imbricados (Figura 39). Esses intraclastos possuem dimensões variadas, variando de poucos centímetros até cerca de 1 m. O contato inferior é predominantemente erosivo, e a geometria varia de tabular a lenticular. Foram identificadas as estruturas de estratificação plano-paralela, cruzada acanalada, carpetes de tração, laminação de consolidação/pratos (*dishes*) e incisões (*scours*) (Figura 39, A, B e C).

Nesta fácies foi registrado estruturas de escape de fluidos intersticiais e injeções de areia, que em alguns casos obliteram as estruturas primárias (Figura 39, D). O topo de algumas camadas apresenta uma concentração de grânulos, sugerindo gradação inversa (figura 39, D).

Figura 39 - A) Clastos de siltito inseridos em uma matriz de areia muito grossa; B) Laminação de consolidação/pratos (*dishes*); C) Incisões de grande porte; e D) Gradação inversa.



Fonte: A autora (2025).

As estruturas de escape de fluidos intersticiais resultam da expulsão de fluidos devido à rápida acumulação de sedimentos (Lowe, 1975). A variabilidade granulométrica sugere a interação de diferentes fluxos sedimentares. Além disso, a presença de carpetes de tração e estratificação cruzada acanalada confirma a influência do transporte por tração na deposição.

Os níveis onde ocorrem incisões (*scours*), carpetes de tração e intraclastos argilosos são interpretadas como aceleração da corrente na transição entre canal e lobo deposicional (Mutti & Normark, 1987) (Figura 40).

Essa unidade é correlacionada às fácies F5 e F8 de Mutti (1992) e às divisões S2 e S3 de Lowe (1982). As estratificações cruzadas possivelmente representam depósitos remanescentes da fácies F6 de Mutti, enquanto os níveis de fácies F0

(*drapes* associados à sequência Bouma Tce, Tde ou Tc) ocorrem em setores altamente deformados e fragmentados.

Figura 40 - Níveis com incisões sobrepostos a estruturas em chamas. É possível observar níveis com intraclastos de siltito.

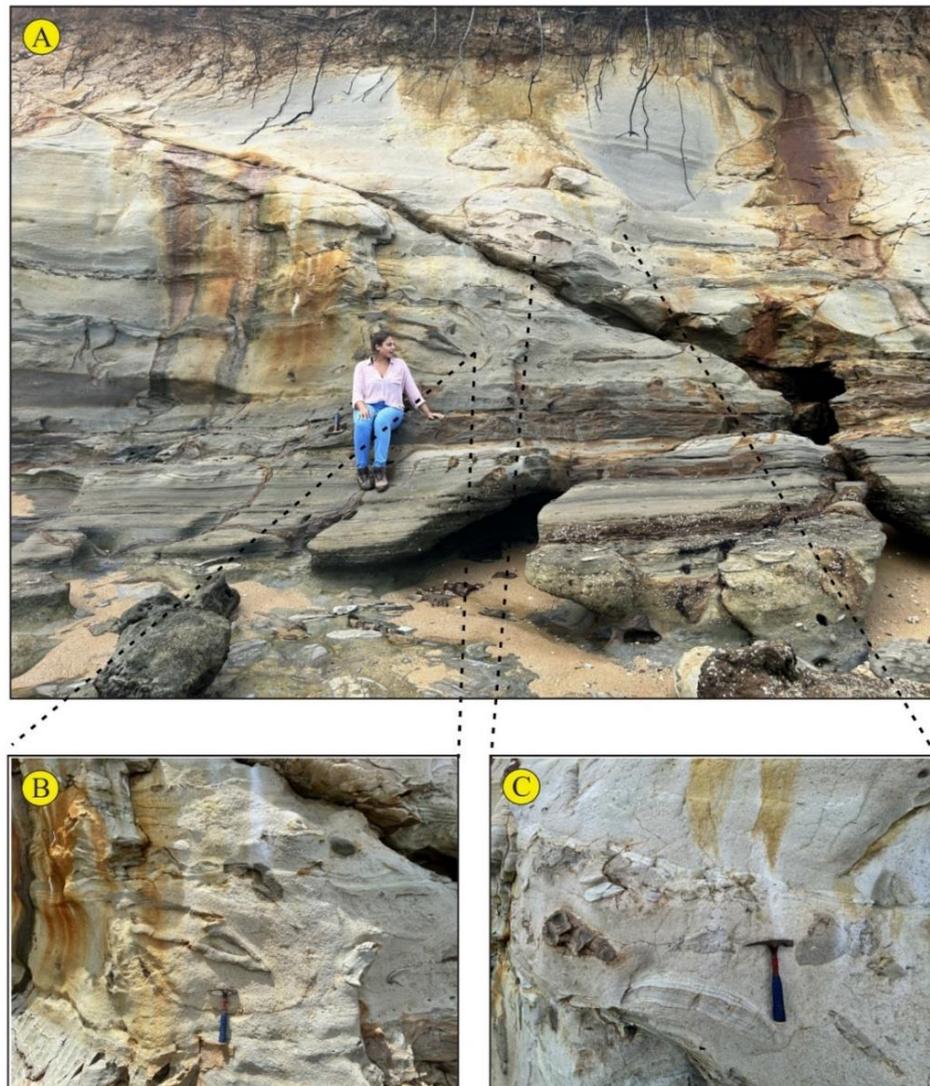


Fonte: A autora (2025).

No perfil MC-3, destacam-se camadas que apresentam pseudonódulos de arenito, clastos de folhelho e siltito contorcidos. Os maiores desses fragmentos, ao se desprenderem das camadas superiores, afundaram na matriz em direção à base, resultando em um depósito com características semelhantes às de um arenito

liquefeito (Figura 41). Os mecanismos de suporte predominantes foram a turbulência e a decantação dificultada.

Figura 41 - A) Visão geral do intervalo. B) Clastos de folhelho contorcidos e deformados. C) Clastos de rochas sedimentares de pequeno a grande porte dentro de camadas de arenito.



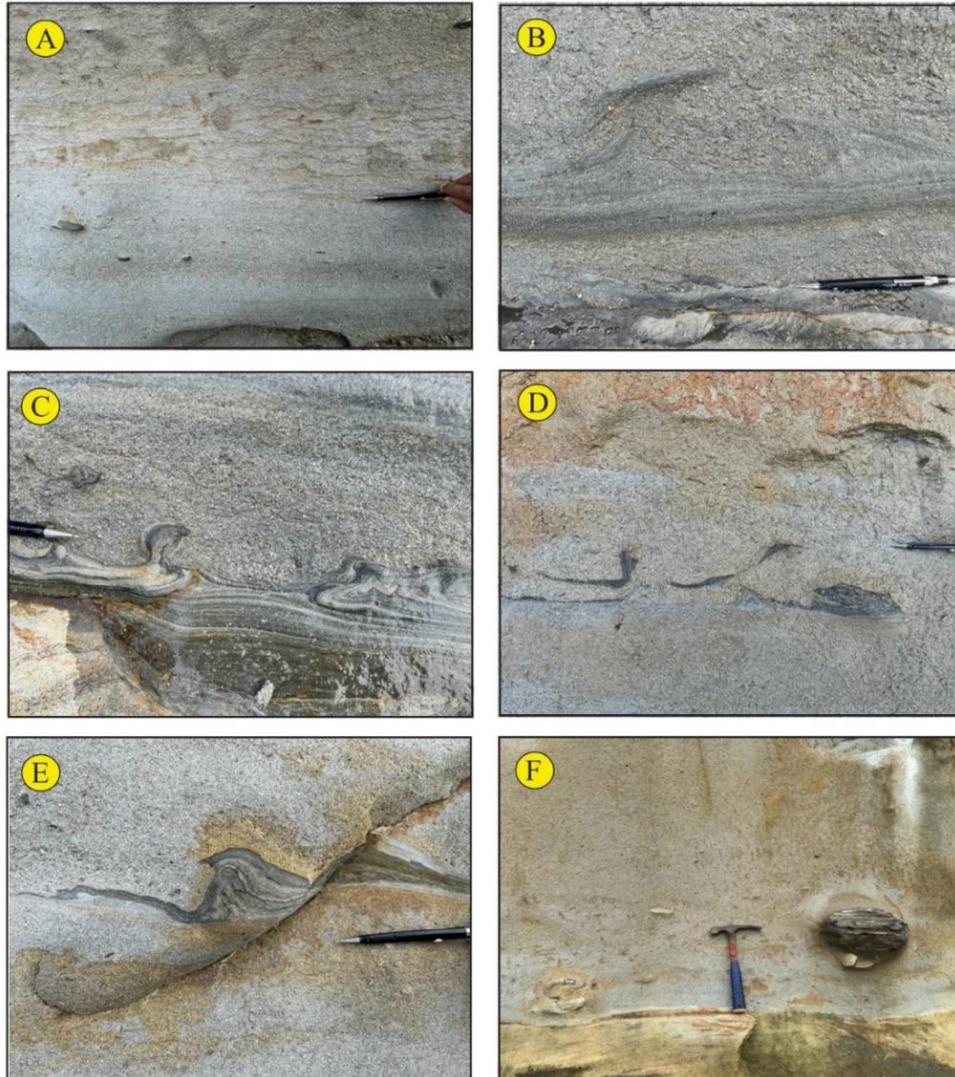
Fonte: A autora (2025).

Fácies F6 – Grânulo

Esta fácies é representada por camadas de arenito granular, com presença de grânulos de argila e seixos de 20 cm, estruturas plano-paralela, pilar (*pillar*), chamas (*flames*), prato (*dish*) e laminação cruzada de pequeno porte (*climbing ripples*) (Figura 42).

Os arenitos ricos em grânulos, com a presença de intraclastos de argila de até 20 cm, indicam um ambiente de alta energia, onde foi capaz de transportar partículas de diferentes tamanhos. As estruturas sedimentares identificadas (estratificação plano-paralela, pilares (*pillar*), estruturas em chamas (*flames*) e pratos (*dish*)), indicam processos deposicionais rápidos e condições de fluxo instáveis. As estruturas de pilar (*pillar*) e chamas (*flames*) sugerem escape de fluídos durante a compactação e liquefação de camadas arenosas saturadas, enquanto os pratos (*dishes*) indicam a reorganização do fluído intersticial devido à sobrecarga sedimentar. A laminação cruzada cavalgante de pequeno porte (*climbing ripples*) sugere um fluxo progressivamente desacelerante, no qual a deposição ocorre simultaneamente ao transporte, favorecendo a formação dessas estruturas.

Figura 42 - A) Estruturas de laminação de consolidação/pratos (*dishes*) em matriz arenosa. B) C) D) e E) Estruturas em chamas (*flames*), F) Clastos sedimentares de pequeno a grande porte dentro de camadas de arenito.



Fonte: A autora (2025).

A deposição e a sedimentação desses depósitos de grânulos ricos em areia ocorreram em um ambiente dominado por correntes de turbidez de alta densidade, caracterizadas por intenso transporte de sedimentos.

Comparando essas observações com a sequência de Bouma, essa unidade se encaixa principalmente nas divisões Ta e Tb do modelo clássico de turbiditos.

De modo geral, essas camadas foram formadas pela sedimentação de correntes de turbidez concentradas, onde a turbulência, como principal mecanismo de suporte de grão foi parcialmente suprimida, até que a diminuição da energia

permitisse a deposição. O suporte dos grãos foi controlado principalmente pela decantação dificultada, resultando em uma distribuição granulométrica heterogênea e na preservação das estruturas sedimentares observadas.

No modelo de Mutti (1992), esse depósito pode ser associado às fácies de fluxos de alta densidade (HGFA - *High-Density Gravelly and Sandy Flows*). A presença de estruturas de escape de fluídos e estratificação plano-paralela sugere aceleração da corrente e associação com fluxos de alta concentração que transicionam para fluxos menos densos ao longo do tempo. Em relação a classificação de Lowe (1982), esse depósito pode ser correlacionado com as divisões S1 e S2.

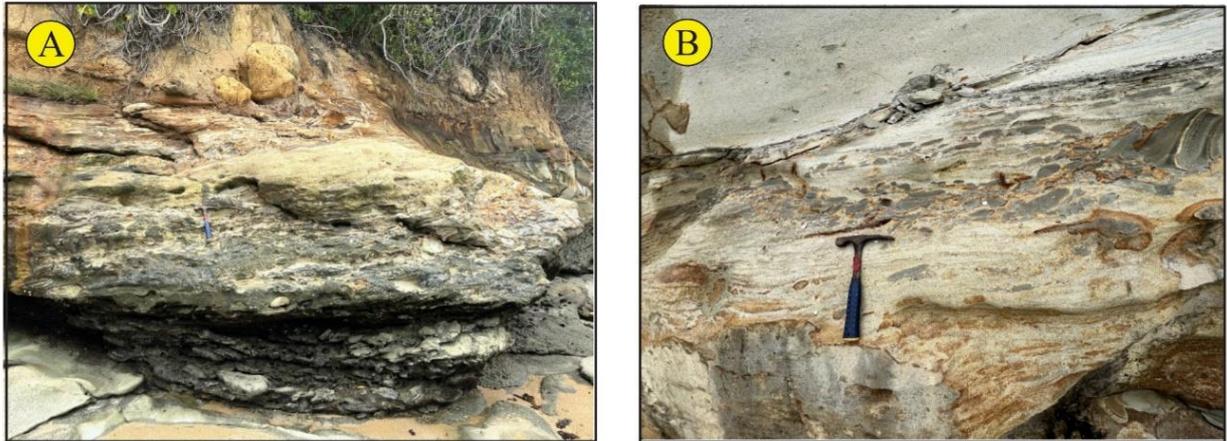
Fácie F7 – Conglomerado intraformacional

Este depósito é caracterizado por camadas de conglomerado intraformacional, contendo presença de grânulos e seixos de argila (Figura 43).

Esta fácies tem ocorrência restrita e localizada. São compostos por conglomerado matriz-suportado, caracterizado pela presença de clastos de heterolitos e siltitos, com dimensões de até 20 cm de diâmetro, envolvidos por uma matriz areno-conglomerática. Observa-se também gradação normal. O depósito apresenta geometria tabular, com um contato basal erosivo e um contato superior abrupto.

A gradação normal observada indica uma diminuição progressiva do tamanho dos grãos na matriz à medida que a sedimentação ocorre. Estes depósitos sugerem uma deposição rápida e em condições de alta energia. Essa fácies não apresenta relação direta com as áreas fonte externas a bacia. Sua formação está associada a um aumento rápido e descontínuo na velocidade das correntes de turbidez, onde os seixos estão diretamente alinhados no sentido do fluxo (figura 43).

Figura 43 - A) Camada de conglomerado do perfil MC 05. B) Camada de conglomerado do perfil MC 06.



Fonte: A autora (2025).

A deposição dessa fácies ocorreu por meio de fluxo concentrados, onde as partículas maiores foram segregadas devido ao alto teor de sólidos na mistura. Esse fluxo resultou na formação de um depósito residual, enquanto os sedimentos mais finos foram retrabalhados e mantidos em suspensão pelo fluxo turbulento superior. A segregação textural bem desenvolvida reforça o caráter matriz-suportado do conglomerado, evidenciando que a sustentação dos clastos ocorreu predominantemente por meio da matriz arenosa durante a deposição.

A presença de um contato basal erosivo e a natureza caótica do depósito indicam erosão de depósitos prévios, típicos da base das sequências turbidíticas. No modelo de Mutti (1992), essa fácies pode ser correlacionada aos fluxos concentrados. Já no esquema de Lowe (1982), essa fácies se encaixa nas divisões relacionadas aos fluxos de alta densidade, especialmente nas camadas que refletem processos de congelamento coeso. Esses fluxos resultam em depósitos com estrutura massiva e com segregação granulométrica bem marcada, características observadas no conglomerado descrito.

Em síntese, a fácies F7 está associada a processos de sedimentação em ambientes de alta energia, onde a interação entre a turbulência do fluido e a rápida transição para um regime mais coeso resultou na deposição abrupta dos grãos mais grosseiros.

Tabela 1 - Fácies sedimentares do intervalo de estudo do afloramento Morro do Camaragibe.

Fácies	Litologia	Características	Descrição sedimentológica
F1	Heterolito	Estruturas em chamas (<i>flames</i>) e laminação intra-camada.	Camadas depositadas por correntes de turbidez de baixa a média densidade. As estruturas indicam interação entre sedimentos arenosos e camadas subjacentes mais finas e saturadas, sugerindo deformação sin-sedimentar devido à instabilidade gerada pelo fluxo.
F2	Arenito Muito Fino	Estruturas em chamas (<i>flames</i>) e laminação cruzada de pequeno porte (<i>climbing ripples</i>).	Camadas depositadas por meio de fluxos de turbidez de baixa densidade, nos quais o transporte sedimentar foi controlado por processos combinados de suspensão e tração.
F3	Arenito Fino	Presença de estruturas de chamas (<i>flames</i>) no topo da camada, presença de fragmento vegetal, estrutura plano-paralela e laminação cruzada de pequeno porte (<i>climbing ripples</i>), bolas e travesseiros (<i>ball and pillow</i>) e maciço. Há também a presença de clastos de siltitos inseridos na matriz.	Camadas depositadas pela desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade, com carga sedimentar relativamente elevada.
F4	Arenito Médio a Grosso	Lâminas de grânulos, estrutura plano-paralela, maciço.	Camadas depositadas por fluxos de turbidez arenosos de alta densidade, onde a carga de fundo era composta por grânulos transportados em suspensão próxima ao leito.
F5	Arenito Muito Grosso	Laminação com grânulos, incisões (<i>scours</i>), grânulos, fragmentos vegetais e seixos de argila de aprox 20 cm. Estrutura paralela e maciça e estratificação cruzada acanalada, chamas (<i>flames</i>). Camadas de lamito contorcidos e deformados.	Camadas depositadas por uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade, resultante do salto hidráulico sofrido por uma corrente de turbidez cascalhosa.
F6	Grânulo	Presença de grânulos de argila e seixos de 20 cm, estruturas plano-paralela, pilar (<i>pillar</i>), chamas (<i>flames</i>), prato (<i>dish</i>) e laminação cruzada de pequeno porte (<i>climbing ripples</i>).	Camadas formadas por correntes arenosas de turbidez de alta densidade, onde a turbulência e a deposição dificultada foram os principais mecanismos de suporte atuantes.
F7	Conglomerado	Presença de grânulos e seixos de argila.	Clastos imersos numa matriz areno-conglomerática. As camadas apresentam geometria tabular, sendo o seu contato basal erosivo, e o superior, abrupto.

Fonte: A autora (2025).

4.2 Perfis Gamaespectrométricos

Os perfis de gamaespectrometria (ver Figura 34) foram aqui utilizados como auxílio na correlação de perfis sedimentológicos e também para deduzir o conteúdo de lama na ausência de lâminas petrográficas em determinados níveis. Os dados de raios gama apresentam picos elevados (~350 a 500 CPS), indicando a presença de lama, o que coincide com conglomerados e arenitos maciços contendo clastos de folhelho. Sedimentos deformados, arenitos com estratificação cruzada e intercalações de arenito muito grosso a granular (~200 - 350 CPS), assim como siltitos (>300 CPS), demonstram que diversas litologias podem ser interpretadas erroneamente quando analisadas exclusivamente com base em leituras individuais de gamaespectrometria. Essa limitação se torna ainda mais evidente na análise de subsuperfície sem a devida validação litoestratigráfica. Já os arenitos limpos, pouco ou não deformados, apresentam baixas leituras de gamaespectrometria (<350 CPS), correspondendo a condições favoráveis para reservatórios de hidrocarbonetos.

4.3 Petrografia

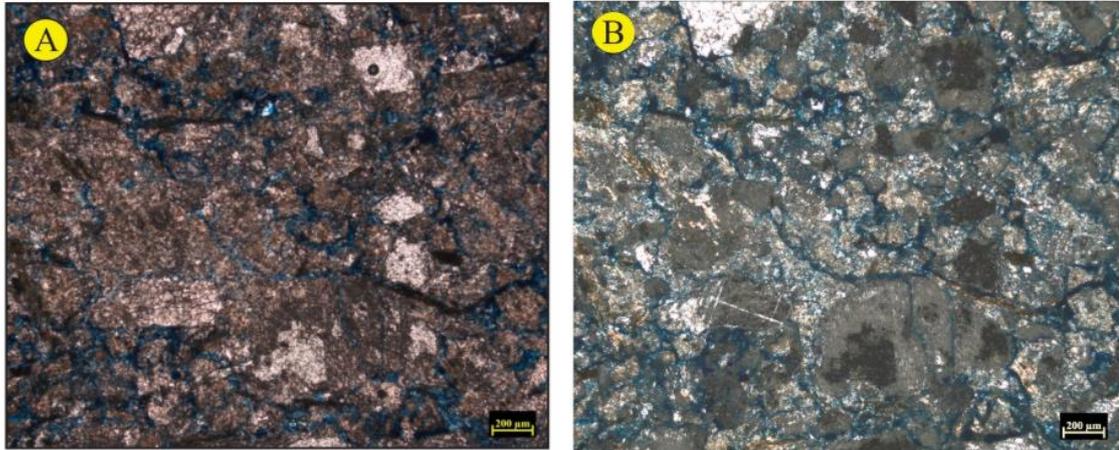
De modo geral, os arenitos apresentam granulação variando de muito fina a grossa, sendo texturalmente e composicionalmente imaturos. Sua composição mineralógica média é de 63% de quartzo, 22% de feldspatos, 5% de fragmentos de rochas e 3% de minerais micáceos. Os minerais acessórios correspondem a aproximadamente 7% da contagem modal, com a biotita sendo o mineral acessório mais abundante. A calcita diagenética ocorre em quantidade significativa.

O quartzo é o principal componente mineralógico dos arenitos, ocorrendo tanto na forma monocristalina quanto policristalina, com grãos subarredondados a angulosos e extinção variando de reta a fortemente ondulante. Entre os feldspatos, os K-feldspatos são predominantes em relação aos plagioclásios. Estes, em geral, encontram-se substituídos por carbonatos e argilominerais e/ou dissolvidos em diferentes graus, o que dificultou seu reconhecimento. É importante ressaltar que a porcentagem de feldspatos pode ter sido subestimada devido à intensa alteração observada em algumas áreas (Figura 44).

A biotita é o filossilicato mais abundante, apresentando-se frequentemente deformada e contorcida em torno dos grãos de quartzo e feldspatos devido ao efeito da compactação (Figura 45). Alterações minerais são comuns, com biotita sendo transformada em clorita e muscovita parcialmente alterada para clorita e caulinita, especialmente nas bordas dos cristais. Lascas mais longas de muscovita seccionadas foram excluídas das medições, pois poderiam indicar um processo deposicional distinto do relacionado aos grãos circundantes.

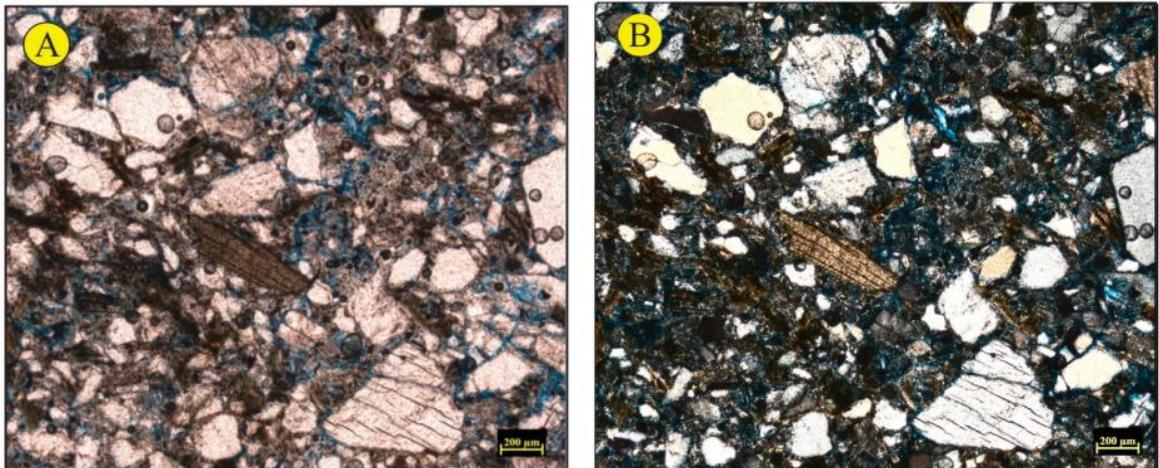
O teor de lama foi definido pelos grãos menores que 32 μm . Como os grãos não apresentam bordas de dissolução, é improvável que a matriz tenha origem autigênica, sugerindo uma proveniência detrítica. Os grãos minerais e os fragmentos de rochas são predominantemente angulosos e mal selecionados, com dimensões chegando a 0,5 cm. Os feldspatos detríticos estão majoritariamente alterados e substituídos por argilominerais (caulinita ou illita), tornando sua identificação mais complexa (Figura 46).

Figura 44 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção intermediária da seção MC 03. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.



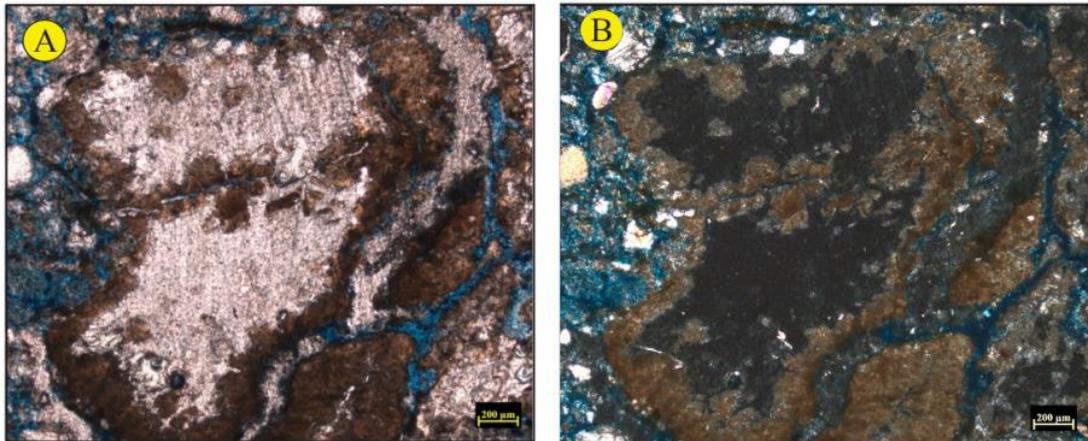
Fonte: A autora (2025).

Figura 45 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção topo da seção MC 03. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.



Fonte: A autora (2025).

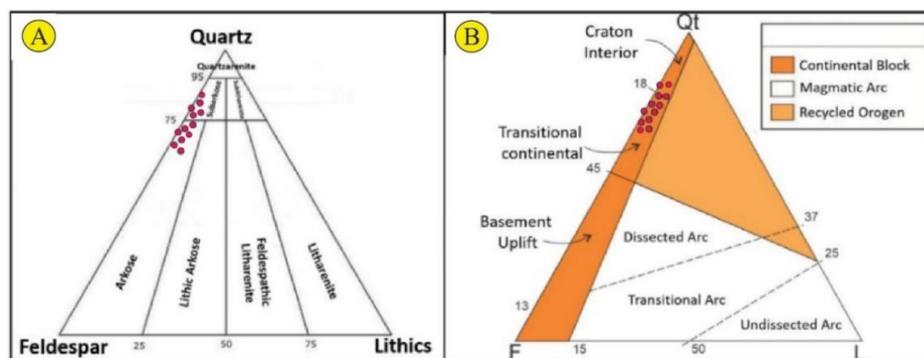
Figura 46 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção base da seção MC 05. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.



Fonte: A autora (2025).

Com base na análise de lâminas petrográficas e na classificação de Folk (1968), esses arenitos são classificados como subarcócos e arcócos (Figura 47, A), com feldspatos compreendendo 5-25%. A porosidade petrográfica apresenta uma média de 17,5%, com valores variando entre 11% e 23%. Ela é composta principalmente por poros intergranulares ampliados por dissolução, além de poros intragranulares em grãos de feldspato. De acordo com os gráficos de Dickinson (1985), as amostras estudadas são provenientes predominantemente de embasamento soerguido (Figura 47, B), em um ambiente tectonicamente instável, com uma área fonte próxima ao local de deposição. Essa interpretação é corroborada pela baixa maturidade textural e mineralógica dos litotipos.

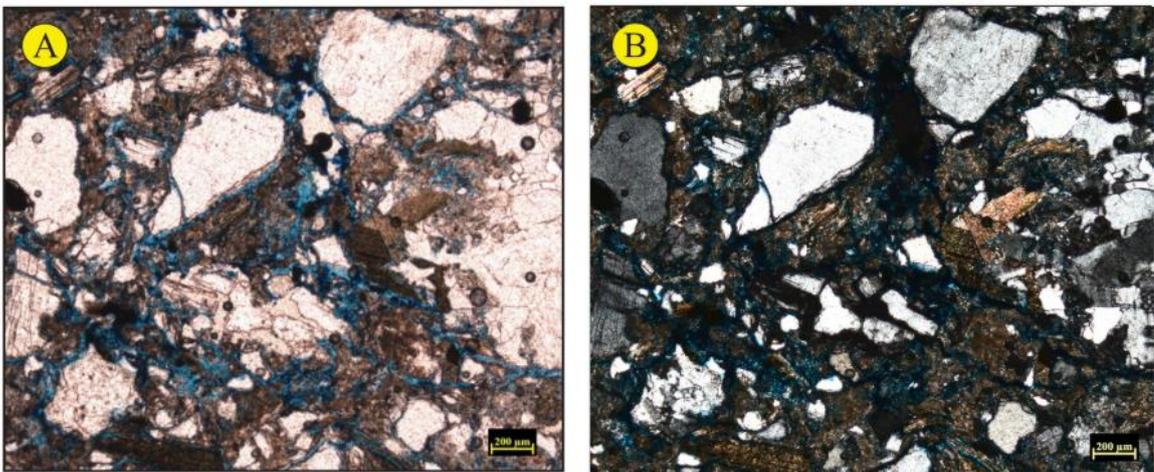
Figura 47 - A) Classificação composicional dos arenitos do Morro do Camaragibe, de acordo com o diagrama de Folk (Folk, 1968). B) Diagramas de proveniência para esses arenitos, indicando uma área-fonte de cráton estável e ambientes tectônicos continentais transicionais. Modificado de Folk (1968) e Modificado Dickinson (1985).



Fonte: A autora (2025).

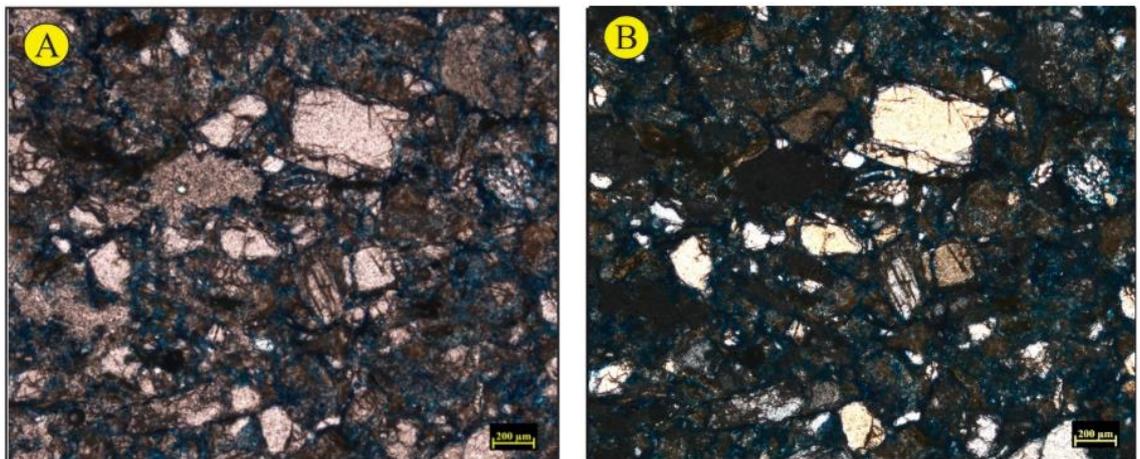
Os arenitos da base apresentam porosidade intergranular, com fraturas subordinadas nos grãos. Os poros estão relativamente conectados, indicando uma permeabilidade moderada (Figura 48). Em alguns casos, observa-se a desconexão entre os poros devido ao aumento do teor de lama, resultando em baixa permeabilidade (Figura 49), característica observada nos arenitos da porção intermediária. Por outro lado, as amostras de arenito retiradas do topo das camadas exibem porosidade intergranular e uma diminuição do teor de lama (Figura 50).

Figura 48 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção base da seção MC 04. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.



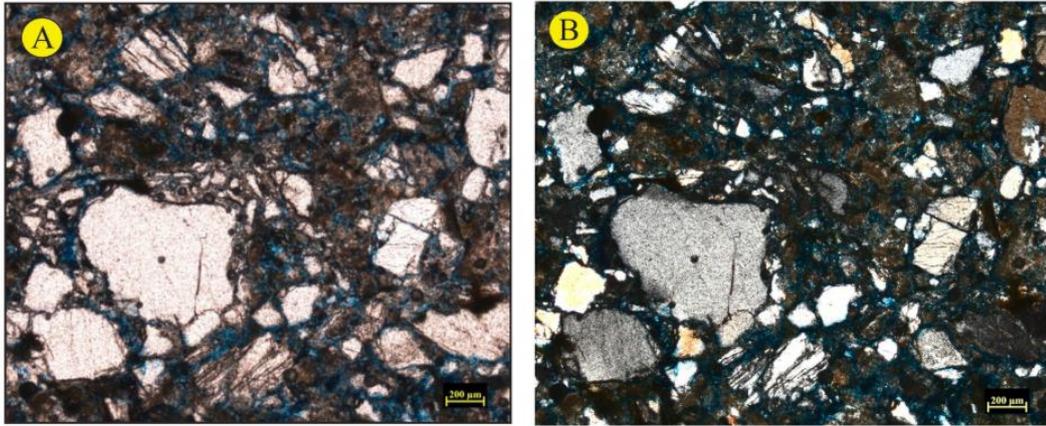
Fonte: A autora (2025).

Figura 49 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção intermediária da seção MC 03. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.



Fonte: A autora (2025).

Figura 50 - Lâmina delgada da amostra retirada da porção topo da seção MC 02. A) Fotomicrografia sob luz natural; B) Fotomicrografia sob luz polarizada cruzada.



Fonte: A autora (2025).

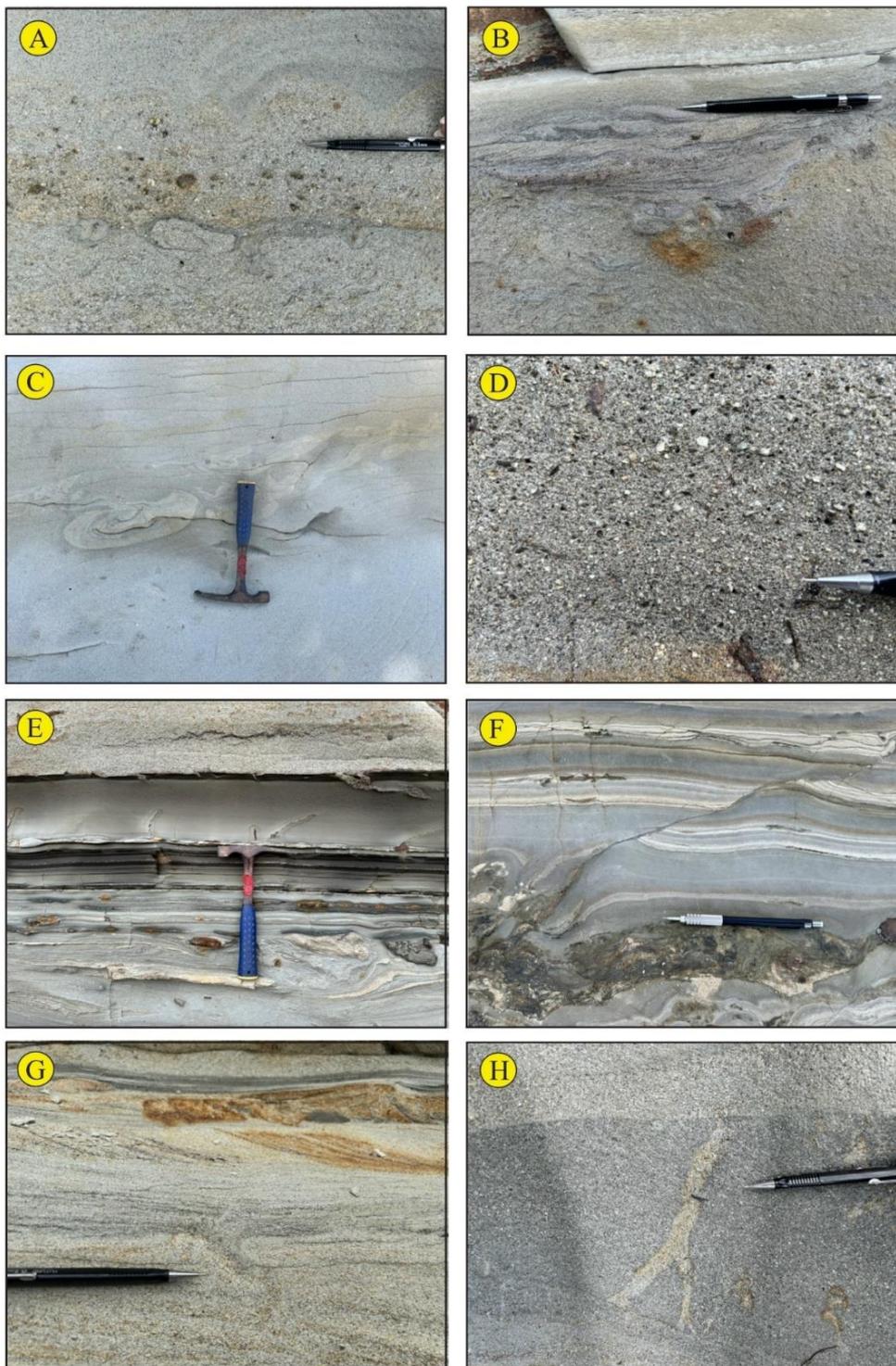
4.4 Estruturas de Deformação de Sedimentos Inconsolidados (SSDS)

As SSDS desempenharam um papel fundamental na reconstrução nesse ambiente deposicional, pois registraram informações sobre a dinâmica de sedimentação, fluxos de fluidos intersticiais e condições hidrodinâmicas no momento da deposição. Neste trabalho, foi analisada uma ampla variedade de SSDS identificadas no afloramento estudado. A descrição dessas estruturas é realizada separadamente devido a três fatores principais: (i) sua abundância na área estudada; (ii) sua recorrência em arranjos complexos compostos por agrupamentos (*clusters*); e (iii) sua relevância para a interpretação do modelo deposicional.

4.4.1 Classificação das Estruturas

As SSDS identificadas foram classificadas em três categorias principais, de acordo com suas características morfológicas e processos formadores: estruturas de prato e pilar, além de laminações de consolidação, estruturas de carga em pequena escala, bolas e travesseiros, injeção de areia, laminações convolutas e falhas penecontemporâneas (Figura 51).

Figura 51 - A) Estruturas de carga (*balls and pillows*) sotoposta a uma camada granular; B) Estrutura de carga; C) *Balls and pillows*; D) Camada de grânulos; E) Estrutura de carga sotoposta a ritmitos; F) Falha penecontemporânea; G) Escape de fluido intersticial; H) Injeção de areia.



Fonte: A autora (2025).

A tabela 2 apresenta um resumo descritivo e interpretativo de cada grupo de SSDS.

4.4.2 Processos de Formação e Contextos Deformacionais

A formação das SSDS está associada a processos de liquefação e fluidização, os quais influenciam diretamente a distribuição e a organização dos sedimentos. Segundo Nichols (1995), quando esses processos ocorrem durante a deposição, as estruturas deformacionais tendem a ficar restritas a um único estrato ou à interface entre duas camadas. No entanto, se um evento de liquefação impacta múltiplos estratos, alterando significativamente as características dos depósitos originais, outro mecanismo deve ser responsável pela deformação.

Com base nessa premissa, a análise das SSDS na área de estudo sugere dois principais contextos deformacionais: i) liquefação e escape de fluidos durante ou logo após a deposição dos sedimentos, ii) deformação pervasiva em conjuntos de camadas, resultando em desestruturação, mistura e injeção por fluidização pós-deposicional. Muitas das estruturas em pequena escala estão confinadas a um único estrato ou à interface entre duas camadas, sugerindo que sua origem está relacionada à sobrecarga sedimentar, causada pelo excesso de densidade e pela deposição rápida (Anketell *et al.*, 1970; Allen, 1982; Owen, 2003).

Exemplos típicos de estruturas sin-deposicionais incluem feições associadas ao escape de fluídos (estruturas de prato e pilar), estruturas de carga (chamas, bolas, almofadas e pseudonódulos) e laminações convolutas. Essas estruturas foram observadas em pontos específicos da área estudada e representam caminhos de escape de água, tanto horizontais quanto verticais (Lowe, 1975; Nichols *et al.*, 1994). Esses caminhos são formados pelo fluxo ascendente do fluido de poro expelido durante a deposição rápida de sedimentos saturados e/ou pelo assentamento diferencial resultante de um gradiente gravitacionalmente instável associado à inversão de densidade (Owen, 2003).

4.4.3 Influência da Heterogeneidade Sedimentar

A heterogeneidade sedimentar desempenhou um papel crucial na distribuição e no desenvolvimento das SSDS. Variações laterais e verticais na composição dos sedimentos afetam a mobilidade dos fluidos intersticiais e, conseqüentemente, a

intensidade da deformação. Essa variação resulta em comportamentos mecânicos distintos, oscilando entre matriz fluida e matriz viscosa (Silveira *et al.*, 2023).

Além disso, a litologia influenciou a formação de caminhos preferenciais para o escape de fluidos, o que afetou a intensidade e a distribuição das estruturas deformacionais encontradas. Diferentes tipos de sedimentos puderam apresentar respostas variadas aos processos de liquefação e fluidização, resultando em variações locais na deformação e na mistura dos sedimentos.

Tabela 2 - Resumo da descrição e interpretação das estruturas de deformação em sedimentos não consolidados com base em afloramentos.

Estruturas de deformação de sedimentos moles (SSDS)	Descrição	Interpretação
Estruturas de prato e pilar e laminação de consolidação	Série de laminações contínuas e descontínuas e curvas, observadas junto a estruturas verticais de pilar. Essas laminações, quase horizontais, planas a côncavas para cima, em arenitos de granulação muito grosso a grânulo, concentradas na porção intermediária de camadas do perfil MC 01, onde contém de areia fluidizadas.	Caminhos horizontais e verticais de escape de água (Lowe, 1975; Nichols et al., 1994), representam superfícies onde grãos concentrados, que exibem comportamento hidrodinâmico diferente dos grãos de médio tamanho, resultando em segregação hidrodinâmica. Essas superfícies são formadas devido ao fluxo ascendente de fluidos de poro que são expelidos durante os processos rápidos de deposição e desidratação.
Estruturas de carga em pequena escala + laminações convolutas	Protrusões arredondadas em pequena escala e estruturas isoladas do tipo bola e travesseiro, compostas por arenito de granulação grossa a granular (pseudonódulos), embutidas em uma matriz de granulação mais fina (fácies F3). Essas características estão geralmente associadas a laminações convolutas, injeções de areia em pequena escala e clastos de lama arrancados.	O assentamento diferencial em areia de granulação grossa parcialmente consolidada, que afunda em uma areia menos densa abaixo, é impulsionado por um gradiente de densidade gravitacionalmente instável, exibindo um comportamento semelhante ao de um sedimento com características líquidas (Allen, 1982; Owen, 2003).
	Estruturas de crista afiada, em forma de onda ou chama, compostas por lama ou areia muito fina (fácies F5), que se projetam irregularmente em uma camada superior. Essas estruturas estão geralmente associadas a moldes de carga, laminações convolutas e clastos de lama arrancados. Além disso, estão presentes protrusões arredondadas e estruturas isoladas do tipo bola e travesseiro de arenito (pseudonódulos e moldes de ripple), embutidas em sedimentos de granulação semelhante ou mais fina.	O assentamento diferencial de areia não consolidada em lama menos densa abaixo é impulsionado por um gradiente gravitacionalmente instável de densidade global, resultando em um comportamento semelhante ao de um líquido ou viscoso (Anketell et al., 1970; Allen, 1982). Níveis afundados são observados na base de camadas de arenito intercaladas com folhelho ou arenitos de granulação muito fina (Owen, 2003).
Falhas penecontemporâneas	Falhas normais e reversas, frequentemente exibindo pequenos deslocamentos, geralmente associadas a outros tipos de estruturas de deformação sedimentar (SSD), como laminações convolutas, estruturas de carga e injeções de areia em pequena escala. As falhas ocorrem comumente em camadas intercaladas de lama e areia muito fina ou em uma mistura de ambos.	(1) Forças extensionais e/ou compressivas atuando em sedimentos viscosos e plásticos devido à instabilidade gravitacional de densidade. Forças de cisalhamento vertical podem estar associadas a laminações convolutas e estruturas em chama, resultantes de tensões residuais que ocorrem quando os contatos grão a grão são restabelecidos imediatamente após a deformação (Owen, 1987). (2) Relacionado ao regime extensional geral da bacia.
Estruturas de injeção de areia em pequena escala	Injeções de areia de granulação fina ocorrem dentro de sedimentos de granulação semelhante ou mais fina, sendo raramente de granulação grossa. Elas são tipicamente sobrepostas a outras estruturas de deformação.	A fluidização intensa e deformações em múltiplos episódios produzem injeções de areia, semelhantes aos pilares dos tipos B, C e D, segundo Lowe (1975). Escape de água induzido por terremotos (Van Loon, 2009).

Fonte: Adaptado de Silveira (2023).

4.5 Resumos Aceitos em Anais De Evento

Durante o período de estudo deste trabalho, foram publicados cinco resumos em anais de evento. O primeiro resumo (subitem 4.5.1) trata da análise de matéria orgânica total em folhelhos e argilitos da Formação Maceió. Este resumo foi submetido ao 29º Simpósio de Geologia do Nordeste. O segundo resumo (subitem 4.5.2) trata de um pequeno resumo sobre o trabalho de pesquisa no PRH 47.1, no qual foi apresentado na Reunião Anual de Avaliação do Programa de Recursos Humanos da ANP (RAA 2024). O terceiro trabalho (subitem 4.5.3) foi publicado no Rio Oil and Gas (ROG.e 2024), cujo resumo foi no formato expandido (<https://doi.org/10.48072/2525-7579.roge.2024.3276>). Este trabalho teve como foco a análise da estratigrafia de alta resolução e o trato de fácies dos depósitos de frente deltáica da Formação Maceió, visando avaliar a heterogeneidade e o potencial de reservatório. O quarto resumo (subitem 4.5.4) foi publicado no 51º Congresso Brasileiro de Geologia, com foco na geofísica da porção norte da Bacia de Alagoas. Já o quinto resumo foi publicado no 12º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás (PDPetro) (subitem 4.5.5) na versão expandida. O foco deste trabalho foi a análise dos depósitos de prodelta da Formação Maceió, com resolução de um modelo da Formação Maceió (<http://doi.org/10.71190/2024-12-1224060>). Para fins de citação desses resultados, solicito a utilização das versões finais oficialmente publicadas nas respectivas revistas.

4.5.1 ANÁLISE DE MATÉRIA ORGÂNICA TOTAL EM FOLHELHOS E ARGILITOS DA FORMAÇÃO MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS

ANÁLISE DE MATÉRIA ORGÂNICA TOTAL EM FOLHELHOS E ARGILITOS DA FORMAÇÃO MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS

Dayanne Fonseca Dantas¹, Claus Fallgatter¹, Ricardo Pereira¹, Maria Ferreira De Lima Filho², Nayara Rodrigues Da Silva Souza¹

¹Universidade Federal de Pernambuco
(dayanne.fonseca@ufpe.br, claus.fallgatter@ufpe.br,
ricardo.pereira2@ufpe.br, maria.limafo@ufpe.br,
nayara.silvasouza@ufpe.br)

SGNE
10

A Bacia Alagoas é definida como uma bacia do tipo rift sendo, em conjunto com a Bacia de Sergipe, as únicas bacias brasileiras que possuem afloramentos de rochas que representam registros sedimentares do Paleozoico, pré-rift do Jurássico, rift do Cretáceo Inferior e sucessões drift mais recentes. As principais morfologias estruturais desta bacia estão relacionadas com intensos eventos tectônicos que afetaram a área desde o início do rifteamento entre América do Sul e África no final do Jurássico e início do Cretáceo, quando houve a ruptura do continente Gondwana, caracterizando-a como a mais completa sucessão sedimentar localizada no nordeste brasileiro. As condições climáticas e tectônicas também influenciaram a formação e preservação desses afloramentos, formando depósitos associados a eventos de sedimentação significativos, compreendidos sob a forma de fluxos subaquosos trativos e gravitacionais. A Formação Maceió constitui a quarta supersequência correspondente às cinco fases tectonoestratigráficas, compreendendo o final da fase rift, de idade Aptiano Tardio. Esta formação consiste em conglomerados, arenitas, folhelhos e depósitos evaporíticos, servindo de modelo análogo para predição de reservatórios em bacias produtoras offshore. Neste estudo, duas amostras de folhelhos negros e uma amostra de argilito escuro foram coletadas em afloramentos nas localidades de Porto Calvo, Japaratinga e Barreiras do Boqueirão (Alagoas), para determinação do conteúdo de matéria orgânica total por meio de estimativas utilizando gravimetria por volatilização. Os afloramentos de Porto Calvo, Japaratinga e Barreiras do Boqueirão são constituídos por depósitos de fluxos trativos, sendo estes formados por canais entrelaçados de leques deltáicos, intercalados por folhelhos e argilitos relacionados a subidas e descidas relativas do nível de base. As amostras pulverizadas foram tratadas com solução de HCl (10%) para eliminação de carbonatos. Após a secagem, pesou-se em torno de 100 mg de cada amostra, seguindo-se aquecimento a 500°C para completa eliminação de matéria orgânica na forma de CO₂ e H₂O. A pesagem posterior forneceu, por diferença em relação à massa inicial, um estimativa da quantidade de matéria orgânica presente, obtendo-se 12,4% (argilito), 20,0% e 36,0% (folhelhos), indicando excelente potencial gerador de hidrocarbonetos. Ao agregar uma variedade de características faciológicas, análogas às encontradas nos principais reservatórios offshore, os dados preliminares aqui obtidos, em conjunto com perfis sedimentológicos de alta resolução e associação de fácies, irão fornecer um melhor refinamento dos processos e controles deposicionais e arquitetura estratigráfica da Formação Maceió em termos de análise de heterogeneidades e predição de reservatórios.

PALAVRAS-CHAVE: GERADOR; APTIANO; ANÁLOGO DE RESERVATÓRIO



29º Simpósio de Geologia
DO NORDESTE

12 a 15 de novembro de 2023 | Campina Grande - PB

4.5.2 TRATO DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS DE PRODELTA DA FORMAÇÃO MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS, BRASIL: ANÁLISE DE HETEROGENEIDADE E PREDIÇÃO DE RESERVATÓRIO



Avaliação
do Programa de
Recursos Humanos
da ANP – 2024

TRATO DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS DE PRODELTA DA FORMAÇÃO MACEIÓ, BACIA DE ALAGOAS, BRASIL: ANÁLISE DE HETEROGENEIDADE E PREDIÇÃO DE RESERVATÓRIO

DAYANNE FONSECA DANTAS (GRADUAÇÃO)

Bolsista PRH-ANP 47.1, UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

ORIENTADOR: DR. CLAUS FALLGATTER, CO-ORIENTADOR: DR. MÁRIO FERREIRA DE LIMA FILHO

Motivação:

Os depósitos da Formação Maceió são frequentemente utilizados como um modelo análogo para reservatórios *offshore* das bacias marginais brasileiras. Embora seus depósitos sejam bem conhecidos há muito tempo, os processos envolvidos em sua deposição e a distribuição de suas fácies ainda são pouco explorados. Segundo Azambuja Filho (1998), a Formação Maceió constitui a fase tardia do *rift* durante o Aptiano Tardio. Compreende dois elementos deposicionais principais: leques deltaicos axiais que migraram e transportaram sedimentos ao longo do eixo da bacia, eventualmente com retrabalhamento eólico, e depósitos de prodelta (uma sucessão semelhante a turbiditos; o afloramento do Morro do Camaragibe, foco deste estudo). Esta área mostra depósitos associados a eventos episódicos de sedimentação, consistindo em fluxos subaquosos tracionais e gravitacionais, formando uma sucessão de prodelta, tipicamente atribuída a correntes de turbidez na literatura (Arienti, 2006; D'Ávila et al. 2008).

Objetivos:

O afloramento do Morro do Camaragibe é o foco desta pesquisa devido aos seus depósitos bem expostos, uma seção orientada *dip* com 1 km de extensão. Devido a esta característica particular, este trabalho tem como objetivo estabelecer o trato de fácies de alta resolução em escala de detalhe 1:20 no principal análogo de reservatório do afloramento, uma sucessão de arenitos de aproximadamente 10 m de espessura atribuídos a frentes deltaicas. A análise a partir do gamaespectômetro e descrição petrográfica, somados à distribuição de fácies, tiveram como objetivos caracterizar possíveis heterogeneidades no reservatório.

Aplicação no Setor de Petróleo e Energia:

O estudo tem como objetivo o entendimento da origem e formação desses depósitos turbidíticos, que irão auxiliar como análogos à distribuição e caracterização dos reservatórios de petróleo e gás, proporcionando decisões mais eficazes para estratégias de perfuração, extração e gestão de reservatórios. Além disso, a arquitetura deposicional e a entrada de sistemas de turbiditos alimentados por leques deltaicos são comparáveis a outros reservatórios de hidrocarbonetos, o que ajudará no entendimento de depósitos similares em outras bacias marginais da costa brasileira.



Avaliação
do Programa de
Recursos Humanos
da ANP – 2024

Resultados Obtidos:

Os depósitos de prodelta no afloramento do Morro do Camaragibe foram significativamente afetados por processos pós-deposicionais, como a migração ascendente de fluidos intersticiais, atividade sísmica contemporânea, entre outros, "resultando em uma mistura de lama e areia que afeta a distribuição das fácies" (Silveira et al., 2023), gerando heterogeneidades em seus depósitos e impactando as predições de reservatórios. O afloramento mostra fácies deformadas e não deformadas associadas a diferentes tipos de Estruturas de Deformações de Sedimentos Inconsolidados (*SSDS: Soft Sediment Deformation Structures*), incluindo injeções de areia. Seus depósitos estão relacionados a fluxos trativos e densos, permitindo uma ampla variação de fácies. Como tal, os seguintes elementos arquiteturais do ambiente de prodelta foram identificados: depósitos de frente deltaica, lobos proximais (compreendendo ciclos de estratificação gradual comparáveis às Sequências de Bouma), lobos intermediários (representando a transição de correntes ricas em areia de alta para baixa densidade), e lobos distais (representando o fim da transição de correntes ricas em areia de alta para baixa densidade). A sucessão exposta nesta área mostra uma tendência geral de progradação que culmina com, pelo menos, dois espessos depósitos de frente deltaica intercalados. Nesse cenário, a sucessão representa turbiditos alimentados por rios, nos quais a geração de fluxos gravitacionais foi gerada por fluxos hiperpicnais, onde foram encontradas evidências que apontam para uma conexão direta entre enchentes fluviais e fluxos gravitacionais. Esses fluxos ocorrem quando a descarga fluvial carregada de sedimentos é mais densa do que a água na bacia receptora, sendo mais comuns em lagos, como é o caso em estudo.

As fácies identificadas se encaixam em um contexto de águas mais rasas do que as anteriormente sugeridas na literatura, estando relacionadas a um sistema de prodelta. Depósitos similares também são reconhecíveis durante a fase de *rift* de várias bacias marginais brasileiras.

Palavras-chave: Aptiano, *Rift*, Fluxos Hiperpicnais.

4.5.3 Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

ROG.e 2024
ISSN 2525-7579
biblioteca.ibp.org.br

Technical Paper



Promoted and Organized by:



Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

Dayanne Fonseca Dantas , Nayara Rodrigues da Silva Souza , Claus Fallgatter , Mario Ferreira de Lima Filho.

Abstract:

The late Aptian Maceió Formation is often used as an outcrop analogue for offshore reservoirs in the Brazilian marginal basins. Although its deposits are well-known for a long-time, processes involved in their sedimentation and facies distribution are still poorly explored. Its deposits are associated with fan deltas that migrated and transported sediments along the basin axis forming channels and lobes basinwards (Morro do Camaragibe outcrop, focus of this study), favoring the generation and deposition of sediment gravity flows in various ways. In the succession exposed in this area, the following architectural elements were identified: proximal turbidite lobes, intermediate lobes, and distal lobes. These deposits were significantly affected by post-depositional processes, resulting in a mixture of mud and sand that impacts the quality of the reservoirs. The main objective of this work is to produce a high-resolution sedimentological description at a detailed scale (1:20), as well as individual facies tract along key depositional events within the succession. Sedimentary logs combined with petrographic data and gamma ray profiles acquired from CPS (counts per second) helped analysis assisted heterogeneity analysis. Moreover, a drone was used for a three-dimensional visualization of the outcrop and its depositional architecture. Outcomes of this work can be used to predict geometries, facies trends and distributions in lobe complexes as an analogue to support seismic and borehole data for hydrocarbon exploration.

Keywords: Analogue; Hydrocarbon; Gravitational Flows; Aptian; Rift Basin

Palavras-chave:

Received: September 8th, 2024 | **Accepted:** July 7th, 2024 | **Available online:** September 23th, 2024

Article n°: 3276

DOI: <https://doi.org/10.48072/2525-7579.rog.e.2024.3276>

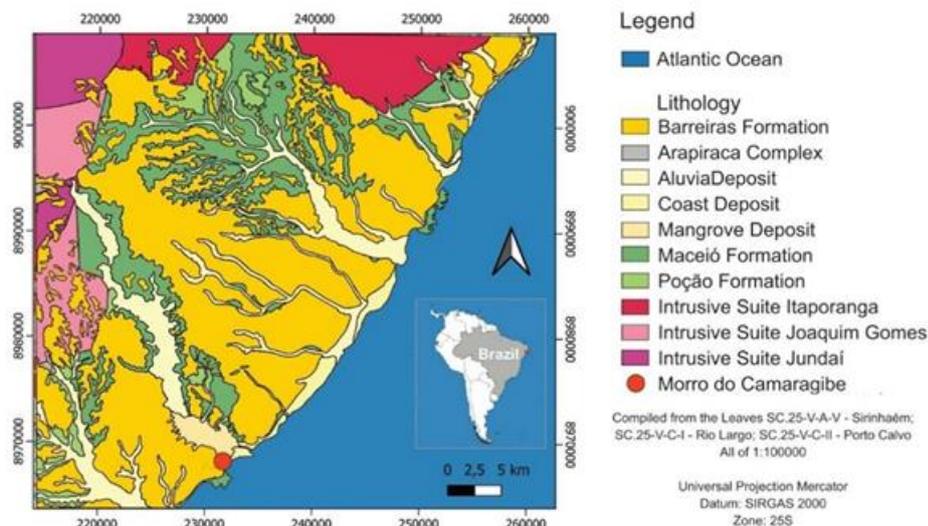
1. Universidade Federal de Pernambuco. LITPEG-UFPE. BRASIL. E-mail: dayanne.fonseca@ufpe.br. (<https://orcid.org/0000-0001-7664-146X>). 2. Universidade Federal de Pernambuco. Geologia. BRASIL. E-mail: nayara.silvasouza@ufpe.br. (<https://orcid.org/0009-0005-8093-398X>). 3. Universidade Federal de Pernambuco. geologia. BRASIL. E-mail: claus.fallgatter@ufpe.br. (<https://orcid.org/0009-0009-3051-3732>). 4. Universidade Federal de Pernambuco. BRASIL. E-mail: mario.limafo@ufpe.br.

Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

1. Introduction

The deposits of the Maceió Formation (late rift phase during the Late Aptian of the Alagoas basin) are often used as an analog for offshore reservoirs of the Brazilian marginal basins. Although its deposits are well-known for a long time, the processes involved in its deposition and their facies distribution are still poorly explored. In rift-type basins like the Alagoas Basin, size and morphology of the basin are relatively limited, and depositional processes are highly dynamic, leading to abrupt differentiation and segregation of facies both vertically and laterally. Its deposits consist of conglomerates, sandstones, shales, calcilutites, and evaporites, serving as an analog model for predicting reservoirs in offshore producing basins. It comprises two main depositional elements: axial fan deltas that migrated and transported sediments along the basin axis showing aeolian reworking and prodelta deposits (a turbidite-like succession; the Morro do Camaragibe outcrop, focus of this study, Fig. 1).

Figure 1 - Geological map of the northern part of the Alagoas basin and location of the study area.



Source: the authors.

The Morro do Camaragibe outcrop is the focus of this research due to its well-exposed deposits, a 1 km long dip-oriented section. This area shows deposits associated with episodic sedimentation events, consisting of tractional and gravity-driven subaqueous flows, forming a prodelta succession, typically attributed to turbidity currents in the literature (Arienti, 2006; D'Ávila et al. 2008). This outcrop shows a variety of faciological characteristics similar to those found in subsurface of the most important petroleum systems in Brazil.

Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

2. Geological setting

The Alagoas Basin is located in the northeast of Brazil and corresponds to an asymmetric rift formed by a series of half-grabens dipping southeastward (Ojeda & Fugita, 1974). To the north, the Alagoas Basin is bounded by the Alto Maragogi, whereas to the south, it is limited by the Alto Japoatã-Penedo. Part of the deposition of the Alagoas Basin during the Late Aptian favored pulses of sediment gravity flows in various ways. Previous studies indicate that the Morro do Camaragibe outcrop was formed by turbidite lobes with few channel fill deposits (Arienti 2006, D'Ávila et al. 2008). Its sedimentation is linked to climatic phases, with a significant input of siliciclastic material during wet periods, and periods of reduced sediment input during drier climates, resulting in the deposition of calcilutites, evaporites, and shales with high levels of amorphous organic matter.

3. Materials and methods

The outcrop data included facies description and vertical sedimentary logs; data refinement; photographic imaging acquisition; sampling for petrographic analyses and description of vertical and lateral continuity of individual sandstone beds. In total, approximately 40 meters of detailed sections were measured along approximately 1km of outcrop extension. Six sections (MC-1 to 6) with variable thicknesses (from 434 cm to 1056 cm) were logged at a detail scale of 1:20. Each sedimentary log is coupled with a gamma ray profile acquired from CPS (counts per second) measurements obtained at each 10 cm apart. In the lack of petrographic analyses, mud content is deduced from low or high gamma ray signatures gathered from a standard spectrometer. High or low mud content suggests 'dirty' or 'clean' sandstones respectively. A strike-oriented correlation panel over up to ca 400 m long was made in order to illustrate the extension and the geometry of individual sandstone beds and the vertical stacking of facies. Trends of sediment distribution were obtained by paleocurrent measurements. A 3D model of the outcrop was made using Agisoft Metashape® 2019 v1.5.1 software, based on 314 photographs taken with a DJI MAVIC 2S drone to help the interpretations. Petrographic thin sections, impregnated with methylene blue stain, lead to a semi-quantitative visual analysis of porosity and textural aspects. Detailed loggings, gamma-ray trends and paleocurrent readings were then associated to outcrop observations and drone photomosaics to aid interpretations.

Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

4. Results

The succession exposed in the Morro do Camaragibe outcrop is dominated by thin-bedded beds. However, two intervals of anomalous thick, amalgamated sandstone beds are intercalated within the succession, which are easily recognizable and mappable when present in the study area. This work is focused on the lower sand-rich dominated interval, representing the first delta front advance recorded in the Morro do Camaragibe outcrop (Fig. 2 and 3). Paleocurrents readings show transport to SW, with slight deviations to SE. Its facies arrangement follows a divergent, approximately symmetrical pattern, where older strata are exposed in the central portion and younger beds are exposed in its northern and southern ends. Thus, it resembles an anticline, probably “induced by salt diapirism in subsurface” (Souza-Lima, 2021).

The lower sandy interval is up to 10 m thick and consist of mostly tabular (Fig. 4A), sharply based and moderately to poorly sorted sandstone beds. Individual sandstone beds are mainly composed of medium-to very coarse-grained levels (Fig. 4B), eventually showing disperse granules and often displaying dewatering structures. They occur either amalgamated or interbedded with very fine-grained sandstones and siltstones. Amalgamated beds are often characterized by massive, coarse-grained sandstone followed by one or more beds composed of fine-to very fine-grained sandstone with abundant load casts and flame structures (Fig. 4C). In general, these beds are organized in a thickening- and fining-upward succession. Some beds show occasional inverse- and/or normally-graded intervals displaying plane-bedding and ripple cross lamination (Fig. 4D). Trough-cross-beddings, ranging from small to medium size, and large intra-bed scours (Fig. 4E) were also identified.

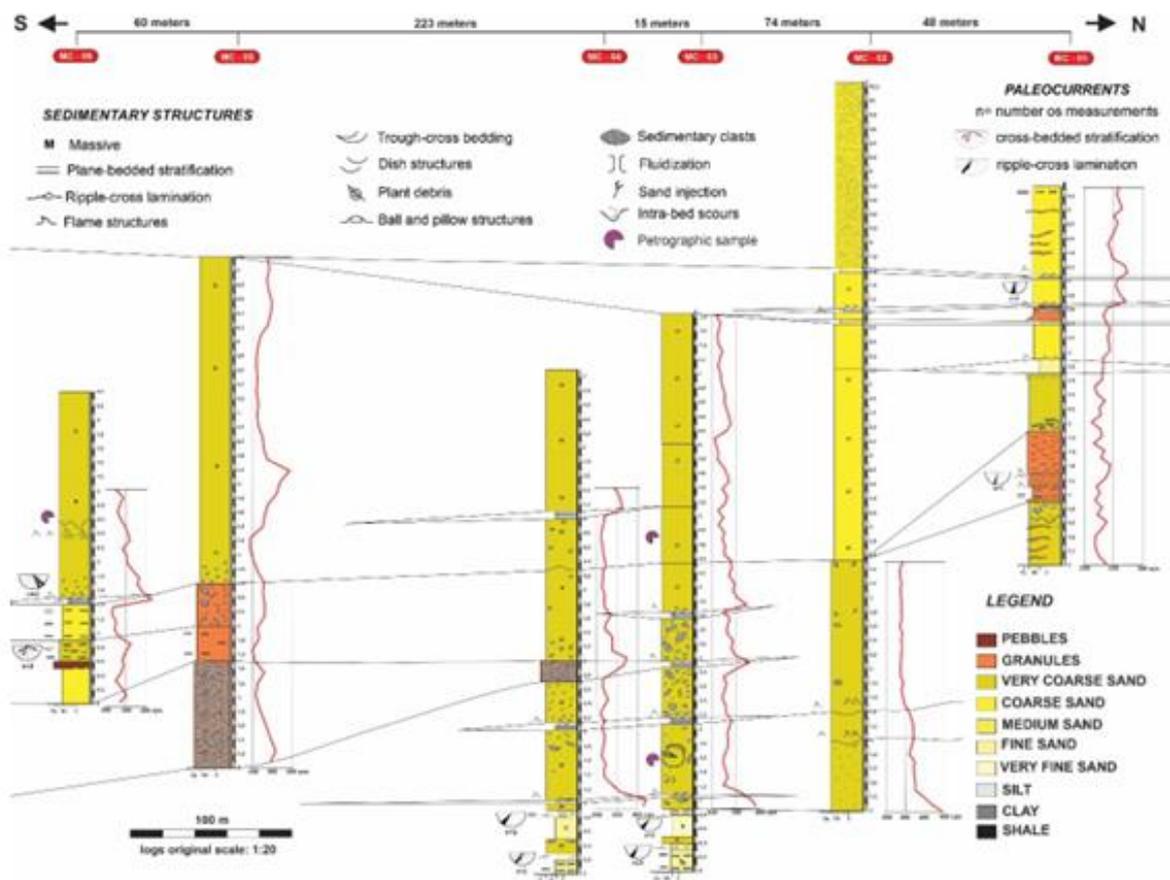
Figure 2 - Orthomosaic of the studied interval in the Morro do Camaragibe outcrop.



Source: the authors.

Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

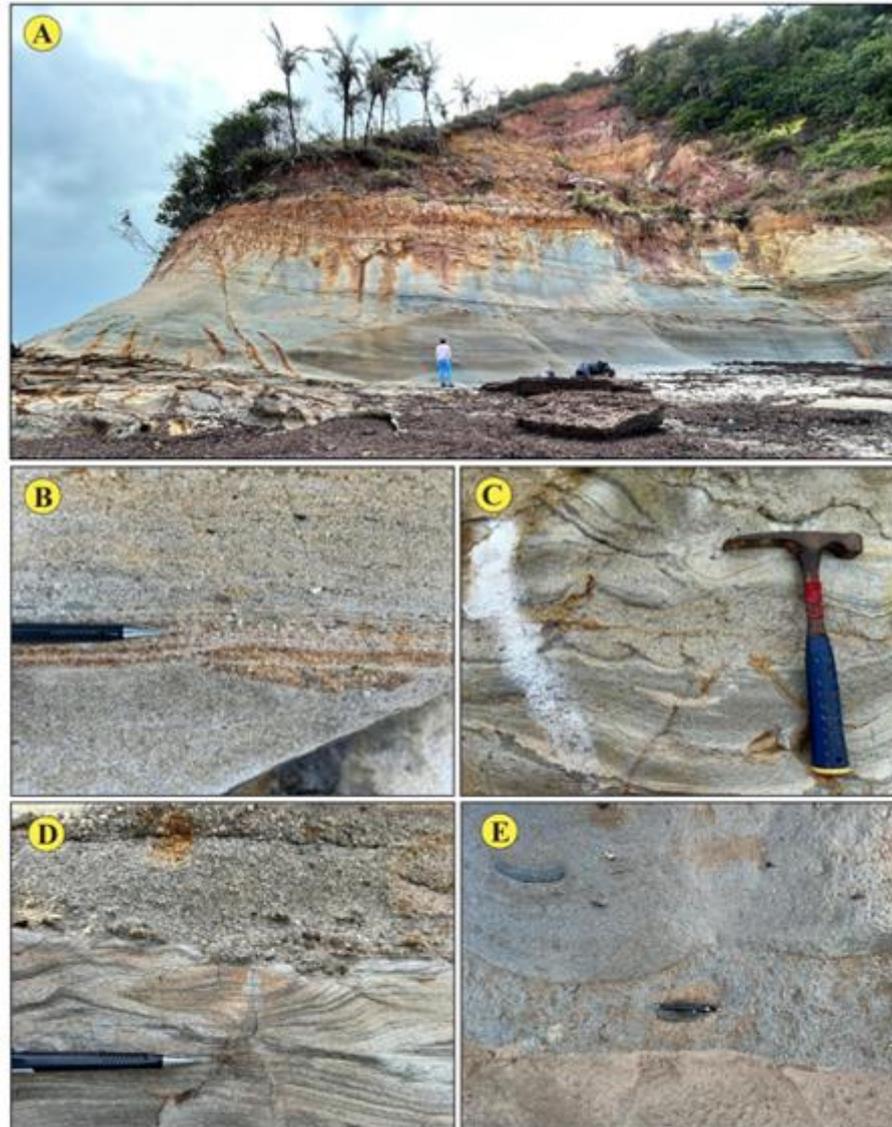
Figure 3 – Dip-oriented, correlation panel of the studied interval in the Morro do Camaragibe outcrop.



Source: the authors.

Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

Figure 4 – A) General view of part of the study interval; B) Poorly sorted, coarse-to-very coarse-grained sandstone bed; C) Flames structures; D) Ripple-cross laminations eroded by very coarse-grained sandstone; E) Intra-bed scours within a sandstone bed.



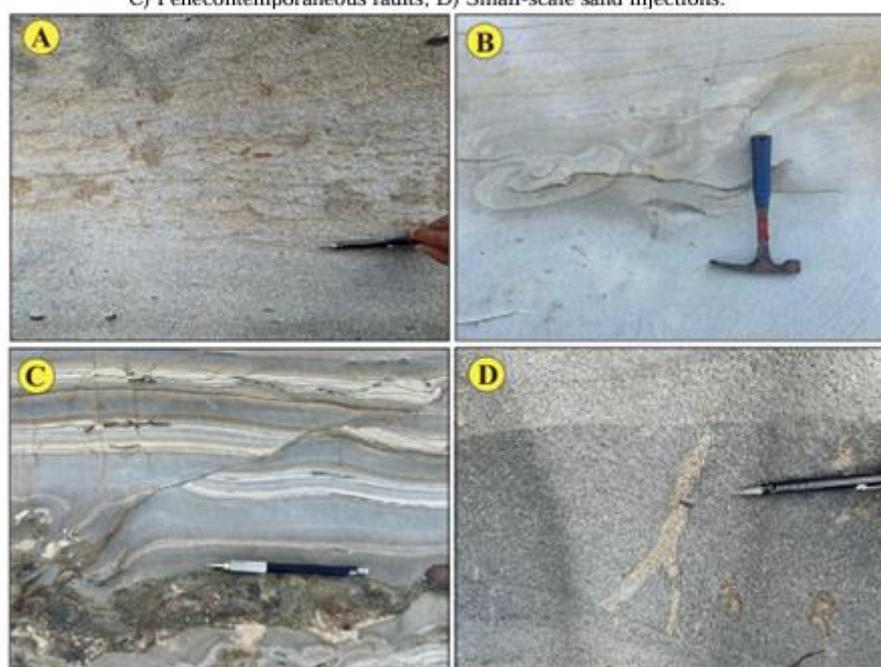
Source: the authors.

This anomalous, thick sand-rich interval is also affected by a range of Soft Sediment Deformations (SSDs) shortly after its deposition. These include dewatering structures, such as pillars and dishes (Fig. 5A). Load casts, flame structures and balls and pillows (Fig. 5B) are common. At least in one locality, penecontemporaneous faults, crossing individual sandstone beds were observed (Fig. 5C). Thicker sandstone beds eventually show small-scale sand

Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

injections (Fig. 5D). An interval of intraformational conglomerates exhibiting abundant sedimentary clasts, up to 10 cm in diameter, its enclosed within the succession (Fig. 3). Sedimentary clasts are highly concentrated and oriented in the flow direction, immersed in a very coarse-grained sandstone matrix. This facies represents episodic events of greater intensity and erosion with restricted occurrence.

Figure 5 – A) Pillars and dishes structures; B) Balls and pillows structure within a fine-grained sandstone; C) Penecontemporaneous faults; D) Small-scale sand injections.



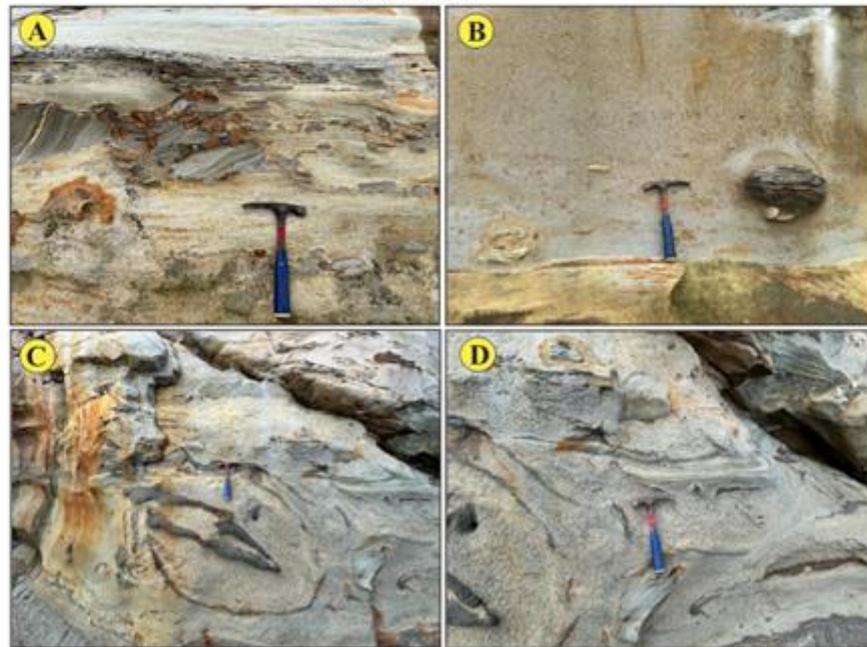
Source: the authors.

Individual sandstone beds display abundant, dispersed rafts of sedimentary clasts mainly composed of siltstones intercalated with very fine-grained sandstones (Fig. 6A and B), some of them with preserved primary sedimentary structures, supported by very coarse- to coarse-grained matrix. These beds also show small to large-size clasts of mudstones, often with a contorted and deformed aspect (Fig. 6 C and D) that are clearly mixing within the matrix. Their disaggregation by shearing formed mud streaks within the matrix that decrease in abundance away from the clasts, leading to increased mud content into the matrix (Sobiesiak et al., 2016). Because the mudstone clasts are more cohesive than the main matrix, zones of high strain tend to develop around them and individual mudstone clasts are usually broken by stretching or compressed.

Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

Relative to the other parts of the studied interval, the presence of a smaller content of mudstone clasts leads to a less intense shearing at their margins, and therefore a lower mud content is incorporated into the flow.

Figure 6 – A) and B) Small-to-large-size sedimentary clasts within sandstone beds; C) and D) Contorted and deformed mudstone clasts



Source: the authors.

Gamma ray readings indicate values varying between 250 and 350 CPS although some peaks exceed 400 and 500 CPS (Fig. 3). Sandstone beds of the northern half of the study interval are slightly cleaner when compared to its southern half. Individual gamma ray logs also show a cleaning-upward trend. High gamma ray signatures are coherent with a mudstone-rich matrix, probably induced by the disaggregation of the mudstone clasts, which is not homogeneous through the studied interval. The relatively high values suggest dirty, local mud-rich percentages and resulting low permeability due to poor primary porosity. The fluctuating values of CPS in the sandstones point to a heterogeneous matrix, and probably indicate variations in mud content. Low gamma ray readings are compatible with ‘clean’ sandstones showing low mud percentage.

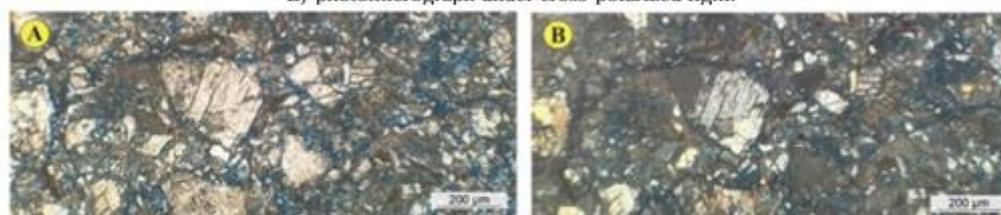
Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

4.1. Petrographic analyses

Samples for thin sections were collected from the base and intermediate portions of MC-3 log and from the top of MC-6 log (see Fig. 3 for sampling location). Grain size was determined by measurements of the long axis diameter of the grains. Longer sectioned flakes of muscovites were excluded from the readings because they could denote a different settling process than those related to the surrounding grains. The mud content was defined by grains smaller than 32 μm . Because grains do not show dissolution borders, an authigenic origin of the matrix is unlikely, suggesting a detrital provenance.

The sample for the thin section of the base of MC-3 log show very fine-to-very coarse-grained sandstone, very poorly sorted grains with angular to sub-angular roundness and low sphericity (Fig.7). The percentage of grain sizes larger than 62,5 μm remains similar throughout the analyzed thin section; they are mainly composed of quartz (55%), feldspar (30%) with secondary iron oxidation (12%). These sandstones display intergranular pore with grain fracture subordinate. Pores are relatively connected, showing a moderate permeability. The sample for the thin section of the intermediate portion of MC-3 log show fine-to-coarse-grained sandstone, moderate to poorly sorted grains with also angular to sub-angular roundness and low sphericity (Fig. 8). Grains are mainly composed of quartz (50%), feldspar (23%) with secondary iron oxidation (6%). Like the sample from the base, these sandstones also indicate intergranular pore with grain fracture subordinate. Pores are not connected due to an increase in mud content, thus low permeability. The sample for the thin section of the top of MC-6 log display very fine-to-coarse -grained sandstone, moderate to poorly sorted grains with also angular to sub-angular roundness and low sphericity (Fig. 9). It consists of quartz (60%), feldspar (30%) and iron oxidation (7%). These sandstones show intergranular pore and a decrease of mud content, thus a higher permeability relative to the previous thin sections.

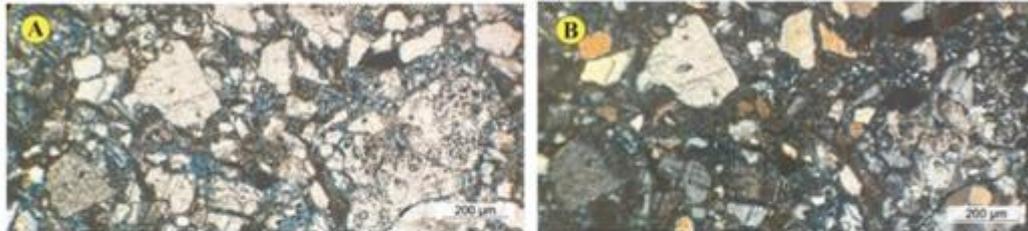
Figure 7 - Thin section of a sample from the base of MC-3 log. A) Photomicrograph under natural light; B) photomicrograph under cross-polarized light.



Source: the authors.

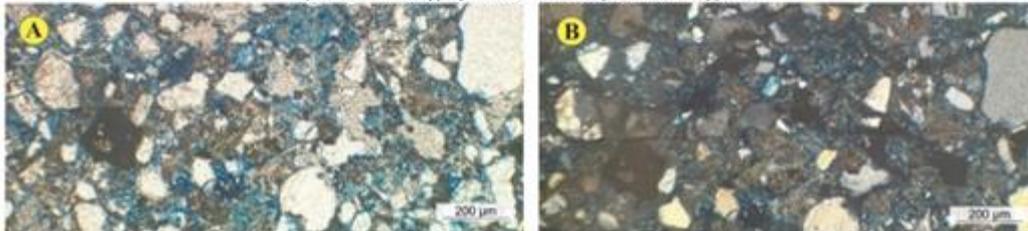
Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

Figure 8 - Thin section of a sample from the intermediate portion of MC-3 log. A) Photomicrograph under natural light; B) photomicrograph under cross-polarized light



Source: the authors.

Figure 9 - Thin section of a sample from the top of MC-6 log. A) Photomicrograph under natural light; B) Photomicrograph under cross-polarized light.



Source: the authors.

5. Discussions

The prodelta deposit of the Morro do Camaragibe outcrop was significantly affected by post-depositional processes such as upward migration of interstitial fluids, contemporary seismic activity, among others, “resulting in a mixture of mud and sand that affects facies distribution” (Silveira et al. 2023), leading to heterogeneities in its deposits and so impacting reservoir predictions. The outcrop shows both deformed and undeformed facies associated with different types of Soft Sediment Deformations (SSDS), including sand injections. Its deposits are related to tractive and dense flows, allowing a widely variation of facies. As such, the following architectural elements of the prodelta setting were identified: delta front deposits, proximal lobes (comprising gradational stratification cycles comparable to Bouma Sequences), intermediate lobes (representing the transition from high to low-density sand-rich currents), and distal lobes (representing the end of the transition from high- to low-density sand-rich currents).

The succession exposed in the Morro do Camaragibe area shows a general trend of progradation that culminates with, at least, two thick delta-front deposits intercalated. In this scenario, the succession represents fluvially-fed turbidites, in which the generation of gravity flows

Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction

may be by 1) delta-front failure or 2) hyperpycnal flows. In the former case, high sedimentation rates might have caused fast rates of delta progradation, resulting in an over-steepening, instability and eventual collapse of the delta-front deposits. However, this hypothesis is not supported by data and no evidence of a delta front collapse was observed. The amount of plant debris, such as leaves and wood fragments within sandstone beds may indicate that vegetation proliferated along river margins during low energy periods and then was plucked during periods of higher energy, accumulating within delta front deposits. However, some of the beds within the studied interval present inverse-to-normal gradings within the same bed, suggesting recurrent pulses of acceleration and deceleration of the flow during the same event. This sort of evidence points to a direct connection between fluvial floods and gravity flows, thus hyperpycnal turbidites (sustained flows; Zavala et al., 2011; or waxing-to-waning depletive flows of Kneller, 1995). Hyperpycnal flows occur when sediment-loaded fluvial discharge is denser than the water in the receiving basin, being more common in lakes as is the case here.

6. Final remarks

The identified facies fit into a shallower water context, than those previously suggested in the literature, being related to a prodelta system. Similar deposits are also recognizable during the rift phase of several Brazilian marginal basins. Our results will contribute to the understanding the origin and formation of these deposits and can be used to predict geometries and facies distribution as an analogue to assist seismic and well data. The depositional models produced will certainly impact any conceptual model that may be applicable in areas with similar conditions. Furthermore, the depositional architecture and the input of fluvially-fed turbidite systems are comparable to others hydrocarbon reservoirs.

7. Acknowledgments

This project was funded through the Human Resources Program of the National Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels - PRH- ANP, through the program Analogous Petroleum System and Simulation of Reservoirs in Sedimentary Basins (PRH47.1 - UFPE), for providing in the offer of a scholarship graduation. We also thank Geoquantt for providing the gamma spectrometer equipment, which was necessary for data acquisition.

Referências

Arienti, L. M. (2006, May 1). Gravity flow deposits of the Maceio Formation-Alagoas Basin, NE of Brazil; Depositos de fluxos gravitacionais da Formacao Maceio-Bacia de Alagoas, NE do Brasil. *Boletim de Geociências Da Petrobrás*, 14(2), 357-385. https://www.researchgate.net/publication/296953638_Gravity_flow_deposits_of_the_Maceio_Formation-Alagoas_Basin_NE_of_Brazil

d'Avila, R.S.F., Arienti, L.M., Aragão, M.A.N.F., Vesely, F.F., Santos, S.F., Voelcker, H.E., Viana, A.R., Kowsmann, R.O., & et al. (2008). Ambientes de Água Profunda. In *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil* (pp. 246-300). Beca. https://www.researchgate.net/publication/258880790_Ambientes_de_Aguas_Profundas

Kneller, B. (1995). Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implication for reservoir prediction. In *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* (Vol. 94, pp. 31-49). Geological Society Special Publication.

Ojeda, H. A. O., & Fugita, A. M. (1974). Bacia de Sergipe/Alagoas: geologia regional e perspectivas petrolíferas. 1, 137-158. *Physical paper*

Silveira, D. M., Vesely, F. F., Fallgatter, C., Rodrigues, M. C. N. D. L., & de Castro, A. P. (2023, January 1). The Maracangalha injectite complex: An overlooked hydrocarbon play in the Lower Cretaceous Recôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 158(Part B), 106529. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S026481722300435X>

Sobiesiak, M., Kneller, B., Alsop, G.I., & Milana, J.P. (2016, June 1). Inclusion of substrate blocks within a mass transport deposit: A case study from Cerro Bola, Argentina. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 1(1), 487-496. <https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/62214>

Souza-Lima, W., Pierini, C., Fischer, C. M., & Silva, B. O. (2021, January 1). Paleogeografia da seção cretácea neoptiana do Nordeste da Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. *Geociências*, 40(2), 397-406. <https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/article/view/15394/12151>

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Gamero, H., & Contreras, C. (2011). A Genetic Facies Tract for the Analysis of Sustained Hyperpycnal Flow Deposits. In *Sediment transfer from shelf to deep water— Revisiting the delivery system* (Vol. 61, pp. 31-51). AAPG Studies in Geology. https://www.researchgate.net/publication/269394637_A_Genetic_Facies_Tract_for_the_Analysis_of_Sustained_Hyperpycnal_Flow_Deposits

Access all Papers

biblioteca.ibp.org.br



4.5.4 MAPEAMENTO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO EM ESCALA 1:100.000 DA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE ALAGOAS, NE, BRASIL

ID do trabalho: 1892

Área Técnica do trabalho: TEMA 15 - Geofísica

Título do Trabalho: MAPEAMENTO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO EM ESCALA 1:100.000 DA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE ALAGOAS, NE, BRASIL

Forma de apresentação: Pôster

Autores: Dantas, D F¹; Souza, N R S¹; Fallgatter, C¹; Oliveira, J C T¹; Lima Filho, M F¹;

Instituição dos Autores: (1) Universidade Federal de Pernambuco - Recife - PE - Brasil;

Resumo do trabalho:

A área de estudo está situada na na porção norte da Bacia de Alagoas, localizada ao longo da costa do Estado de Alagoas. Esta bacia é conhecida pelo seu registro estratigráfico quase completo e grande potencial de exploração de hidrocarbonetos. Em virtude dos poucos dados disponíveis da Bacia Alagoas em comparação com a Bacia de Sergipe, uma proposta investigação geofísica através da análise de dados de gamaespectrometria e magnetometria em uma área de 2200 km² é aqui apresentada. A área de estudo é delimitada pelas Suítes Intrusivas NeoProterozóicas localizadas na porção norte e contém as Formações Poção e Maceló, ambas do estágio Rife da Bacia. Foram obtidos dados aeromagnéticos e de gamaespectrometria da Borda Leste do Planalto da Borborema (1079) oriundo dos projetos aerogeofísicos e disponíveis no banco de dados aberto do Serviço Geológico do Brasil. Os levantamentos foram realizados com linhas de voo N-S e linhas de ligação E-W, com espaçamentos de 500m e 10km, respectivamente, e processados no software Oasis Montaj 9.1. O primeiro mapa gerado foi o de Anomalias Magnéticas Totais (TMF), o qual foi corrigido o IGRF (International Geomagnetic Reference Field) durante o processamento. Os mapas subsequentes que derivaram do TMF foram: o Mapa Analítico de Amplitude do Sinal (ASA) e a Derivada Vertical (DZ). A gamaespectrometria mostrou a distribuição dos isótopos dos elementos potássio (K), urânio (eU) e tório (eTh) e o mapa Ternário, dos três canais em cores RGB. A interpretação destes dados permitiu identificar anomalias de interesse, delinear seus limites tectônicos e definir a geometria dos corpos na região do embasamento, como também o delineamento dos limites do arcabouço sedimentar da área de estudo, resultando em um mapa geológico de detalhe. No embasamento, os valores de potássio são mais elevados do que nas regiões vizinhas, diminuindo em direção à bacia sedimentar. No mapa de urânio, há altos valores ao norte-noroeste e a presença de estruturas dômicas são delimitadas por baixos teores deste elemento. O padrão de distribuição de tório é semelhante ao de urânio. O mapa ternário destacou as estruturas dômicas com altas concentrações de potássio em relação aos arredores, indicando uma origem litológica externa à região da Bacia. A área exibe altas concentrações de todos os radioelementos, variando em alguns locais para maiores teores de potássio ou urânio. A integração de mapas aeromagnéticos e gamaespectrometria, juntamente com a revisão da literatura geológica local, permitiu antecipar os litotipos esperados na área. Isso facilitou a identificação das principais áreas para investigação de contatos litológicos e a elaboração do mapa geológico do embasamento da Bacia. Na literatura, as litologias do embasamento apresentam alterações magnéticas significativas, com ocorrência em suítes intrusivas como Joaquim Gomes (Granitoides, metagranitoides, ortognaisses e ortognaisses migmatíticos), Jundáí (Monzogranitos a sienogranitos) e Itaporanga (Anfibólio-biotita granodiorito, hornblenda-biotita monzogranito e sienogranito porfirítico).

Palavras-Chave do trabalho: Formação Maceló; Formação Poção; Gamaespectrometria; magnetometria; Suítes intrusivas;

4.5.5 PRODELTA DEPOSITS OF THE UPPER APTIAN MACEIÓ FORMATION, ALAGOAS BASIN, BRAZIL: HETEROGENEITIES ANALYSES FOR RESERVOIR QUALITY

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS



TÍTULO DO TRABALHO:

PRODELTA DEPOSITS OF THE UPPER APTIAN MACEIÓ FORMATION, ALAGOAS BASIN, BRAZIL: HETEROGENEITIES ANALYSES FOR RESERVOIR QUALITY

AUTORES:

Dayanne Fonseca Dantas, Nayara Rodrigues da Silva Souza, Talys Celso Mineiro, Claus Fallgatter, Mário Ferreira de Lima Filho

INSTITUIÇÃO:

Universidade Federal de Pernambuco

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

**PRODELTA DEPOSITS OF THE UPPER APTIAN MACEIÓ FORMATION,
ALAGOAS BASIN, BRAZIL: HETEROGENEITIES ANALYSES FOR
RESERVOIR QUALITY**

Abstract

During the late Aptian, the Alagoas Basin developed as a rift system. Such rifts have variable size and morphology, and depositional conditions lead to facies segregation and differentiation. The late Aptian interval of the Alagoas Basin is in part represented by the Maceió Formation. The main outcrop in the area (Morro do Camaragibe) consists of a prodelta deposit, largely influenced by gravity-driven flows, later affected by post-depositional processes, generating reservoir heterogeneities in a range of scales. Prodelta architectural elements were identified: delta front deposits, proximal lobes and lobe off-axis to fringe settings. The succession exposed along the outcrop represents a southwestward progradation trend, resulting in two thick, sand-rich delta front deposits. These delta front advances represent phases of greater sediment input and are associated with discharge fluctuations on long-lived flows with waning and waxing pulses attributed to flood-driven hyperpycnal underflows (sustained currents or fluviually-fed turbidites). For heterogeneities investigation, field data were acquired, including facies description and distribution, paleocurrent measurements, and detail sedimentological logs at a scale of 1:20 couplet with gamma-ray profiles. Facies distributions and reservoir predictions are linked to soft sediment deformations, showing contemporaneous faults, sand injections and sand and mud mixing at different scales, which partially affect reservoir quality. The identified facies fit into a shallower water context than previously suggested in the literature. Mud content is laterally and vertically variable along the studied interval, displaying higher concentrations in the lower half of the exposed succession, but overall showing a cleaning-upward trend in the upper half, resulting in an apparent improvement in reservoir quality in terms of primary porosity and permeability.

Keywords: rift basin, delta front deposits, flood-driven turbidites, soft sediment deformation, facies distribution

Introduction

The Alagoas Basin, located in the northeastern portion of Brazil, along the coast of the state of Alagoas (Fig. 1), is a marginal basin, formed after the Gondwana break-up. Its structural framework is in part characterized by an elongated, asymmetrical rift, formed by a series of half-grabens inclined towards the southeast (Ojeda & Fugita, 1974). Along with the Sergipe Basin, it is one of the eastern Brazilian marginal basins that show the most complete stratigraphic record, comprising five supersequences: Paleozoic, Pre-Rift, Rift, Post-Rift, and Drift. Part of the deposition in the Alagoas Basin during the Upper Aptian favored pulses of gravitational sediment flows in various forms. The Poção Formation consist of clast-supported conglomerates with basement-affinity blocks and pebbles from the Itaporanga, Joaquim Gomes, and Jundáí Intrusive Suites. The Maceió Formation (which is the focus of this work) records the end of the rift phase and comprises two main depositional elements: axial

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

fan deltas that migrated and transported sediments along the basin's axis, showing aeolian reworking, and prodelta deposits (a turbidite succession exposed in the Morro do Camaragibe outcrop).

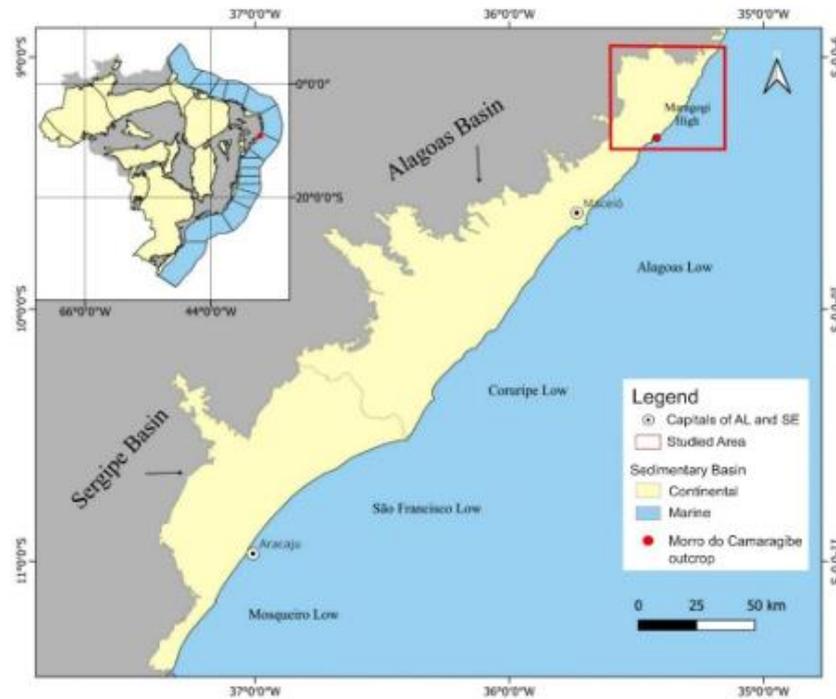


Figure 1: Location map of the studied area.

Previous studies suggest that the Morro do Camaragibe outcrop is formed by turbidite lobes with few channel fill deposits (Arienti, 2006; D'Ávila et al., 2008). Its deposition is linked to climate changes, with significant input of siliciclastic sediments during wet periods, favoring delta advances, and reduced sediment input during drier climates, resulting in the deposition of calcilutites, evaporites, and shales with high levels of amorphous organic matter, obtaining 12.4% in the Porto Calvo, 20.0% in the Japaratinga and 36.0% in the Barreiras do Boqueirão outcrops (Dantas et al., 2023).

Comparing subsurface data with outcrop analogues is usual in both exploration and production activities. This method is based on the premise that deposits formed under similar geological conditions share architectural characteristics that influence fluid flow and reservoir conditions. Since most of production fields are located in subsurface, where available data is sparse or of low resolution, using outcrop analogs benefits a complete observation of sedimentary bodies in various dimensions. The Morro do Camaragibe outcrop is the focus of this research due to its well-exposed deposits, a 1 km long, dip-oriented section. This area shows deposits associated with episodic sedimentation events, mostly consisting of gravitational subaqueous flows, forming a prodelta succession typically attributed to turbidity currents in the literature (Arienti, 2006; D'Ávila et al., 2008). This outcrop exhibits a variety of facies characteristics similar to those found in the subsurface of Brazil's most important productive basins.

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

Methodology

The data acquisition includes detailed descriptions of sedimentary facies and photographic images, as well as descriptions of the vertical and lateral continuity of individual sandstone beds. In total, approximately 40 meters of detailed sections were measured. Six sections (MC-1 to MC-6) with varying thicknesses (from 434 cm to 1056 cm) were described on a detailed scale of 1:20. Each sedimentary log is coupled with a gamma-ray profile obtained from CPS (counts per second) measurements taken every 10 cm. A dip-oriented correlation panel along approximately 400 m was created to illustrate the extent and geometry of individual sandstone beds and the vertical and lateral distribution of facies. Sediment transport trends were obtained through paleocurrent measurements. This compilation of data result in a schematic 3D block diagram of the depositional model.

Results and Discussion

The succession exposed at the Morro do Camaragibe outcrop is dominated by thin beds, with two intervals of anomalously thick and amalgamated sandstone beds that are easily recognizable and mappable in the area. This study focuses on the lower sand-dominated interval (Fig. 2), which represents the first advance of the delta front recorded in the outcrop. The whole outcrop consists of a gentle anticline, probably produced by salt diapirism in subsurface (Souza-Lima et al., 2021), thus oldest strata are exposed in the central portion and the younger beds at the northern and southern ends.



Figure 2: The studied interval exposed in the central part of the Morro do Camaragibe outcrop.

The lower sandy interval is up to 10 meters thick and is primarily composed of tabular and amalgamated sandstone beds. Individual beds consist of medium to very coarse-grained, moderately-to-poorly sorted sandstones, eventually containing scattered granules and often exhibiting soft sediment deformation structures. These beds are amalgamated or interbedded with very fine-grained sandstones and siltstones. Sandstone beds are generally massive, followed by one or more interval of fine-to very fine-grained sandstone beds with abundant load casts and flame structures. These beds are organized in a thinning upward succession. Small to medium-sized cross-beddings and large intra-bed scours (Fig.

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

3A) are also present. Some beds exhibit occasional intervals of inverse and/or normal grading, with alternation of plane-bedded and ripple cross laminated bedforms (Fig. 3B). Ball and pillow structures are common (Fig. 3C).

Individual sandstone beds show abundant and dispersed rafts of sedimentary clast, mainly composed of siltstones interbedded with very fine-grained sandstones, some of which have preserved their primary sedimentary structures. These beds also show small to large-size mudstone clasts (Fig. 3D), often with a contorted and deformed aspect that are clearly mixing into the matrix. The shearing and disaggregation of these clasts formed mud streaks within the matrix that decrease in abundance away from the clasts, leading to an increase mud content into the matrix (Sobiesiak et al., 2016). Also, an interval of intraformational conglomerate is emplaced within the succession (Fig. 4). Paleocurrent readings indicate transport towards the southwest, with slight deviations towards the southeast.



Figure 3: A) Intra-bed scours within a medium to coarse-grained sandstone bed; B) ripple cross laminated sandstone bed; C) Small-scale ball and pillow structure; D) deformed and contorted mudstone clasts.

The studied interval shows Soft Sediment Deformation Structures (SSDS), such as penecontemporaneous faults, balls and pillows, small-scale sand injections and various degrees of sand and mud mixing, which in turn affect primary porosity and permeability (Silveira et al., 2023). This occurrence causes heterogeneities within the deposits, impacting reservoir predictions. The gamma-ray readings indicate values ranging from 250 to 350 CPS, with peaks exceeding 400 and 500 CPS (Fig. 4). The sandstone beds in the northern end of the study interval are slightly cleaner compared to its southern end. Individual gamma-ray logs also show a cleaning-upward trend (Fig. 4). High gamma-ray signatures

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

are consistent with a mud-rich matrix, likely induced by the disaggregation of mudstone clasts, which is not homogeneous throughout the studied interval. The relatively high values suggest locally “dirty” and mud-rich intervals, resulting in low permeability and primary porosity. The fluctuating of CPS values in the sandstones point to a heterogeneous matrix and likely indicate variations in mud content. Low gamma-ray readings are compatible with “clean” sandstones that have a low percentage of mud.

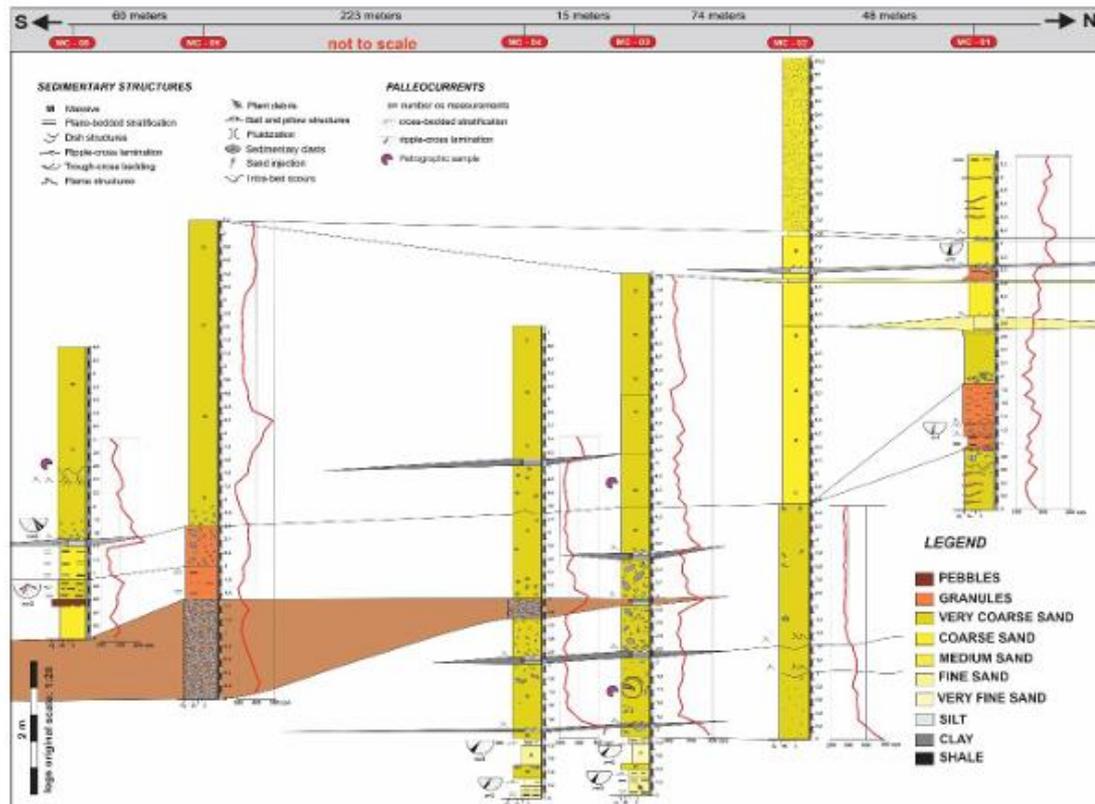


Figure 4: Dip-oriented panel correlation of sedimentary logs coupled with gamma ray profiles.

The deposits are related to tractive and dense flows, showing a wide variation of facies. As such, the following architectural elements of the prodelta setting were identified: delta front deposits, proximal lobes (comprising gradational cycles comparable to Bouma Sequences; Mutti et al. 1996), intermediate lobes (representing the transition from high-density to low-density sand-rich currents), and distal to fringe settings (consisting of low-density sand-rich currents).

Deposition at the Morro do Camaragibe outcrop occurred in a relatively shallower context than previously suggested in the literature. The two thick, sand-rich intervals represent phases of greater sediment discharge and are ascribed to delta front advances, probably a result from high sedimentation rates associated with a rapid delta progradation during wet periods (Arienti, 2006; D'Ávila et al., 2008). Subtle grain size changes, intra-bed incisions, and vertical alternation of bedforms (planar-bedding and ripple cross lamination) within the same layer suggest repeated waxing and waning pulses of the flow during the same depositional event. These evidences point to a direct connection with river floods and

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

gravity flows, thus deposition from discharge fluctuations on long-lived flows with acceleration and deceleration pulses attributed to flood-driven hyperpycnal turbidity flows (sustained currents of Kneller and Branney, 1995; Zavala et al., 2011; or waxing-to-waning depletive flows of Kneller, 1995; Kneller and Buckee, 2000). Intra-bed scours associated with erosion and levels with residual gravels, may record the peak velocity reached by the hyperpycnal flow (Mulder et al., 2003; Mutti et al., 2003).

According to Postma (1990), delta systems in rift settings exhibit distinct parasequence stacking patterns, depending on the stage of rift development. This pattern is primarily governed by two variables: the subsidence rate and sediment supply. During periods of high subsidence rate, due to lateral fault connection and increased vertical fault displacement, a retrogradational stacking pattern develops. On the other hand, when subsidence ceases or decreases, a progradational pattern is established until the basin is fully filled. Thus, the fan delta systems of the Maceió Formation during late Aptian were dominated by braided distributaries that discharged their load into a relative shallow lake with an axial sediment supply source, as shown in Figure 5.

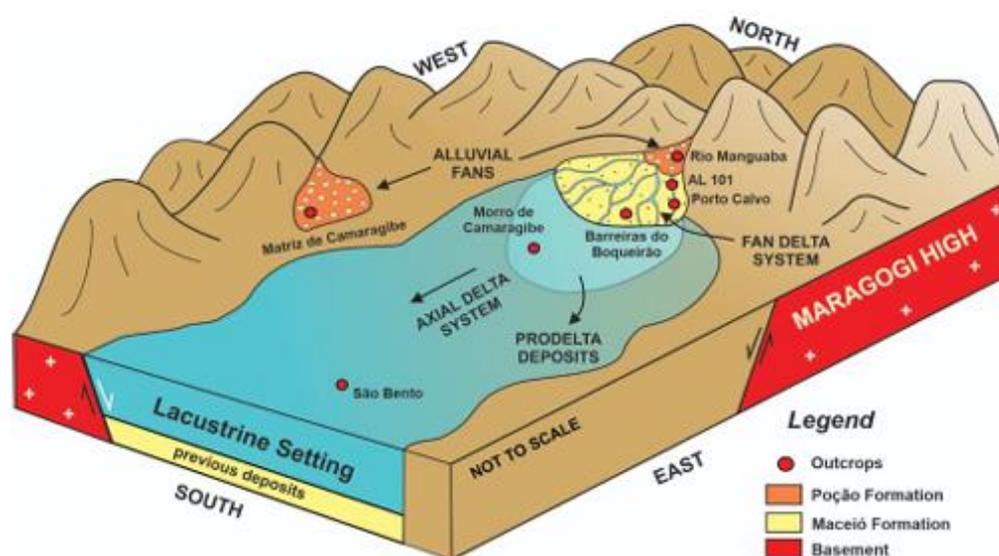


Figure 5: Simplified depositional model of the Maceió Formation during late Aptian showing the position of the prodelta deposits of the Morro do Camaragibe and other important outcrops of the area.

Conclusion

The succession exposed in the Morro do Camaragibe area shows a general progradation trend that culminate with at least two intercalated thick, sand-rich delta front deposits. In this scenario, the succession represents fluviially-fed hyperpycnal turbidites, where the generation of gravitational flows is associated with river discharges. The amount of plant remains, such as leaves and wood fragments within the sandstone beds, indicates that vegetation proliferated along riverbanks during low-energy periods and then eroded during higher-energy periods, accumulating in the delta front deposits. However, some beds within the studied interval show inverse to normal grading within the same bed, suggesting recurrent pulses of acceleration and deceleration of flow during the same event. This type of

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

evidence points to a direct connection between river floods and gravitational flows, thus hyperpycnal flows. Hyperpycnal flows occur when sediment-laden river discharge is denser than the water in the receiving basin, which is more common in lakes, as is the case here.

Thus, the described facies are part of a shallower water context than previously suggested in the literature and are related to a prodelta system. Similar deposits are also recognizable during the rift phase of various Brazilian marginal basins. Our results will contribute to the understanding the origin and formation of these deposits and can be used to predict geometries and facies distribution as an analogue to aid seismic and well data. The depositional models produced will certainly impact any conceptual model that may be applicable in areas with similar conditions. Additionally, turbidites are one of the major contributors to the formation of hydrocarbon reservoirs, where their depositional architecture and the input of fluvially-fed turbidite systems are comparable to other hydrocarbon reservoirs in marginal basins.

Acknowledgements

This project was funded by the Human Resources Program of the National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels - PRH-ANP, through the Analog Petroleum System and Reservoir Simulation in Sedimentary Basins program (PRH47.1 - UFPE), by providing a scholarship graduation. We also thank Geoquantt for providing the gamma spectrometer equipment necessary for data acquisition. The authors also thank geologist Deise Silveira for her help and discussions during the fieldwork.

References

- Arienti, L. M. 2006. Gravity flow deposits of the Maceio Formation-Alagoas Basin, NE of Brazil; Depositos de fluxos gravitacionais da Formacao Maceio-Bacia de Alagoas, NE do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 14.
- d'Avila, R.S.F., Arienti, L.M., Aragão, M.A.N.F., Vesely, F.F., Santos, S.F., Voelcker, H.E., Viana, A.R., Kowsmann, R.O., Moreira, J.L., Coura, A.P., Paim, P.S.G., Matos, R.S., Machado, L.C. R., 2008. Ambientes de Água Profunda. In: Silva, A.G., Aragão, M.A.N.F., Magalhães, A.J. C. (Eds.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Beca, São Paulo, pp. 246–300.
- Dantas, D.F., Fallgatter, C., Pereira, R., Lima Filho, M.F., Souza, N.R.S. Análise de matéria orgânica total em folhelhos e argilitos da Formação Maceió, Bacia de Alagoas. In: 29º Simpósio de Geologia do Nordeste, 2023, Campina Grande. 29º Simpósio de Geologia do Nordeste, 2023. p. 290-290.
- Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implication for reservoir prediction. In: Hartley, A.J., Prosser, D.J. (Eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geol. Soc. Spec. Publ. 94, pp. 31–49.

12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

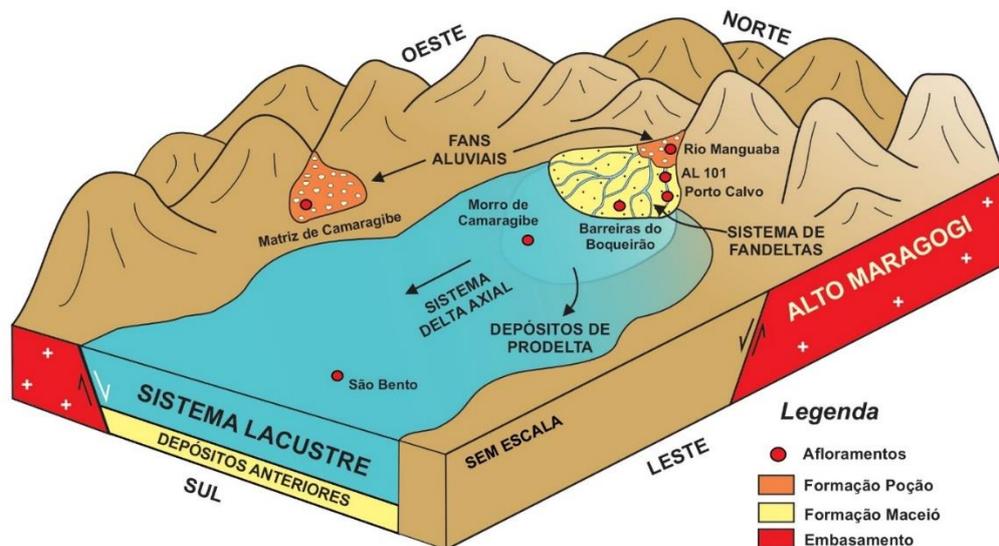
- Kneller, B.C., Branney, M.J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42, 607–616.
- Kneller, B.C., Buckee, C.M., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents; a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47, 62–94.
- Mulder, T., Syvitski, J. P., Migeon, S., Faugères, J. C., & Savoye, B. (2003). Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 861-882.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., & Zavala, C. (1996). The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, 48, 233-291.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., & Cavanna, G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 733-755.
- Ojeda, H. A. O. & Fugita, A. M. 1974. Bacia de Sergipe/Alagoas: geologia regional e perspectivas petrolíferas. In: Cong. Bras.Geologia, 28, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre, SBG, 1: 137- 158.
- Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella, A.; Prior, D.B. (Eds.), *Coarse- Grained Deltas*. IAS Special Publication, Blackwell, Oxford, v. 10, p. 13–27.
- Silveira, D. M., Vesely, F. F., Fallgatter, C., Rodrigues, M. C. N. D. L., & de Castro, A. P. (2023). The Maracangalha injectite complex: An overlooked hydrocarbon play in the Lower Cretaceous Recôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 158, 106529.
- Sobiesiak, M., Kneller, B., Alsop, G.I. and Milana, J.P. 2016. Inclusion of substrate blocks within a mass transport deposit: A case study from Cerro Bola, Argentina. In: Submarine Mass Movements and their Consequences. Advance in Natural and Technological Hazards Research (Eds G. Lamarche and J. Mountjoy), pp. 487–496.
- Souza-Lima, W., Pierini, C., Fischer, C. M., & Silva, B. O. (2021). Paleogeografia da seção cretácea neoptiana do Nordeste da Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil: Cretaceous Late Aptian paleogeography from Northeastern Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. *Geosciences= Geociências*, 40(2), 397-406.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Gamero, H., Contreras, C., 2011. A Genetic Facies Tract for the Analysis of Sustained Hyperpycnal Flow Deposits. 61. American Association of Petroleum Geologists, pp. 31–51.

5 DISCUSSÃO

As fácies identificadas neste estudo estão associadas a um sistema prodeltáico que prograda diretamente em um ambiente raso, neste caso, um sistema lacustre influenciado por fluxos gravitacionais. O aporte de sedimentos principal ocorre em direção sudoeste, com pequenas variações para sudeste. O suprimento sedimentar é predominantemente axial, proveniente da borda norte da bacia (Alto de Maragogi), com uma contribuição secundária vinda ao oeste, a partir da borda principal (Souza, 2024).

O modelo deposicional proposto está ilustrado na figura 52 e apresenta dois estágios distintos: um primeiro, caracterizado por um ambiente lacustre, com deposição associada a pluma em suspensão e rico em fósseis (Jordan, 1910; Malabarba *et al.*, 2004; Souza & Carvalho, 2007; Souto & Schwanke, 2010; Santos *et al.*, 2022) seguido por um estágio deltaico em águas rasas dominado por fluxos gravitacionais. Este estudo concentra-se no contexto intermediário a distal, correspondente a águas relativamente rasas, representado pelo afloramento Morro de Camaragibe. Nesse local, sedimentos grosseiros e imaturos foram transportados por fluxos altamente eficientes, resultando na segregação de uma ampla diversidade de fácies. Dessa forma, foram identificados quatro elementos arquiteturais principais: depósitos de frente deltaica, lobos turbidíticos proximal, intermediário e distal.

Figura 52 - Modelo deposicional proposto para a Formação Maceió.



Fonte: Dantas (2024).

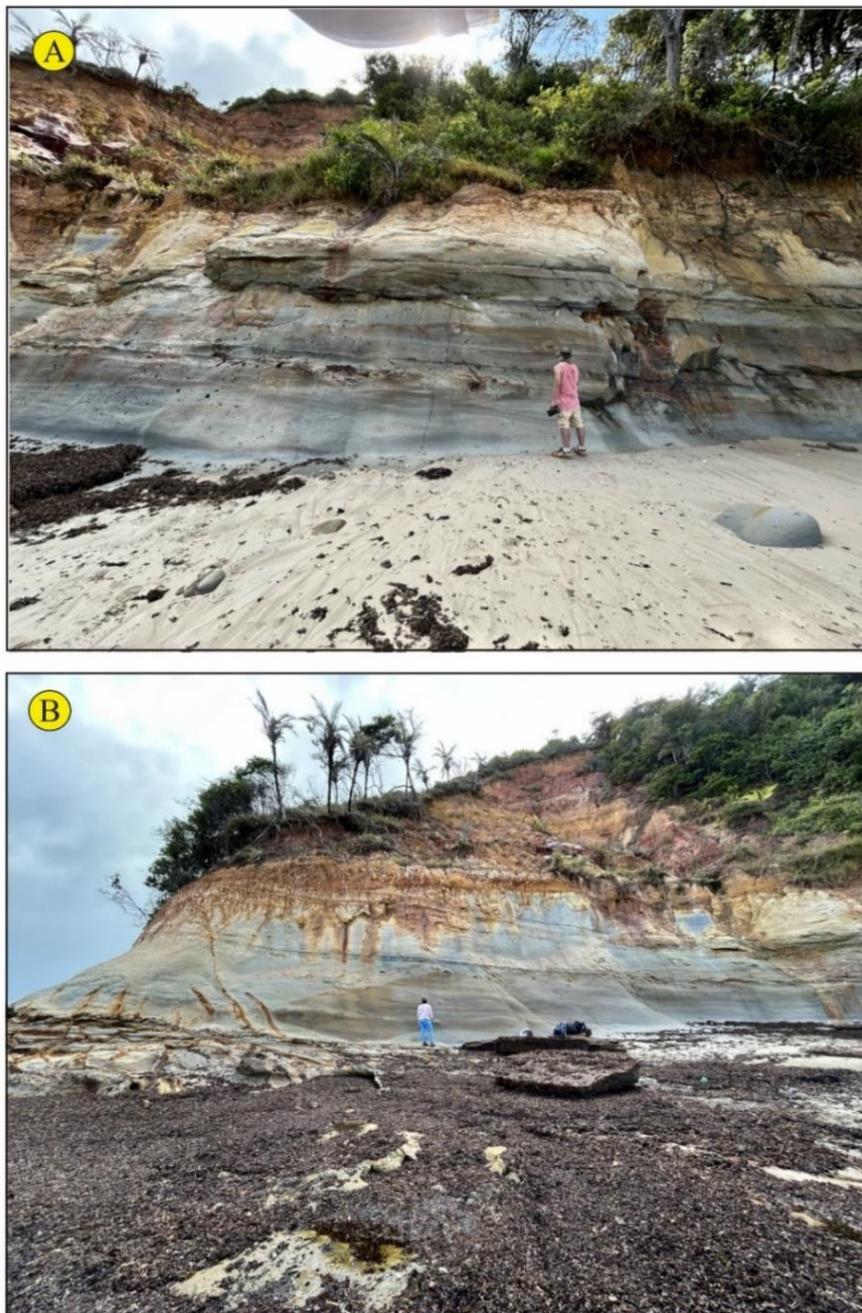
5.1 Depósitos de Frente Deltaica

Essas camadas representam a porção subaquosa do delta, constituindo a interface entre os ambientes fluvial e lacustre e é caracterizada por uma grande variabilidade de fácies, resultante da interação entre fluxos gravitacionais e processos de ressedimentação. Nesta classificação, se encaixam as fácies F2 a F7.

Os depósitos da frente deltaica são dominados por camadas arenosas espessas e amalgamadas, intercaladas com níveis pouco espessos de granulometria fina (fácies F1). Essas camadas arenosas exibem estruturas sedimentares típicas de processos de alta e baixa energia. Os arenitos apresentam estratificação cruzada de pequeno porte, o que indica o transporte sedimentar por correntes,

A alternância entre as camadas de arenito e siltito sugerem variações nas condições deposicionais ao longo do tempo, contendo fragmentos vegetais e apresentando laminação plano paralela, em alguns casos associada a processos de liquefação pós-deposicional. Estruturas deformacionais, como chamás, pseudonódulos e injeções de areia também foram observadas e refletem a instabilidade gerada pela rápida deposição de sedimentos e pelo escape de fluidos intersticiais. Os depósitos de frente deltaica são compostos por arcósios de granulometria muito grossa a gâmulos, apresentando estrutura maciça a gradacional, ocasionalmente contendo porções conglomeráticas e clastos de folhelho e siltito. Esses depósitos estão associados a fluxos de alta densidade, com contatos basais geralmente erosivos. Estruturas sedimentares como estratificação cruzada, laminação plano-paralela e pequenas incisões (*intra-bed scours*) podem ser observadas eventualmente. O topo das fácies F1 refletem a desaceleração de correntes de mais baixa densidade, ainda com carga sedimentar significativa. Essa fase é composta por intercalações de estratos centimétricos (2 a 10 cm) de arenito médio a fino, exibindo laminação cruzada de pequeno porte e estrutura maciça (população de grãos C e D de Mutti *et al.*, 1999).

Figura 53 - Visão geral dos depósitos interpretados com frentes deltaicas no afloramento de Morro do Camaragibe. A) Visão geral do intervalo do perfil MC 01. B) Visão geral do intervalo do perfil MC 02.



Fonte: A autora (2025).

O arenito médio a grosso e maciço da fácies F4 está estreitamente associado à sucessão granodecrescente da fácies F3 (arenito fino com laminação cruzada de pequeno porte e siltito). Essa associação representa a transição entre correntes de turbidez arenosas de alta densidade (fácies F4) e de baixa densidade (fácies F1). Em algumas camadas da fácies F4, observam-se pseudonódulos de arenito

"afundados" no siltito subjacente, conferindo-lhes semelhança a depósitos do tipo *slurry flow*. Os corpos de arenito maciço (fácies F4) possuem geometria tabular, ocasionalmente plano-convexa, com espessuras variando entre 20 e 60 cm e extensão superior a 100 metros. O contato basal é geralmente erosivo, enquanto o superior é abrupto. Já os depósitos da fácies F1 apresentam espessuras entre 5 e 40 cm e, em geral, grande continuidade lateral (atingindo até 100 metros). Falhas, que exibem contatos inferiores e superiores bruscos, foram observadas em campo e parecem atingir apenas os arenitos e uma pequena parte dos heterolitos, sendo interpretadas como falhas sindeposicionais (Figura 54).

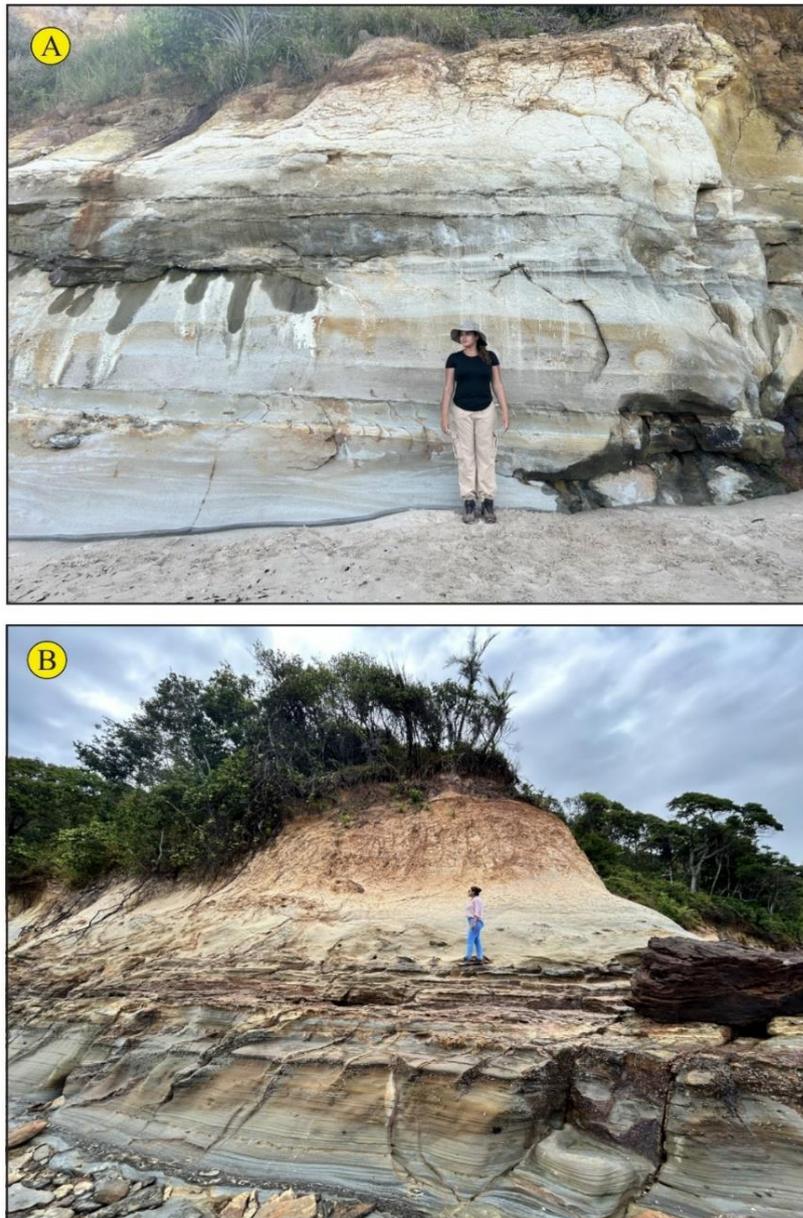
Os conglomerados da fácies F7 apresentam intraclastos de siltito de até 30 cm de diâmetro, bastante concentrados e orientados na direção do fluxo, imersos em uma matriz areno-conglomerática. Esses depósitos exibem geometria tabular, com espessuras variando entre 20 cm e 4 metros e extensão lateral de dezenas de metros. São interpretados como registros de eventos episódicos de alta energia e ocorrência restrita.

A fácies F7 apresenta espessuras variando entre 50 cm e 4 m, tornando-se progressivamente mais delgada à medida que se deposita em setores mais distais. Esses depósitos, que se estendem por algumas dezenas de metros, estão associados à desaceleração de correntes de turbidez de alta densidade e ocorrem em corpos de geometria tabular.

A sucessão exposta na área do Morro do Camaragibe apresenta uma tendência geral de progradação, culminando com pelo menos dois depósitos espessos de frente deltaica intercalados. Os depósitos de prodelta do afloramento foram fortemente influenciados por processos pós-deposicionais, como a migração ascendente de fluidos intersticiais e a atividade sísmica contemporânea, entre outros, resultando em uma mistura de lama e areia que afeta a distribuição das fácies (Silveira *et al.*, 2023). Essas condições geraram heterogeneidades nos depósitos e impactaram a previsibilidade dos reservatórios. O afloramento exhibe tanto fácies deformadas quanto não deformadas, associadas a diferentes tipos de estruturas de deformação de sedimentos inconsolidados (SSDS), incluindo pequenas injeções de areia. Seus depósitos estão relacionados a fluxos densos e turbulentos, permitindo uma ampla variação de fácies. As estruturas de deformação

de sedimentos inconsolidados (SSDS) observadas incluem estruturas em prato, pilares, estruturas de carga de pequena escala, falhas penecontemporâneas e pequenas injeções de areia. Essas estruturas foram atribuídas a três contextos deformacionais (Silveira *et al.*, 2023): i) liquefação e escape de fluidos durante ou imediatamente após a deposição dos sedimentos; ii) liquefação por cisalhamento desencadeando escorregamentos; e iii) deformação pervasiva por fluidização pós-deposicional.

Figura 54 - A) Visão geral entre os intervalos MC 02 e MC 03; B) Visão geral da porção superior do perfil MC 02, evidenciando a diferença de fácies da base para o topo.



Fonte: A autora (2025).

Esses depósitos são compatíveis com a fase rifte de diversas bacias brasileiras (Castro, 1992), evidenciando um padrão de evolução controlado por movimentações tectônicas associadas à separação dos continentes sul-americano e africano. Esse regime tectônico influenciou significativamente a configuração espacial da bacia, um meio-*graben* onde a deposição ocorreu de forma dinâmica, com rápida diferenciação e segregação de fácies tanto na vertical quanto na horizontal.

A análise de fácies sugere que os conglomerados, arenitos e heterolitos foram depositados por fluxos subaquosos turbulentos, concentrados e hiperpicnais relacionados a processos de sedimentação deltaica. O estudo constatou que os depósitos alvo contêm, predominantemente, associações de fácies de frente deltaica. A associação de fácies foi atribuída a deltas dominados por rios e inundações de tempestades (*river-and storm-flood-dominated deltas*). Diversas feições características de sistemas deltaicos, como a alternância entre fluxos acelerantes e desacelerantes na mesma camada (e.g., *climbing ripples* alternadas com laminações plano-paralelas; *scours* intracamadas; gradação inversa), corroboram essa interpretação. Esse tipo de evidência aponta para uma conexão direta entre inundações fluviais e fluxos gravitacionais, caracterizando turbiditos hiperpicnais (*fluxos sustentados*, segundo Zavala *et al.*, 2011, ou *fluxos depletivos*, de acordo com Kneller, 1995). Fluxos hiperpicnais ocorrem quando a descarga fluvial carregada de sedimentos é mais densa que a água da bacia receptora, sendo mais comuns em lagos, como é o caso deste estudo.

A deposição de arenitos delgados com sequências de Bouma é interpretada como resultado de correntes de turbidez que se relacionam a eventos de enchentes fluviais (Mulder *et al.*, 2003). Além disso, a alta abundância de fragmentos vegetais indica picos de energia associados a inundações fluviais intensas (Lin & Bhattacharya, 2021). A presença de detritos vegetais, como folhas e fragmentos de madeira dentro dos estratos arenosos, sugere que a vegetação proliferou ao longo das margens fluviais durante períodos de baixa energia e foi arrancada durante períodos de maior energia, acumulando-se nos depósitos da frente deltaica.

Figura 55 - A) Visão geral do intervalo MC 03, mostrando a diferença de fácies das camadas estudadas. B) Visão geral do intervalo do perfil MC 05, evidenciando o intervalo da fácies conglomerática.



Fonte: A autora (2025).

5.2 A Atuação do Sal na Área

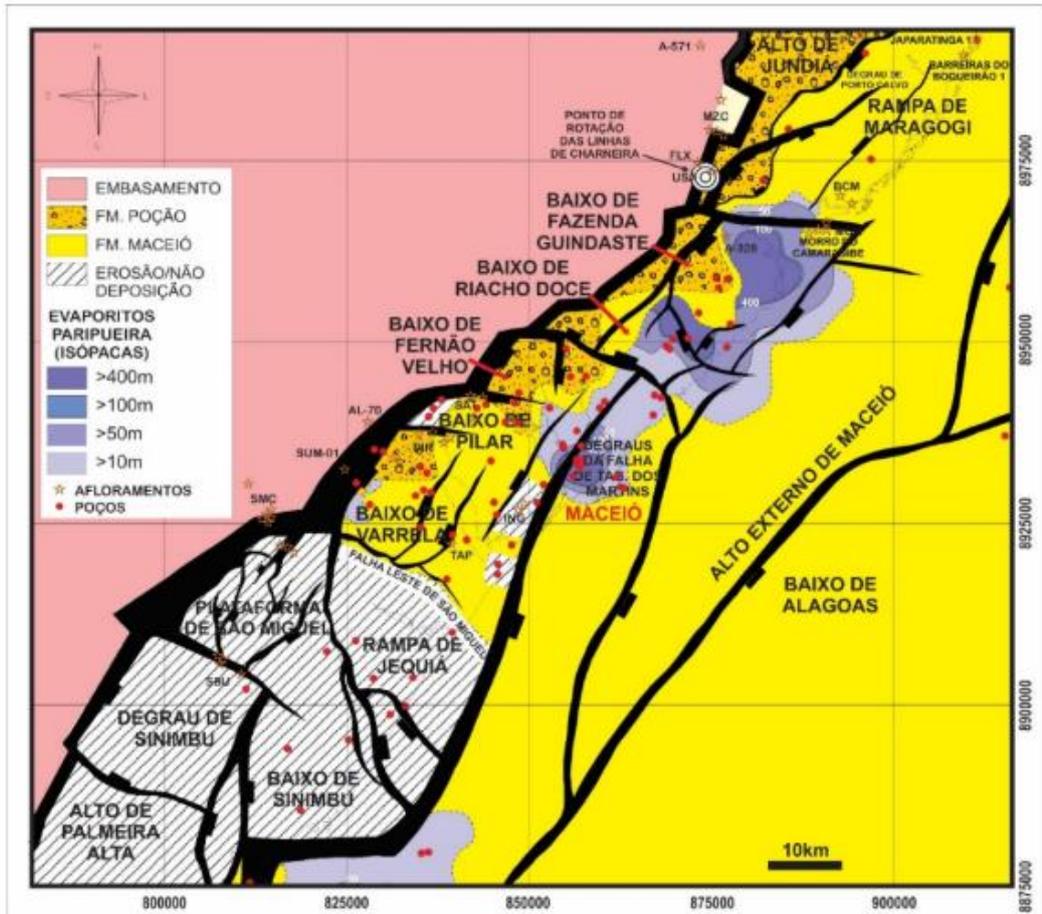
As condições de lagos hipersalinos e mares restritos no Aptiano possibilitaram a deposição dos extensos depósitos evaporíticos na Bacia de Alagoas (Costa, 2000). Durante o Aptiano tardio e o início do Albiano, houve uma transição dessas condições para um ambiente dominado por carbonatos marinhos, marcada por um significativo hiato deposicional e uma abrupta mudança na microfauna dominante,

refletindo a crescente influência oceânica na bacia (Koutsoukos *et al.*, 1991). Esse período também foi crucial para o desenvolvimento da linha de charneira que separa as partes *onshore* e *offshore* da bacia, um processo associado à evolução tectônica regional (Van Der Ven *et al.*, 1989).

Além disso, essa transição coincide com a mudança da fase rifte para a fase pós-rifte, influenciando diretamente a dinâmica sedimentar e estrutural da Bacia de Alagoas. O espesso pacote evaporítico depositado durante o Aptiano atuou como nível de destaque para processos de halocinese ao longo do Albiano e do restante da fase pós-rifte. O diapirismo de sal na Formação Maceió, resultado da mobilização dos evaporitos, gerou importantes estruturas, como domos e diápiros, que afetaram a geometria dos depósitos siliciclásticos (como é o caso da arquitetura anticlinal do afloramento em questão). Próximo à área de estudo, está localizada a deposição de evaporitos, constituídos essencialmente por halita, no Baixo de Fazenda Guindaste e na “bacia evaporítica de Maceió” (Florêncio, 2001), provavelmente controlada pelos degraus da falha de Tabuleiro dos Martins (Figura 56). Concomitante a essa deposição, ocorreu a deposição dos evaporitos Paripueira (Souza-Lima *et al.*, 2021), que pode possuir forte domínio no Morro do Camaragibe. Essas estruturas influenciaram a distribuição dos sistemas deposicionais e a compartimentação da bacia, condicionando tanto a arquitetura estratigráfica quanto o potencial de reservatórios.

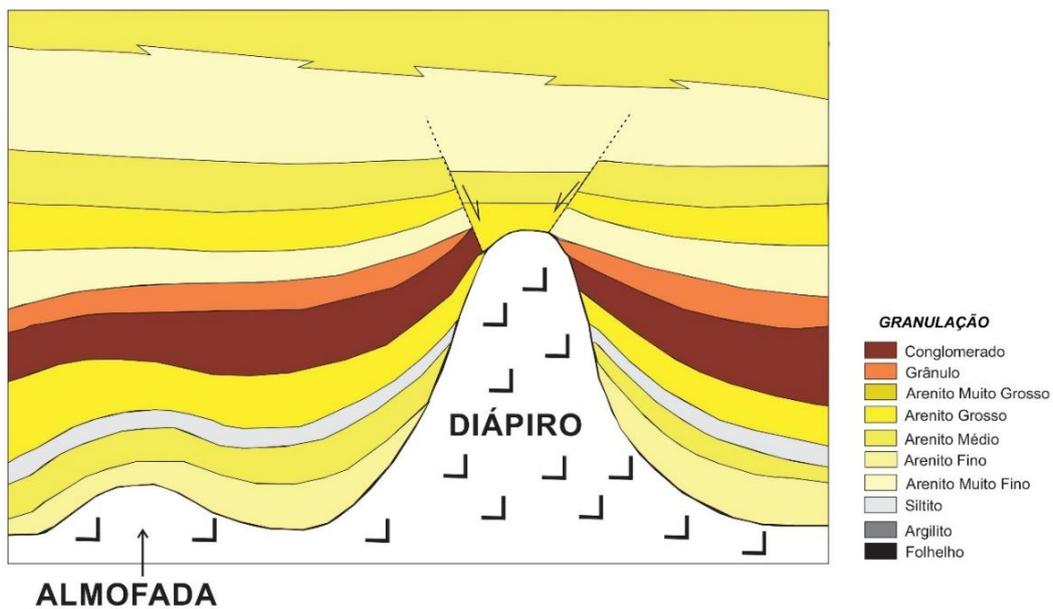
Onde a carga da pilha sedimentar sobre sequências evaporíticas não é uniforme, o sal pode fluir para áreas de mais baixa pressão, formando almofadas e domos, que podem evoluir posteriormente para estruturas diapíricas (Oliveira, 2018). O diápiro pode ter servido como barreira para a acumulação das areias, e sua contínua movimentação pode ter ocasionado o soerguimento do afloramento (Figura 57), o que explica a arquitetura anticlinal, e que pode também ter condicionado o fraturamento de grãos e os estágios iniciais da evolução diagenética dos reservatórios (Oliveira, 2018). A progressiva movimentação do diápiro, ainda em um regime de soterramento não efetivo, também pode ter levado a um fraturamento irregular de grãos de quartzo e feldspatos visualizados em lâmina, o que pode ter favorecido a circulação de fluidos e a posterior dissolução, caulinização e albitização dos grãos de feldspato (Oliveira, 2018), além de ajudar a formar estruturas de SSDS, que é bastante assídua no afloramento.

Figura 56 - Mapa litoestratigráfico da região nordeste da Bacia de Alagoas, com ênfase para as bacias evaporíticas do Baixo de Fazenda Guindaste e da região de Maceió, onde acumularam-se as maiores espessuras dos evaporitos Paripueira, os quais fazem parte da Formação Maceió (adaptado de Souza-Lima, 2008). A proveniência das ingressões marinhas que deram origem a esses depósitos é ainda desconhecida. Durante as fases não marinhas, nas áreas anteriormente ocupadas pelas bacias evaporíticas, ocorreria a deposição dos folhelhos betuminosos do Membro Tabuleiro dos Martins (Formação Maceió).



Fonte: Extraído de Souza-Lima et al. (2021).

Figura 57 - Diápiro de sal com intumescência periférica.



Fonte: A autora (2025). Modificado de Costa (2000).

6 CONCLUSÃO

Nesta pesquisa, buscou-se caracterizar o trato de fácies de frentes deltaicas espessas aflorantes em Morro do Camaragibe, Bacia de Alagoas, para a definição de um modelo geológico da Formação Maceió aplicável a estudos de reservatórios, visando minimizar investimentos e aumentar o fator de recuperação de hidrocarbonetos em campos maduros. Os estudos detalhados de sedimentologia e petrografia no afloramento selecionado permitiram a identificação das fácies e suas associações, o sistema deposicional, a geometria externa, as heterogeneidades e as características petrofísicas, resultando no desenvolvimento de um modelo geológico dos depósitos sedimentares.

A análise detalhada da porção centro-norte do afloramento revelou características específicas dos depósitos de frente deltáica. O Morro do Camaragibe compreende fácies de arenitos associados a depósitos de fluxos turbulentos e densos. Esses arenitos são arcoseanos, variando de granulometria siltitosa a conglomerática, maciços a gradacionais, por vezes fluidizados, e localmente contendo clastos de folhelho e siltito de diferentes tamanhos (de poucos centímetros até aproximadamente 1 m), com geometria plano-convexa. Os arenitos tornam-se menos espessos e mais tabulares conforme transicionam lateral e verticalmente.

As estruturas de deformação de sedimentos inconsolidados (SSDS) analisadas fornecem informações importantes sobre os processos deposicionais e pós-deposicionais e conseqüente heterogeneidades para predição de reservatórios. A classificação das SSDS em três grupos principais permitiu uma interpretação detalhada de seus mecanismos formadores e sua relação com processos de liquefação e fluidização. As fácies identificadas estão inseridas em um contexto de águas mais rasas do que aquelas previamente sugeridas na literatura, sendo relacionadas a um sistema de prodelta. Depósitos semelhantes são reconhecidos em bacias rifte brasileiras. Com a porosidade observada nas lâminas petrográficas, pode-se concluir que o afloramento constituiria um reservatório relativamente bom para hidrocarbonetos. Os resultados deste estudo contribuem para a compreensão da origem e formação desses depósitos, auxiliando na previsão de geometrias e distribuição de fácies como análogo para interpretação de dados sísmicos e de poços. Os modelos deposicionais desenvolvidos impactam significativamente

qualquer modelo conceitual aplicável a áreas de condições similares, contribuindo para o entendimento da arquitetura deposicional e da influência dos sistemas de fluxos gravitacionais alimentados por rios em reservatórios de hidrocarbonetos.

REFERÊNCIAS

- ABREU, C. J. 1989. **Predicting reservoir quality in the cretaceous Maceió Member of the Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil**. Cincinatti, University of Cincinatti, M. Sc. thesis.
- ALEXANDER, J. (1989). **Deltaic sequences: processes, facies models, and stratigraphic implications**. *Sedimentary Geology*, 64(1-2), 1-10.
- ALEXANDER, J. L. **Reservoir analogs in hydrocarbon exploration: A classification of process-based analogs**. *AAPG Bulletin*, v. 77, n. 7, p. 1184-1198, 1993.
- ALLEN, J.R.L., & BANKS, N.L. (1972). **An Interpretation and Analysis of Recumbent Folded Deformed Cross Bedding**. *Sedimentology*, 19, 257-283.
- ALLEN, J. R. L. 1982. **Sedimentary Structures Their Character and Physical Basis** Volume II. Volume 30, Part B, Developments in Sedimentology, Elsevier. 679p.
- ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. DE; BRITO NEVES, B. B. DE; DAL RÉ CARNEIRO, C. **The origin and evolution of the South American platform**. *Earth Science Reviews*, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, 2000.
- ANKETELL, J.M., CEGLA, J., DZULYINSKI, S. 1970. **On the deformational structures in systems with reversed density gradients**. *Annales de la Société Géologique de Pologne*, 40, 3-30.
- AQUINO, G. S. DE, & LANA, M. C. (1990). **Exploração na Bacia de Sergipe-Alagoas: o "estado da arte"**. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1), 75-84.
- ARIENTI, L.M. 1996. **Análise estratigráfica, estudo de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos rift da Formação Maceió e Formação Poção, Bacia de Alagoas**. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 398p.
- ARIENTI, L.M. **Depósitos de fluxos gravitacionais da Formação Maceió -Bacia de Alagoas, NE do Brasil**. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 2, p. 357-385, 2006.
- ARNOTT, R. W. C. (2010). **The sedimentology of debris flows: A review**. *Sedimentary Geology*, 223(1-2), 1-14.
- AZAMBUJA FILHO, N. C.; CRUZ, E. G.; ARIENTI, L. M. & HOOK, S. C. 1998. **Sergipe-Alagoas Basin field tripe**. Rio de Janeiro, ABGP. (Formato digital).
- AZAMBUJA FILHO, N. C. & SPADINI, A. R. 1994. **Field guide to the Sergipe-Alagoas Basin**. 14th International Sedimentological Congress, Recife, 26p.
- BATES, C. C. (1953) **Rational theory of delta formation**. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 37(9):2119-2162.
- BHATTACHARYA, J. P.; DAVIES, R. K. **Sedimentology and geochemistry of hyperpycnal flows in a wave-dominated delta: A case study of the Mississippi River delta**. *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 213-229, 2004.
- BHATTACHARYA, J. P.; GIOSAN, L. **Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction**. *Sedimentology*, v. 50, n. 1, p. 187-210, 2003.

- BHATTACHARYA, J. P., & GIOSAN, L. (2003). **Fluvial-deltaic sedimentation**. In: Giosan, L., Bhattacharya, J. P., & McCarthy, F. M. G. (Eds.), *River Deltas—Concepts, Models, and Examples* (pp. 1-12). SEPM Special Publication No. 77.
- BHATTACHARYA, J. P.; MACEACHERN, J. A. **Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America**. *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 184-209, 2009.
- BHATTACHARYA, J. P., & MACEACHERN, J. A. (2009). **Depositional environments and sequence stratigraphy of the prodelta**. In: MacEachern, J. A., Bann, K. L., & Gingras, M. K. (Eds.), *Facies Models Revisited* (pp. 345-380). SEPM Society for Sedimentary Geology.
- BHATTACHARYA, J. P.; WALKER, R. G. **Deltas**. In: Walker, R. G.; James, N. P. (Eds.). **Facies Models: Response to Sea Level Change**. Geological Association of Canada, p. 157-177, 1992.
- BOUMA, A. H. (1962) **Sedimentology of some flysh deposits**. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R. W., & ZAITLIN, B. A. (1989). **The role of avulsion in the architecture of multichannel delta plains**. *Journal of Sedimentary Research*, 59(4), 1-14.
- BRIDGE, J. S. (2006). **Models of sedimentary deposition: Implications for the interpretation of ancient deposits and petroleum reservoirs**. *Geological Society of America Bulletin*, 118(9-10), 1101-1116.
- BRIDGE, J. S. **Sedimentary environments and the interpretation of ancient deposits**. In: *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Publishing, p. 255-292, 2006.
- BRITO NEVES, B. B. **Regionalização tectônica do precambriano nordestino**. 1975. 189 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. **Tectonic history of the Borborema Province**. In: CORDANI (Ed.). *Tectonic evolution of South America*. 2000. p. 151-182.
- BRITO NEVES, B. B., SANTOS, E. J., & VAN SCHMUS, W. R. (2008). **Tectonic history of the Borborema Province**. In R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito Neves, & M. J. de Wit (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region* (pp. 231–263). Geological Society, London, Special Publications, 294.
- BRUHN, C. H. L. & MORAES, M. 1989. **Análise geométrica de reservatórios e mapeamento de heterogeneidades**. Fase 1 - Turbiditos. Petrobrás/Cenpes. Relatório Interno.
- CAMPELO, R. C. (1999). **Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: integração de dados geológicos e gravimétricos** (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- CAMPOS NETO, O.P.A.; SOUZA-LIMA, W.; CRUZ, F.E.G.B. **Bacia de Sergipe-Alagoas**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405- 415, maio/nov. 2007.
- COSTA, M. L. (2000). **Depósitos evaporíticos do Aptiano na Bacia de Alagoas: Caracterização e contexto geológico**. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 450-463.

CASTRO, J. P. (1992). **A fase rifte das bacias brasileiras: uma análise baseada na estratigrafia e na evolução tectônica.** *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1), 25-35.

CHAGAS, N. A., FERNANDES, G. J. F., & FUGITA, A. M. (1983). **Modelo evolutivo da Bacia de Sergipe-Alagoas: integração de processos de extensão e transferência.** *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2), 91-98.

COLEMAN, J. M.; GAGLIANO, S. M.; SUTER, J. R. **Sedimentation and depositional environments of the Mississippi River delta plain.** *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 53, n. 4, p. 1050-1064, 1983.

COLEMAN, J. M., & WRIGHT, L. D. (1975). **Modern river deltas: variability of processes and sand bodies.** *Proceedings of the 25th Annual Offshore Technology Conference*, 1, 1-14.

DALRYMPLE, R. W., ZAITLIN, B. A., & BOYD, R. (1992). **Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications.** *Sedimentary Geology*, 80(1-2), 9-34.

DANTAS, D.F.; SOUZA, N. R. S.; FALLGATTER, C.; LIMA FILHO, M. F. **Facies tract and high-resolution stratigraphy of the delta front deposits of the Maceió Formation, Alagoas basin, Brazil: heterogeneity analysis and reservoir prediction.** In: ROG.e Conference, 2024, Rio de Janeiro, 2024. p. 4126. <http://dx.doi.org/10.48072/2525-7579.roge.2024.3276>

DANTAS, D.F.; SOUZA, N. R. S.; Fallgatter, C.; OLIVEIRA, J. T. C.; Lima Filho, M. F. **MAPEAMENTO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO EM ESCALA 1:100.000 DA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE ALAGOAS, NE, BRASIL.** In: 51º Congresso Brasileiro de Geologia, 2024, Minas Gerais. 51º Congresso Brasileiro de Geologia, 2024.

DANTAS, D. F.; SOUZA, N. R. S; MINEIRO, T. C.; FALLGATTER, C.; LIMA FILHO, M. F. **PRODELTA DEPOSITS OF THE UPPER APTIAN MACEI FORMATION, ALAGOAS BASIN, BRAZIL: HETEROGENEITIES ANALYSES FOR RESERVOIR QUALITY.** In: 12º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás (PdPetro), 2024. Anais do 12º PdPetro.

D'AVILA, R.S.F., ARIENTI, L.M., ARAGÃO, M.A.N.F., VESELY, F.F., SANTOS, S.F., VOELCKER, H.E., VIANA, A.R., KOWSMANN, R.O., & et al. (2008). **Ambientes de Água Profunda.** In *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil* (pp. 246–300). Beca.

DELLA FÁVERA, J.G. **Fundamentos da Estratigrafia Moderna.** Rio de Janeiro. Ed. UERJ, 2001. 263 p.

SILVEIRA, D. M. **PROCESSOS DE DEPOSIÇÃO E REMOBILIZAÇÃO DE SEDIMENTOS NO REGISTRO SIN-RIFTE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BRASIL.** 2023. Tese - UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ, [S. l.].

DOMINGUEZ, J. M. L. **The role of wave climate and shelf geometry in the origin and development of sand ridges on storm-dominated shelves: a case study from Brazil.** *Journal of Coastal Research*, v. 12, n. 3, p. 774-789, 1996.

DOMINGUEZ, J. M. L. (1996). **O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção de planícies costeiras.** *Horizon IRD*.

DOTT, R. H. (1963). **Processes and Mechanisms of Primary Sedimentary Structures.** *Journal of Sedimentary Research*, 33(2), 230-240.

DZULYNSKI, A., SMITH, A. J. 1963. **Convolute lamination, its origin, preservation, and directional significance.** *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 33, No. 3, p. 616- 627

EVAMY, B.D., HAREMBOURE, J., KARMERLING, P., ET AL. (1978). **Hydrocarbon Habitat of Tertiary Niger Delta**. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 1-39.

FALLGATTER, C., KNELLER, B., PAIM, P. S. G. E MILANA, J. P. (em prep.) **The emplacement of hybrid megabeds and the influence of related-topography in ponding subsequent co-genetic flow**. Unisinos, 27 p.

FALKENHEIN, F. U. H. (Coordenador). 1984). **Projeto Sergipe-Alagoas**. Rio de Janeiro, Petrobrás. Relatório Interno.

FALKENHEIN, F.U.H. **Análise da bacia Sergipe-Alagoas**. PETROBRAS/DEPEX/CENPES. Relatório interno da PETROBRAS, s/no, 210 p., 1985.

FALKENHEIN, F. U. H., FERNANDES, G. J. F., FUGITA, A. M., & CAINELLI, C. (1986). **Análise da Bacia de Sergipe-Alagoas**. Relatório Interno, Petróleo Brasileiro S.A.

FEIJÓ, F.J. **Bacias de Sergipe e Alagoas**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149-166, jan./mar. 1994.

FEIJÓ, F. J., & VIEIRA, R. A. B. (1990). **Sequências cretácicas das bacias de Sergipe e Alagoas**. In Anais do 1º Simpósio de Geologia do Cretáceo, Rio Claro, SP, Brasil.

FEIJÓ, F. J. (1992). **Sequências continentais das fases pré-rifte e rifte da Sub-bacia de Alagoas Central**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil.

FIGUEIREDO, A. M. F. 1978. **Avaliação das perspectivas petrolíferas da Bacia Sergipe-Alagoas**. Rio de Janeiro, Petrobrás. Relatório Interno.

FISHER, R.V. (1983) **Flow transformations in sediment gravity flows**. *Geology*, 11:273-274.

FREIRE, A. F. M.; LEITE, C. M. M.; OLIVEIRA, F. M.; GUIMARÃES, M. F.; MILHOMEM, P. S.; PIETZSCH, R.; D'ÁVILA, R. S. F. 2017. **Fluid escape structures as possible indicators of past gas hydrate dissociation during the deposition of the Barremian sediments in the Recôncavo Basin, NE, Brazil**. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1): 79-93. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160090>

FLORÊNCIO, C.P. **Geologia dos evaporitos Paripueira na sub-bacia de Maceió, Alagoas, região nordeste do Brasil**. São Paulo. 160 p. 2001. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências -Universidade de São Paulo.

FOLK, R.L. 1968. **Petrology of Sedimentary Rocks**. The University of Texas at Austin, 231p.

FRITZ, W. J. E MOORE, J. N. (1988) **Basics of physical stratigraphy and sedimentology**. New York, John Wiley and Sons, 371p.

GALLOWAY, W. E. (1975). **Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems**. In: Broussard, M. L. (Ed.), *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston, TX, pp. 87-98.

GANADE, C. E. et al. **Decratonization by rifting enables orogenic reworking and transcurrent dispersal of old terranes in NE Brazil**. *Scientific Reports*, v. 11, n. 1, p. 5719, 2021.

GAWTHORPE, R. L. & COLELLA, A. 1990. **Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins.** In: Coarse grained deltas. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 10:p.113-128.

GILBERT, G. K. **The topographic features of lake shores.** U.S. Geological Survey Annual Report, v. 5, p. 69-123, 1885.

GILL, D. W., & KUENEN, P. H. (1958). **Fluidization of Sands by Pressure of Pore Fluids.** *Journal of Sedimentary Research*, 28(3), 245-259.

GRAMMER, G. M.; LAVOIE, D.; ESTEBAN, M. **Depositional models for deltaic systems and their impact on reservoir prediction.** *AAPG Bulletin*, v. 88, n. 2, p. 113-130, 2004.

GRAMMER, G. M., MAZZULLO, J. M., & LESHER, C. E. (2004). **Sedimentary facies and reservoir characteristics of carbonate rocks in ancient and modern systems.** *Journal of Sedimentary Research*, 74(2), 290-302.

HAUGHTON, P., DAVIS, C., MCCAFFREY, W. E BARKER, S. (2009) **Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance.** *Mar. Petrol. Geol.*, 26:1900-1918.

HILL, P. R., BLASCO, S. M., & CONOLLY, J. R. (2007). **The role of waves and storms in the transport and deposition of fine-grained sediments on the continental shelf.** *Continental Shelf Research*, 27(16), 2170-2184.

HORNUNG, T.; AIGNER, T. **Depositional environments of ancient deltaic systems and their applications in petroleum geology.** *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 35-49, 1999.

HORNUNG, T., & AIGNER, T. (1999). **The role of sedimentological models in the interpretation of reservoir architecture and fluid flow in clastic systems.** *Marine and Petroleum Geology*, 16(7), 765-776.

HOUSNER, G. W. (1958). **Fluidization of Sands by Pressure of Pore Fluids.** *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 84(SM1), 1-14.

HOWELL, J. A., MARTINIUS, A. W., & GOOD, T. R. (2014). **The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook.** *Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface.* Geological Society, London, Special Publications, 1-25.

HILL, P. R.; MULLENBACH, B. L.; DE BOER, D. H. **Sediment dynamics and deposition in storm-influenced shallow marine environments: The role of waves and currents.** *Marine Geology*, v. 238, p. 65-82, 2007.

JACKSON, M., PRANTER, M., & KEOGH, K. (2014). **Reservoir characterization and modeling of heterogeneous clastic systems.** *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 123, 69-82.

JACKSON, P.; SLATER, L.; SHAW, J. M. **Reservoir characterization using modern depositional analogs in the context of oil and gas exploration.** *Journal of Petroleum Geology*, v. 37, n. 3, p. 249-271, 2014.

JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W.; GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA. **Facies models. 4.** Newfoundland: Geological Association Of Canada, 2010.

JORDAN, D. S. 1910. **"Description of a collection of fossil fishes from the bituminous shales at Riacho Doce, State of Alagoas, Brazil."** *Annals of the Carnegie Museum* 7(1), 23–34. <https://doi.org/10.5962/p.78074>.

KEOGH, K., LARUE, D., & HOVADIK, P. (2014). **Modeling sedimentary systems for petroleum reservoir prediction: A review of the methods and techniques.** *AAPG Bulletin*, 98(5), 873-891.

KEOGH, J.; ROBINSON, R.; HAUBROCK, R. **Sedimentological and petrophysical properties of fluvial deltaic systems in hydrocarbon exploration.** *AAPG Bulletin*, v. 98, p. 2067-2087, 2014.

KINEKE, G. C.; WRIGHT, L. D.; MILLIMAN, J. D.; PEGAU, W. S. **Sediment transport and deposition from hyperpycnal plume processes on continental margins.** *Marine Geology*, v. 172, p. 75-98, 2000.

KINEKE, G. C., et al. (2000). **The interaction of river plumes and turbidity currents in the formation of deep-sea fans.** *Geophysical Research Letters*, 27(19), 3033-3036.

KLEIN G., MELLO U. & DELLA FAVERA J.C. 1972. **Subaqueous Gravity Processes on the front of Cretaceous Deltas, Recôncavo Basin, Brazil.** *Geological Society of America Bulletin*, 83:1469-1492. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[1469:SGPOTF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[1469:SGPOTF]2.0.CO;2)

KNELLER, B. C. E BUCKEE, C. (2000) **The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recente studies and their geological implications.** *Sedimentology* 57:62–94

KOMAR, P. D. (1971) **Hydraulic jumps in turbidity currents.** *Geol. Soc. Am. Bull.* 82:1477–1488.

KOUTSOUKOS, E. A., LIMA, L. S., & GOMES, M. R. (1991). **Transição do Aptiano tardio para o Albiano na Bacia de Alagoas: Características de ambientes e hiatus deposicionais.** *Geologia e Recursos Naturais*, 16(2), 220-235.

KUNII, D.; LEVENSPIEL, O. **Fluidization engineering.** Elsevier, 2013.

LAMBIASE, J. J. 1990. **A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins.** In: *Lacustrine basin exploration - Case studies and modern analogs.* Katz (Ed.). AAPG, memoir 50.

LANA, M. C. (1985). **Rifteamento na bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil.** Tese de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 124 p.

LANA, M. C. (1990). **Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar.** In: Gabaglia, G. P., & Milani, E. M. (Eds.), *Origem e evolução de bacias sedimentares* (pp. 311–332). Petrobras/Serec/Censud.

LANA, M. C. (1991). **Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar.** In G. P. R. Gabaglia & E. J. Milani (Orgs.), *Origem e evolução de bacias sedimentares* (pp. 135-148). Rio de Janeiro: SBG

LARUE, D. K.; HOVADIK, K. M. **Geology and modeling of deepwater depositional systems and their implications for hydrocarbon reservoirs.** *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 741-756, 2006.

LARUE, D. K., & HOVADIK, P. (2006). **Stratigraphic and sedimentological modeling for petroleum reservoirs: Principles and applications.** *AAPG Memoir*, 86, 213-234.

LIRA, A. R. DO A. (2004). **Caracterização em multiescala de análogos de reservatórios da Formação Maceió (Aptiano da Bacia de Alagoas), nas regiões de Japaratinga e Morros de Camaragibe - AL.** Tese de doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

LOWE, D. R. (1979) **Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits.** *SEPM*, 27, p. 75-82.

LOWE, D. R. (1982) **Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents.** *Jour. Sed. Petr.*, 52 (1): 279-297.

LOWE, D.R. E GUY, M. (2000) **Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidite current and debris flow problem.** *Sedimentology*, 50:45-80.

MACEACHERN, J. A., BANN, K. L., & GINGRAS, M. K. (2005). **Depositional environments and sequence stratigraphy of the prodelta.** In: Bhattacharya, J. P., & Walker, R. G. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change* (pp. 157-177). Geological Association of Canada.

MACEACHERN, J. A.; BHATTACHARYA, J. P.; BANN, K. L. **The role of bioturbation in deltaic and shoreface environments.** In: Reinson, G. E. (Ed.). *Sedimentology of the Upper Cretaceous Seaway: Northern Great Plains.* *SEPM Special Publication* 82, p. 65-98, 2005.

MALABARBA, M. C., DO CARMO, D. A., GÓMEZ-PÉREZ, I. & DE QUEIROZ-NETO, J. V. (2004): **A new clupeomorph fish from the Cretaceous Maceió Formation, Alagoas Basin, NE Brazil.** – *N. Jb. Geol. Paläont Abh.*, 233: 255– 274; Stuttgart.

MATOS, R. M. D. DE. **Sistema de rifts cretáceos do Nordeste Brasileiro.** Natal: PETROBRAS/DEPEX/DEBAR, Relatório Interno, 1987.

MATOS, R. M. D. **The Northeast Brazilian Rift System.** *Tectonics*, v. 11, n. 4, p. 766–791, 1992.

MCKINLEY, J. M.; MCLEOD, G.; DOUGHTY, R. M. **Modern analogs and the prediction of petroleum reservoirs: A review of methods.** *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, p. 1234-1250, 2011.

MCKINLEY, J. M., TIMMONS, J. E., & CATANIA, P. (2011). **Geo-statistical techniques for evaluating reservoir heterogeneity.** *Journal of Petroleum Geology*, 34(4), 267-278.

MEYER, J. A.; KRAUSER, G. F. **Permeability and porosity in fluvial and deltaic reservoirs: Implications for petroleum exploration.** *AAPG Memoir*, v. 89, p. 89-103, 2006.

MEYER, M., & KRAUSER, P. (2006). **Petrophysical properties of clastic sedimentary rocks: Implications for petroleum reservoir modeling.** *Journal of Sedimentary Research*, 76(5), 676-690.

MEYERS, J. B., ROSENDAHL, B. R., GROSCHEL-BECKER, H., AUSTIN Jr, J. A. & RONA, P. A.- **Deep Penetrating MCS Imaging of the Rift-to-Drift Transition, Offshore and North Gabon Basins, West Africa.** - *Marine and Petroleum Geology*. V 13. No. 7, pp. 791 - 835, 1996.

- MIALL, A.D. (2000). **Stratigraphic Correlation**. In: **Principles of Sedimentary Basin Analysis** (3^a ed., pp. 73–131). Springer, Berlin, Heidelberg.
- MIDDLETON, G. V. E HAMPTON, M. (1973) **Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition**. In: Middleton G. V. e Bouma A. (eds). *Turbidites and deep water sedimentation*. Los Angeles, SEPM, p. 1-38.
- MOREIRA, A. L. S. (2015). **Fluxos gravitacionais lacustres na Bacia do Recôncavo**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia.
- MULDER, T.; CHAPRON, E.; SYVITSKI, J. P. M.; VAN HAREN, H. **The role of hyperpycnal flows in the deposition of fine-grained sediments in coastal environments**. *Geology*, v. 31, n. 7, p. 529-532, 2003.
- MULDER, T. E ALEXANDER, J. (2001) **The physical character of sedimentary density currents and their deposits**. *Sedimentology* 48:269–299.
- MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M. **Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans**. *Journal of Geology*, v. 103, n. 3, p. 285-299, 1995.
- MULDER, T., & SYVITSKI, J. P. M. (1995). **Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the oceans: the effect of the 1993 Mississippi flood**. *Geology*, 23(3), 225-228.
- MUTTI, E. (1992) **Turbidite sandstone**. Milan, AGIP & I.G.U., 275 p.
- MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F., & SAVELLI, D. (1996). **Turbidite systems and their classification**. In: *Proceedings of the International Association of Sedimentologists*, 25, 1-23.
- MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F., & SAVELLI, D. (1999). **Turbidite systems in deep-water settings: A review**. In: *Sedimentary Geology*, 129(1-2), 1-30.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMANCHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S., FAVA, L. (1999) **An introduction to the analysis of ancient turbidite basin from an outcrop perspective**. AAPG, Course note series, 39:52-76
- MUTTI, E.; TINTI, E.; DI BIASE, D.; FAZZINI, M. **Turbidite Systems and Their Relations to Depositional Sequences**. In: ROBERTSON, A. H. F. et al. (Eds.). *Sedimentary Processes and Basin Analysis*. Blackwell Publishing, 2003. p. 123-148.
- MUTTI, E., & NORMARK, W. R. (1987). **An outline of the origin and development of the turbidite systems**. In: N. G. H. T. (Ed.), *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration* (pp. 1-10). Tulsa: AAPG.
- MUTTI, M., et al. (2003). **Hyperpycnal flows and their deposits: a review**. *Sedimentology*, 50(6), 1049-1076.
- NASCIMENTO M.C. & LIMA FILHO M. **Fácies da Formação Maceió (Aptiano-Albiano) na porção norte da Bacia Alagoas**. *Estudos Geológicos*, v. 13, p. 217-233, 2005.
- NEILL, C. R., & ALLISON, M. A. (2005). **Sediment deposition in the Mississippi River delta: A review**. *Journal of Coastal Research*, 21(3), 513-527.
- NEILL, C. T.; ALLISON, M. A. **Sediment dynamics in the Mississippi River Delta: Implications for coastal restoration and management**. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 64, n. 1, p. 1-12, 2005.

NEMEC, W. **The dynamics of deltaic and turbidite depositional systems: implications for reservoir architecture.** Geological Society, London, Special Publications, v. 94, p. 29-54, 1995.

NEMEC, W. (1995). **Hyperpycnal rivers and their deposits.** *Sedimentary Geology*, 96(3-4), 105-130.

NEVES, S. P. **Comparative geological evolution of the Borborema Province and São Francisco Craton (eastern Brazil): Decratonization and crustal reworking during West Gondwana assembly and implications for paleogeographic reconstructions.** *Precambrian Research* 355 (2021): 106119.

NEVES S.P., TOMMASI A., VAUCHEZ A., CARRINO T.A. 2021. **The Borborema strike-slip shear zone system (NE Brazil): large-scale intracontinental strain localization in a heterogeneous plate.** *Lithosphere*, 2021(6): 6407232 doi: <https://doi.org/10.2113/2021/6407232>.

NICHOLS, R. J. 1995. **The liquification and remobilization of sandy sediments.** From Hartley, A. J. & Prosser, D. J. (eds), 1995, *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*, Geological Society Special Publication No. 94, pp. 63-76. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.094.01.06>

NITTROUER, C. A., DEMASTER, D. J., & MILLIMAN, J. D. (1986). **The Amazon River delta: A model for the deposition of suspended sediment.** *Geology*, 14(1), 3-6.

NITTROUER, C. A.; WRIGHT, L. D.; BROOKS, G. R. **Depositional environments and sediment dynamics in a deltaic system: The Mississippi River delta front.** *Journal of Sedimentary Research*, v. 56, p. 7-17, 1986.

NOAD, S. (2004). **Application of depositional models to hydrocarbon reservoir prediction.** *AAPG Bulletin*, 88(3), 391-404.

NOAD, D. R. **Using modern analogs to model ancient fluvial systems: Implications for petroleum reservoirs.** *Sedimentology*, v. 51, p. 311-327, 2004.

NORDAHL, T.; BEST, S.; CHRISTENSEN, D. **Modeling deltaic reservoirs: Importance of sedimentological parameters.** *Geology*, v. 42, p. 225-238, 2014.

NORDAHL, H., TIMS, R., & PRANTER, M. (2014). **Advances in stratigraphic modeling for petroleum reservoirs.** *Journal of Petroleum Geology*, 37(2), 131-147.

OJEDA, H.A.O. 1982. **Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins.** *AAPG, Bull*, 66 (1): 732-749.

OLIVEIRA, D. M. **Diagenese meteórica e relacionada a domos de sal em reservatórios turbidíticos terciários da Bacia do Espírito Santo, Brasil.** 2018. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018.

OLIVEIRA, R. G., MEDEIROS, V. C., & SANTOS, F. G. (2006). **Arcabouço geofísico e isostasia da Província Borborema: implicações para o entendimento de sua evolução tectônica.** In *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 4, p. 684-695.

OLIVEIRA RODRIGUES, S. W. (2008). **Evolução estrutural brasileira da Província Borborema na região de Campina Grande, PB** (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- ORTON, G. J., & READING, H. G. (1993). **Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size.** *Sedimentology*, 40(3), 475-512.
- OWEN, G. 1987. **Deformation process in unconsolidated sands.** From: Jones, M. E. & Preston, R. M. F. (eds), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geological Society Special Publication No. 29, pp. 11-24. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1987.029.01.02>
- PICKERING, K. T., HISCOTT, R. N., HEIN, F. J. (1986) **Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics.** London, 416 p.
- PONTE, F.C.; ASMUS, H.E. **Geological framework of the Brazilian continental margin.** *Geologische Rundschau*, Stuttgart, v. 67, n. 1, p. 201-235, 1978.
- POREBSKI, S., & STEEL, R. J. (2003). **Sequence stratigraphy of the Miocene-Pliocene interval in the central North Sea: implications for reservoir development.** *Marine and Petroleum Geology*, 20(8), 1001-1019.
- POREBSKI, S., & STEEL, R. J. (2006). **Sequence stratigraphy of the Miocene-Pliocene interval in the central North Sea: implications for reservoir development.** *Marine and Petroleum Geology*, 23(1), 1-18.
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T., & VAIL, P. R. (1988). **Eustatic controls on clastic deposition: I. Conceptual framework.** In C. K. Wilgus, B. H. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea-level changes: An integrated approach* (pp. 109-124). SEPM Special Publication No. 42.
- PRANTER, M. J.; SANDVIK, J. O.; HOLM, S. M. **Integrated modeling of petroleum reservoirs: Applications to clastic systems.** *AAPG Bulletin*, v. 98, n. 6, p. 1003-1022, 2014.
- PRANTER, M., NOAD, S., & KEOGH, K. (2014). **Evaluation of geological models and their application in petroleum reservoir modeling.** *AAPG Memoir*, 101, 151-164.
- PRITCHARD, D. W. (1967). **What is an estuary: physical viewpoint.** *Estuaries*, 3-5.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. **Eustatic controls on clastic deposition I—Conceptual framework.** In: Wilgus, C. K. et al. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, p. 109-124, 1988.
- POSTMA, G. **Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis.** In: COLELLA, A.; PRIOR, D.B. (Eds.). *Coarse-Grained Deltas*. IAS Special Publication, v. 10, p. 13-27, 1990.
- ROBERTS, H. H.; SYDOW, J. C. **Late Quaternary stratigraphy and sedimentology of a tropical, tide-dominated delta system: The Gulf of Papua.** In: Sidi, H. et al. (Eds.). *Tropical Deltas of Southeast Asia – Sedimentology, Stratigraphy, and Petroleum Geology*. SEPM Special Publication 76, p. 151-177, 2003.
- ROBERTS, H. H., & SYDOW, J. (2003). **Delta front and prodelta deposits.** In: Giosan, L., Bhattacharya, J. P., & McCarthy, F. M. G. (Eds.), *River Deltas—Concepts, Models, and Examples* (pp. 13-24). SEPM Special Publication No. 77.
- ROSENDAHL, B. R.; REYNOLDS, P. M.; BURGESS, C. F.; MCGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J. J. & DERKSEN, S. J. 1986. **Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyca, Africa.** In: Frostick et al. (eds.). *Sedimentation in the African Rifts*. geological Society Special Publication. (25): 29-43.

SÁ, E. F. J. DE et al. **Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, 1992.

SANDERS, J. E. (1965). **Origin of the turbidite sequence in the Eocene Monterey Formation, California**. Journal of Sedimentary Research, 35(3), 713-723.

SANTOS, E. J. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de floresta, Província Borborema**. 1995. 219 f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. **Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema Province, NE Brazil**. Revista Brasileira de Geociências, 1999.

SANTOS, Â. C. S. DOS *et al.* **Record of Brachyoxylon patagonicum, a Cheirolepidiaceae wood preserved by gelification in the Aptian Maceió Formation, Sergipe–Alagoas Basin, NE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, v. 118, p. 103950, out. 2022.

SEED, H. B.; WOODWARD, R.J.; LUNDGREN, R. **Fundamental aspects of the Atterberg limits**. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, v. 90, n. 6, p. 75-106, 1964.

SEED, H. B. **The fourth Terzaghi lecture: landslides during earthquakes due to liquefaction**. Journal of the Soil Mechanics and Foundations division, v. 94, n. 5, p. 1053-1122, 1968.

SEED, H. B. (1968). **Soil Liquefaction and Cyclic Mobility Evaluation for Level Ground during Earthquakes**. *Journal of Soil Mechanics and Foundations*, 94(SM3), 683-725.

SCOTESE, C. R. (2014). **Atlas of Early Cretaceous Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS**, Volume 2, The Cretaceous, Maps 23–31, Mollweide Projection. PALEOMAP Project, Evanston, IL.

SCHALLER, H. 1969. **Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe/Alagoas**. Rio de Janeiro, Bol. Téc. Petrobrás, 12 (1): p. 21-86.

SHANMUGAM, G. (2006) **Deep-water processes and facies models, implications for sandstone petroleum reservoirs**. Elsevier, Amsterdam, 476 pp.

SILVA FILHO, A. F., SANTOS, E. J., & BRITO NEVES, B. B. (2002). **A compartimentação tectônica da Província Borborema e o significado dos terrenos crustais**. In Geologia e Recursos Minerais do Estado do Ceará: Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Ceará, p. 27-53. Fortaleza: CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; VAN SCHMUS, W. R. **Crustal evolution of the Pernambuco Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids**. Godwana Research, [S.l.], v. 5, n. 2, p. 409-422, 2002.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; VAN SCHMUS, W. R.; ARMSTRONG, R. A.; DA SILVA, J. M.; OSAKO, L. S.; CONCENTINO, L. M. (2014) - **SHRIMP U–Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco–Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil**. Int J Earth Sci (Geol Rundsch). Volume 103, Issue 8, p. 2155–2190.

SILVA-FILHO, M. A.; TORRE, H. H. F. (2002) - **A new interpretation on the Sergipano Belt Domain**. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, Vol. 74 n°3. Rio de Janeiro.

SILVEIRA, D. M., VESELY, F. F., FALLGATTER, C., RODRIGUES, M. C. N. D. L., & de CASTRO, A. P. (2023, January 1). **The Maracangalha injectite complex: An overlooked hydrocarbon play in the Lower Cretaceous Recôncavo Basin, NE Brazil.** *Marine and Petroleum Geology*, 158(Part B), 106529.

SIQUEIRA D.V. **Arquitetura deposicional 2D da Formação Maceió, nos afloramentos de Japaratinga, Barreiras do Boqueirão e Morro de Camaragibe – Bacia de Alagoas.** Recife, 2002, 123 p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco.

SOO, S. L. (1967). **Fluid Dynamics of Multiphase Systems.** *Journal of Fluids Engineering*, 89(4), 433-440.

SOUTO, P. R. F.; SCHWANKE, C. **Ocorrência de coprólitos de vertebrados na bacia de Alagoas, Cretáceo Inferior.** Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais, v. 5, n. 2, p. 189-194, 2010.

SOUZA, A. F.; DE SOUZA CARVALHO, I. **Presença de Conchostráceos Associados a Palinomorfos da Formação Maceió (Bacia de Sergipe-Alagoas).** Anuário do Instituto de Geociências UFRJ, v. 30, n. 1, p. 212, 2007.

SOUZA, N. R. S.; ALVES JUNIOR, B. F.; GUSMÃO, R. B.; DANTAS, D. F.; FALLGATTER, C.; LIMA FILHO, M. F. **Facies analysis and total organic matter of the Maceió Formation in the Barreiras do Boqueirão area, Japaratinga, Alagoas Basin, AL.** In: ROGE Conference, 2024, Rio de Janeiro, 2024. p. 7951. <http://dx.doi.org/10.48072/2525-7579.roge.2024.3832>

SOUZA-LIMA, G. F. **Estruturas geológicas associadas ao diapirismo de sal e sua implicação em bacias sedimentares modernas e antigas.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 51, n. 3, p. 355-372, 2021.

SOUZA-LIMA, W., PIERINI, C., FISCHER, C. M., & SILVA, B. O. (2019). **Revisão litoestratigráfica da seção Cretácea aflorante no norte do Estado de Alagoas, Brasil.** *Revista Brasileira de Geociências*, 49(1), 1-14.

STOW, D. A. V. E SHANMUGAM, G. (1980) **Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recente deep sea and ancient flysch sediments.** *Sedim. Geol.*, 25:23-42

STOW, D. A. V., READING, H. G., COLLINSON, J. D. (1996) **Deep Seas.** In: Reading H. G. (ed), **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy.** Oxford, p. 395-453.

SUTER, J. R., & BERRYHILL, H. L. (1985). **Growth faults and related structures in the Mississippi Delta.** *AAPG Bulletin*, 69(5), 756-771.

TINTERRI, R. (1999). **Sedimentology and stratigraphy of the Marnoso-Arenacea Formation (Upper Cretaceous-Lower Eocene) in the Northern Apennines, Italy.** In: *Sedimentary Geology*, 129(1-2), 31-58.

TINTERRI, R.; MUZZI MAGALHÃES, P.; TAGLIAFERRI, A.; CUNHA, R. S. 2016. **Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France).** *Sedimentary Geology*, Vol. 344, P. 382-407. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.023>

TSUJI, Y., & MIYATA, Y. (1987). **Experimental study on the formation of dish structures in sedimentary rocks.** *Sedimentology*, 34(4), 657-664.

TYE, R. S. **Geomorphology and sedimentology of the Atchafalaya Delta: Implications for deltaic processes.** In: SPENCER, J. Q.; SANDERS, L. F. (Eds.). *Recent Advances in Fluvial Sedimentology*. SEPM Special Publication, 2003, p. 203-218.

TYLER, S. W., & FINLEY, R. J. (1991). **Hydrogeology of the Mississippi River Valley alluvial aquifer, Arkansas, Louisiana, and Mississippi.** *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1416-B.

VAN DE VEN, A.; POOLE, M. S. **Methods for studying innovation development in the Minnesota Innovation Research Program.** *Organization Science*, v. 1, n. 3, p. 313–335, 1990.

VAN HEERDEN, I. L.; ROBERTS, H. H. **Facies development of Atchafalaya Delta, Louisiana: A modern analogue for some ancient delta systems.** *Journal of Sedimentary Research*, v. 58, n. 4, p. 530-545, 1988.

VAN LOON, A.J. 2009. **Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview.** *Geologos*, 2009, 15 (1): 3–55

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C., *et al.*, 1995. **U/Pb and Sm/Nd Geochronologic Studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: Initial Conclusions.** In: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8: pp. 267-288.

TYE, R. S. (2003). **The Atchafalaya Delta: rapid progradation along a traditionally neglected lobe of the Mississippi River Delta complex.** *Journal of Coastal Research*, 19(3), 690-700.

WILLIS, B. J. **Tidal influence on sedimentary structures and facies distribution in tidal flats.** *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 238-250, 2005.

WILLIS, B. J. (2005). **Depositional environments and sequence stratigraphy of the prodelta.** In: Bhattacharya, J. P., & Walker, R. G. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change* (pp. 157-177). Geological Association of Canada.

WILLIAMS, E. A. (1960). **Water-escape Structures in Sediments.** *Journal of Sedimentary Research*, 30(3), 275-291.

WRIGH, L. D. **Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis.** *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 857-868, 1977.

ZAVALA, C., SPALLETTI, L. A., & LEGARRETA, L. (2006). **Sedimentology and sequence stratigraphy of the Neuquén Basin (Argentina): Implications for hydrocarbon exploration.** In: *Journal of South American Earth Sciences*, 21(3), 215-234.

ZOU, H. (2012). **Rheological properties of debris flows and their modeling.** *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F2).