

Inoã de Macedo Pimentel Correia

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E EVOLUÇÃO
PALEOAMBIENTAL DO ENTORNO DA LAGOA SALGADA NO
DELTA DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)**

**Trabalho de Conclusão de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2018



Inoã de Macedo Pimentel Correia

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO
ENTORNO DA LAGOA SALGADA NO DELTA DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo

Orientadores:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Thiago Gonçalves Carelli

Rio de Janeiro
Agosto de 2018

CORREIA, Inoã de Macedo Pimentel

Caracterização estratigráfica e evolução paleoambiental do entorno da Lagoa Salgada no delta do rio Paraíba do Sul (RJ) / Inoã de Macedo Pimentel Correia - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2018.

85 f. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2018.

Orientador(es): Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Thiago Gonçalves Carelli

1. Geologia. 2. Setor de Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho Final de Curso. I. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida e Thiago Gonçalves Carelli. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização estratigráfica e evolução paleoambiental da porção meridional do delta do rio Paraíba do Sul.

Inoã de Macedo Pimentel Correia

CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO
ENTORNA DA LAGOA SALGADA NO DELTA DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador(es):
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Thiago Gonçalves Carelli

Aprovada em:

Por:

Orientador: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, D. Sc. (UFRJ)

Kátia Leite Mansur, D. Sc. (UFRJ)

Josiane Branco Plantz, M. Sc. (UFRJ)

Agradecimentos

À equipe do Projeto Lagoas II (CENPES/COPPETEC 15.190) pela aquisição do testemunho

Resumo

CORREIA, Inoã de Macedo Pimentel. **Caracterização estratigráfica e evolução paleoambiental do entorno da Lagoa Salgada no delta do rio Paraíba do Sul (RJ)**. 2018. 85 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

No litoral norte do estado do Rio de Janeiro, localiza-se o Delta do Rio Paraíba do Sul, um importante sistema progradante de cordões arenosos de idade holocênica que se desenvolve na desembocadura do rio Paraíba do Sul e apresenta morfologia assimétrica, com distintos padrões de sedimentação em suas porções setentrional e meridional. Embora alvo de muitos estudos sedimentológicos e estratigráficos, sua classificação como um “típico” delta dominado por ondas tem sido contestada por alguns pesquisadores, que atribuem às correntes de deriva litorânea um importante papel na sedimentação e evolução ao sul da desembocadura fluvial, enquanto que a sedimentação ao norte seria mais influenciada pelo rio Paraíba do Sul. Entretanto, poucos foram os estudos que realizaram análises de dados de subsuperfície. O presente trabalho tem por objetivo realizar uma caracterização estratigráfica e interpretação paleoambiental da porção superior (0-30 m) de um testemunho de sondagem (poço 2-LS-1-RJ) localizado na porção meridional do delta do rio Paraíba do Sul, próximo à Lagoa Salgada (coordenadas 21° 56' 24" S / 41° 0' 36" W, datum WGS 84). Após descrição detalhada e confecção de perfil litológico (escala 1:125) foram identificadas duas fácies areníticas, três fácies híbridas e uma fácies lutítica, associadas a diferentes estágios de sedimentação, além de duas superfícies estratigráficas (ST 1 e ST 2) que foram associadas a eventos transgressivos. Três níveis do intervalo de interesse foram selecionados para datação por radiocarbono. Da base para o topo os paleoambientes identificados foram fluvial, costeiro (praial) e deltaico (com subambientes associados). Apoiado nas descrições e datações realizadas foi possível correlacionar a superfície ST 1 ao evento transgressivo de 5.100 anos AP e a superfície ST 2 ao evento transgressivo de 3.600 anos AP.

Palavras chave: Delta do Rio Paraíba do Sul; Fácies sedimentares; Superfícies Estratigráficas; Holoceno

Abstract

CORREIA, Inoã de Macedo Pimentel. **Caracterização estratigráfica e evolução paleoambiental do entorno da Lagoa Salgada no delta do rio Paraíba do Sul (RJ)**. 2018. 85 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

At the north coast of Rio de Janeiro state, it's located the Paraíba do Sul Delta, an important prograding system of beach ridges from the Holocene age which developed at the mouth of the Paraíba do Sul river and features an asymmetric morphology, with distinct patterns of sedimentation in its northern and southern portions. Although being the focus of many sedimentological and stratigraphic studies, its classification as a "typical" wave-dominated delta have been contested by a few researchers, which assign to the longshore currents an important role in the sedimentation and evolution at South of the river mouth, while the sedimentation at North would be more influenced by the Paraíba do Sul river. However, few were the studies that performed an analysis of subsurface data. The current work has as objective to accomplish a stratigraphic characterization paleoenvironment interpretation of the upper portion (0-30 m) of a drillcore (well 2-LS-1-RJ) located at the southern portion the Paraíba do Sul Delta, next to Lagoa Salgada (coordinates 21° 56' 24" S / 41° 0' 36" W, datum WGS 84). After a detailed description and making of a lithologic profile (scale 1:125) were identified two sand facies, three hybrid facies and two mud facies, which were associated to different sedimentation stages, besides two stratigraphic surfaces (ST 1 and ST 2) associated with transgressive events. Furthermore, three levels of the range of interest were select for radiocarbon dating. From the base to the top the paleoenvironments identified were fluvial, coastal (beach) and deltaic (with associated subenvironments). Supported by the descriptions and dating performed it was possible to correlate ST 1 surface to the 5.100 BP transgressive event and ST 2 surface to the 3.600 BP transgressive event.

Key words: Paraíba do Sul Delta; Sedimentary Facies; Stratigraphic Surfaces; Holocene

Lista de Figuras

- Figura 1 - Mapa de localização do poço 2-LS-1-RJ, na porção meridional do delta do Rio Paraíba do Sul, região de Lagoa Salgada, litoral norte do Estado do Rio de Janeiro.....4
- Figura 2 - Domínios tectono-magmáticos da Província Mantiqueira (Silva e Cunha, 2001) 8
- Figura 3 - Mapa de localização da bacia de Campos, destacando seus limites estruturais com as bacias de Santos, a sul, pelo Alto de Cabo Frio, e de Espírito Santo, a norte, pelo Alto de Vitória (Moraes, 1989) 9
- Figura 4 – Seção esquemática idealizada da evolução tectono-sedimentar de uma margem passiva. (a) e (b) exibem o estágio inicial do rifte, sedimentação continental; (c) fase final de evolução do rifte, sedimentação em ambiente marinho pouco profundo; (d) e (e) ocorre sedimentação da fase de rifte proto-oceânico e da fase de margem passiva, ou seja, marinho pouco profundo, tipo plataforma, a marinho profundo já no estágio drifte (modificado por Mohriak, 2003) 11
- Figura 5 - Seção geológica esquemática regional da Bacia de Campos, com destaque para as sequências rifte (ou continental), transicional (ou pós-rifte) e drifte (ou marinha) (modificado de Rangel et al., 1998)..... 12
- Figura 6 – Planície costeira do rio Paraíba do Sul, por volta de 5.100 anos AP, máximo da transgressão holocênica, caracterizada por um sistema de ilhas-barreira delimitando uma laguna (Martin et al, 1997)..... 24
- Figura 7 – Acumulação de sedimentos arenosos marinhos associada à acumulação de sedimentos fluviais do delta intralagunar ocorrida entre 5.100 e 4.200 anos AP. São os principais responsáveis pela colmatação parcial da paleolaguna (Martin et al, 1997)..... 24
- Figura 8 – Continuação da progradação dos sedimentos arenosos marinhos e da construção do delta intralagunar entre 3.600 e 2.800 anos AP. Neste mesmo período houve a formação das lagunas presentes nas proximidades do cabo de São Tomé (Martin et al, 1997) 25
- Figura 9 - Período entre 5.100 e 4.200 anos AP quando um do Paraíba do Sul já atingia o mar diretamente, culminando com a progradação acelerada da linha de costa (Martin et al, 1997) 25
- Figura 10 - Perfil apresentando a arquitetura e a sucessão vertical de fácies de um delta mostrando a subdivisão de três partes em *topset* (essencialmente cascalhos horizontais), *foreset* (camadas de areia e cascalho mergulhando 10 – 25 graus) e *bottomset* (sedimentos finos gentilmente inclinados) (Elliot, 1986)..... 27
- Figura 11 - Esquema retratando dois dos deltas não-aluviais citados por Holmes (1965, 1978), delta piroclástico (à esquerda) e delta de lava (à direita) (Nemec, 1990). 29
- Figura 12 - Esquema com os diferentes tipos de feições de fan delta e braided delta. A: fan delta criado a partir de um leque aluvial não confinado; B: complexo fan deltaico formado pelo

empilhamento de leques aluviais; C: fan delta formado por uma outwash plain; D: leque aluvial formado por leque aluvial confinado; E: complexo fan deltaico formado pela amálgama de leques aluviais; F: complexo fan deltaico formado por leques aluviais fluvialmente extensos; G: fan delta formado por leque parasítico; H: fan delta formado por leque tipo Kosi; I: braid delta formado pela planície distributária entrelaçada de um rio; J: braid delta formado pela planície distributária entrelaçada de um rio; K: braidplain delta formado por uma planície entrelaçada e não sendo parte nem estando associado com um leque aluvial; L: fan-deltóide formado pela gradação de detritos piroclásticos e epiclásticos diretamente em água profunda (Nemec & Steel, 1988). 31

Figura 13 - Principais subdivisões de um delta. A planície deltaica superior (upper delta plain) é essencialmente não marinha e caracterizada por sistemas distributários fluviais (Bhattacharya, 2006). 33

Figura 14 - Típica sucessão de fácies com engrossamento granulométrico para o topo formada como resultado da progradação de lobos deltaicos e barras de desembocadura. O exemplo do delta do Mississippi (à esquerda) apresenta uma sucessão espessa de barras de desembocadura abaixo e sucessões irregulares de preenchimento de baía interdistributária acima que representa a progradação de uma barra de desembocadura formando uma sucessão assimétrica de engrossamento granulométrico para o topo, enquanto que o exemplo à direita (delta do Ródano) apresenta um truncamento causado pelo canal distributários e um perfil mais simétrico (Bhattacharya, 2006). 35

Figura 15 - Os tipos de delta definidos por Fisher et al. (1969). Altamente destrutivo influenciado por ondas (em cima à esquerda) e altamente construtivo lobado (em cima à direita). Altamente destrutivo influenciado por maré (embaixo à esquerda) e altamente construtivo alongado ou “pé-de-pássaro” (em baixo à direita) (Elliot, 1986). 36

Figura 16 - Modelo classificatório de Orton & Reading que leva em consideração uma combinação do regime autante na frente deltaica e o tamanho de grão dominante em disponibilidade (Orton & Reading, 1993). 38

Figura 17 - Modelo classificatório proposto por Galloway (1975) no qual o regime da frente deltaica é usado como critério classificatório (Galloway, 1975). 39

Figura 18 - Imagem de satélite do delta do rio Mississippi. É possível notar o padrão de “pé-de-pássaro” formado pelos canais. 41

Figura 19 - Esquema simplificado de uma sucessão de frente deltaica de um delta dominado por rio (Bhattacharya, 2006). 42

Figura 20 - Imagem de satélite do delta do Rio Fly, Papua-Nova Guiné. Observe o padrão das barras que acompanham a direção das correntes de maré; 44

Figura 21 - Imagem de satélite do delta do Rio São Francisco. É possível observar a assimetria dos cordões arenosos entre as margens do rio. Esse efeito é causado pela ação de ondas na remobilização dos sedimentos. 46

- Figura 22 – Diagrama de processos para deltas dominados por ondas com valores generalizados de índice de assimetria (A). A linha superior inclui deltas preservando uma baixa proporção de lamias fluvialmente derivadas, enquanto que a linha inferior representa depósitos mais heterolíticos. A proporção de areia em relação a silte e lama em deltas influenciados por ondas pode ser afetada por fatores como o tamanho do sedimento ou frequência de enchentes, que pode ser traduzido em variações na morfologia (Bhattacharya & Giosan, 2003)..... 47
- Figura 23 - Esquema simplificado da sucessão de uma frente deltaica de um delta dominado por ondas (Bhattacharya, 2006)..... 48
- Figura 24 - Mapa do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul com seus depósitos individualizados de acordo com a idade (Martin et al., 1997) 49
- Figura 25 - Curva de variação do nível relativo do mar para os últimos 7.000 anos do litoral norte de Salvador, BA. Mesmo se tratando de uma outra região, Martin et al. (1993) destacam a semelhança entre esta curva, considerada a mais completa, e curvas construídas para outras regiões litorâneas, indicando somente variações menores ou maiores em determinadas áreas (Martin et al. 1987)..... 50
- Figura 26 - Imagem de satélite do rio Paraíba do Sul. É evidente a assimetria entre a porção norte e a porção sul do delta 51
- Figura 27 - Relação de fontes sedimentares identificadas em ambos os lados do delta do rio Paraíba do Sul (Silveira, 2017)..... 54
- Figura 28 - Diagrama de Folk com as proporções de Areia - Lama - Cascalho para os primeiros 30 m do testemunho do poço 2-LS-1-RJ. Chama-se a atenção para a distribuição do intervalo E e D (vermelho e roxo respectivamente) e a alta proporção de areia nos intervalos B e A (preto e laranja respectivamente). O intervalo C (em verde) apresenta algumas de suas amostras com maior conteúdo de lama..... 57
- Figura 29 - Perfil litológico esquemático do testemunho do poço 2-LS-1-RJ onde pode ser observado o aspecto geral das rochas descritas e os cinco intervalos associados a diferentes estágios de sedimentação: intervalo A (0,50-3,80 m) destacado em laranja, intervalo B (3,80-6,00 m) destacado em preto, intervalo C (6,00-10,60 m) destacado em verde, intervalo D (10,60-19,60 m) destacado em roxo e intervalo E (19,60-30 m) destacado em vermelho. 58
- Figura 30 - Fácies Am. Arenito grosso inferior, de composição quartzo-feldspática, apresentando grânulo de feldspato. Características observadas em 27,20m. 61
- Figura 31 – Fácies Aa. Arenito fino inferior, composto por quartzo, feldspato, muscovita e biotita, apresentando grânulos de quartzo, com grãos subangulosos, mal selecionados e manchas de oxidação. Características observadas em 22,50 metros..... 63
- Figura 32 – Fácies Hab. Areia híbrida, subangulosa, essencialmente quartzosa, apresentando grânulos de quartzo, coloração acinzentada e argilosidade de cerca de 2%. Os gastrópodes inteiros típicos dessa fácies ocorrem em proporções diversas (15 a 20%). Características observadas em 1,45 m. 65

- Figura 33 – Fácies Haf. (A) Arenito híbrido apresentando entre 60-70% de quartzo em relação a muscovita e biotita, com grãos subarredondados e apresentando bioturbação. Características observadas em 18,75 metros. (B) Areia híbrida, com granulometria média superior, grãos subangulosos e mal selecionados. Características observadas em 12,95 metros. (C) Arenito friável com granulometria areia fina inferior, de composição essencialmente quartzosa, apresentando bioclastos fragmentados. Características observadas em 5,20 metros. 67
- Figura 34 – Lamito levemente arenoso, com argilosidade de 88%, de coloração acinzentada e apresentando bioclastos fragmentados. Características observadas em 17,00 metros. 68
- Figura 35 – Fácies La. Argilito arenoso com argilosidade de cerca de 90% apresentando manchas de oxidação. Características observadas em torno de 25,60 m. 70
- Figura 36 – Perfil litológico do poço 2-LS-1-RJ com as superfícies estratigráficas identificadas e as profundidades das datações realizadas. 73
- Figura 38 – Segunda fase de construção a partir da denominada desembocadura A, relativa ao período 5.100 – 4.200 anos AP (Martin et al, 1997) 78
- Figura 37 – Primeira fase de construção, correspondente a 5.100 – 4.200 anos AP do modelo evolutivo proposto por Martin et al. (1997) 78
- Figura 39 – Formação das paleolagunas da porção sul do delta do rio Paraíba do Sul. O processo ocorreu ao longo da segunda fase de erosão, entre 3.600 – 2.800 anos AP (Martin et al, 1997). 79
- Figura 40 – Modelo esquemático a cerca da distribuição dos depósitos das lagunas presentes na porção Sul do delta do rio Paraíba do Sul. É provável que os depósitos da laguna do Mololô não se estendam o suficiente para serem atingidos pelo poço 2-LS-1-RJ..... 79
- Figura 41 – As superfícies identificadas por Silveira (2017) estão transcritas na imagem acima, juntamente com uma correlação dos prováveis depósitos identificados nos primeiros 30 m do testemunho. As superfícies sinalizadas (1 e 2) apesar de cortarem os depósitos do testemunho, não foram identificadas em subsuperfície. 80

Lista de Quadros

Quadro 1 - Esquema Evolutivo da região de Lagoa Feia e complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (Silva, 1987).....	18
Quadro 2a - Esquema evolutivo da sedimentação litorânea dada por mecanismos eustáticos e paleogeográficos, proposto por Martin et al. (1993) para as planícies costeiras ao longo do litoral brasileiro situado entre Macaé (RJ) e Maceió (AL).....	20
Quadro 3 - Tabela de Fácies da porção superior (0-30m) do poço 2-LS-1-RJ	59
Quadro 4 - Dados obtidos com a datação por radiocarbono (¹⁴ C).....	71

Sumário

Agradecimentos	IV
Resumo	V
Abstract	VI
Lista de Figuras	VII
Lista de Quadros.....	XI
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS E FINALIDADE	3
3. MATERIAL E MÉTODOS	4
4. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	7
4.1 BACIA DE CAMPOS	9
4.2 EVOLUÇÃO DA BACIA DE CAMPOS	10
4.2.1 Supersequência Rifte ou Sequência Continental	12
4.2.2 Supersequência Pós-Rifte ou Sequência Transicional	12
4.2.3 Supersequência Drifte ou Megasequência Marinha	13
5. MODELOS EVOLUTIVOS PROPOSTOS PARA A PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO PARAÍBA DO SUL.....	14
6. DELTAS.....	26
6.1 CLASSIFICAÇÃO DE DELTAS	35
6.1.1 Deltas dominados por rios	40
6.1.2 Deltas dominados por maré.....	42
6.1.3 Deltas dominados por ondas.....	44
6.2 O delta do rio Paraíba do Sul.....	49
7. RESULTADOS.....	55
7.1 Descrição litológica.....	55
7.2 Análise faciológica	59
7.2.1 FÁCIES ARENÍTICAS	60
7.2.1.1 Fácies Am.....	60
7.2.2 FÁCIES HÍBRIDAS	64
7.2.2.1 Fácies Hab.....	64
7.2.2.3 Fácies Hlf.....	67
7.2.3 FÁCIES LUTÍTICAS	69
7.2.3.1 Fácies La.....	69
7.3 Datação.....	71
7.4 Superfícies estratigráficas.....	71

8. DISCUSSÕES	74
9. CONCLUSÕES	81
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83

1. INTRODUÇÃO

A carga sedimentar transportada por rios tende a ser depositada próximo à desembocadura fluvial e áreas adjacentes a costa. Quando a taxa de aporte sedimentar supera a de dispersão dos sedimentos por processos costeiros, ocorre a progradação da linha de praia e formação de um ambiente de sedimentação parálico denominado “delta” (Fisher *et al*, 1969; Galloway, 1975). Considerando que cerca de 25% da população mundial reside em litorais deltaicos (Syvitski *et al*, 2005) e que estimativas sugerem que 30% dos depósitos mundiais de óleo, carvão e gás estão em regiões deltaicas (Tyler & Finley, 1991), pode-se perceber a importância que este tipo de ambiente detém.

Localizado na região norte do estado do Rio de Janeiro, o delta do rio Paraíba do Sul foi inicialmente classificado como um delta dominado por ondas (Bacoccoli, 1971) Tal classificação foi contestada por diversos pesquisadores, dentre eles Martin *et al*. (1983); Martin *et al* (1984A); Martin & Flexor (1987), que defendem que tanto a dinâmica costeira quanto as variações do nível do mar ocorridas durante o Quaternário não foram consideradas nesta classificação. Além disso, um delta dominado por ondas é caracterizado pela ação de um regime de ondas paralelo à linha de costa, cujo transporte longitudinal de sedimentos é inexpressivo (Martin & Flexor, 1987). Na região costeira do delta do Rio Paraíba do Sul, o regime de ondas é oblíquo à linha de costa, sendo responsável pela formação de uma corrente de deriva litorânea num sentido de Sul para Norte, atuando como um agente de transporte que, por vezes, é mais influente do que o próprio rio (Martin *et al.*, 1984A).

Segundo Dominguez *et al*. (1983), a deriva litorânea foi o principal agente na sedimentação e evolução da porção sul do delta, enquanto que a na porção norte, o principal agente influenciador seria o próprio rio Paraíba do Sul, cujos sedimentos seriam incorporados à costa pela ação de ondas. De acordo com Silveira (2017) a porção sul é formada por

sedimentos do rio Paraíba do Sul e sedimentos de uma fonte independente do rio, trazidos pela ação da deriva litorânea, enquanto que a porção norte foi predominantemente construída por sedimentos do rio Paraíba do Sul.

De modo a melhor compreender a evolução da região do entorno da Lagoa Salgada na porção meridional do delta do rio Paraíba do Sul, o presente estudo se propõe a analisar um testemunho de um poço de sondagem localizado nos arredores da Lagoa Salgada, realizando uma análise de fácies, identificando superfícies estratigráficas e apoiando os resultados em datações e em estudos presentes na literatura.

2. OBJETIVOS E FINALIDADE

Este trabalho tem por objetivo: i) a caracterização sedimentológica e faciológica da porção superior (0 – 30m) do testemunho do poço 2-LS-1-RJ (Lagoa Salgada), localizado na porção meridional do delta do Rio Paraíba do Sul e ii) a identificação de superfícies estratigráficas no referido intervalo.

Com a análise faciológica aliada à identificação das superfícies estratigráficas e aos estudos já presentes na literatura, busca-se identificar quais etapas se sucederam na construção da porção meridional do delta do rio Paraíba do Sul, avaliando a influência da deriva litorânea nessa construção.

3. MATERIAL E MÉTODOS

O material de estudo consiste na porção superior (0-30 m) do testemunho de sondagem do poço 2-LS-1-RJ (Lagoa Salgada), localizado no setor meridional do delta do rio Paraíba do Sul (coordenadas geográficas $21^{\circ} 56' 24''$ S / $41^{\circ} 0' 36''$ W, datum WGS 84) (Figura 1). Esse testemunho foi adquirido como parte do projeto Lagoas II – Caracterização estratigráfica, sedimentológica, geoquímica e de fácies orgânica das lagoas Salgada, Vermelha e Brejo do Espinho, financiado pela PETROBRAS S.A. (convênio CENPES 15.190).

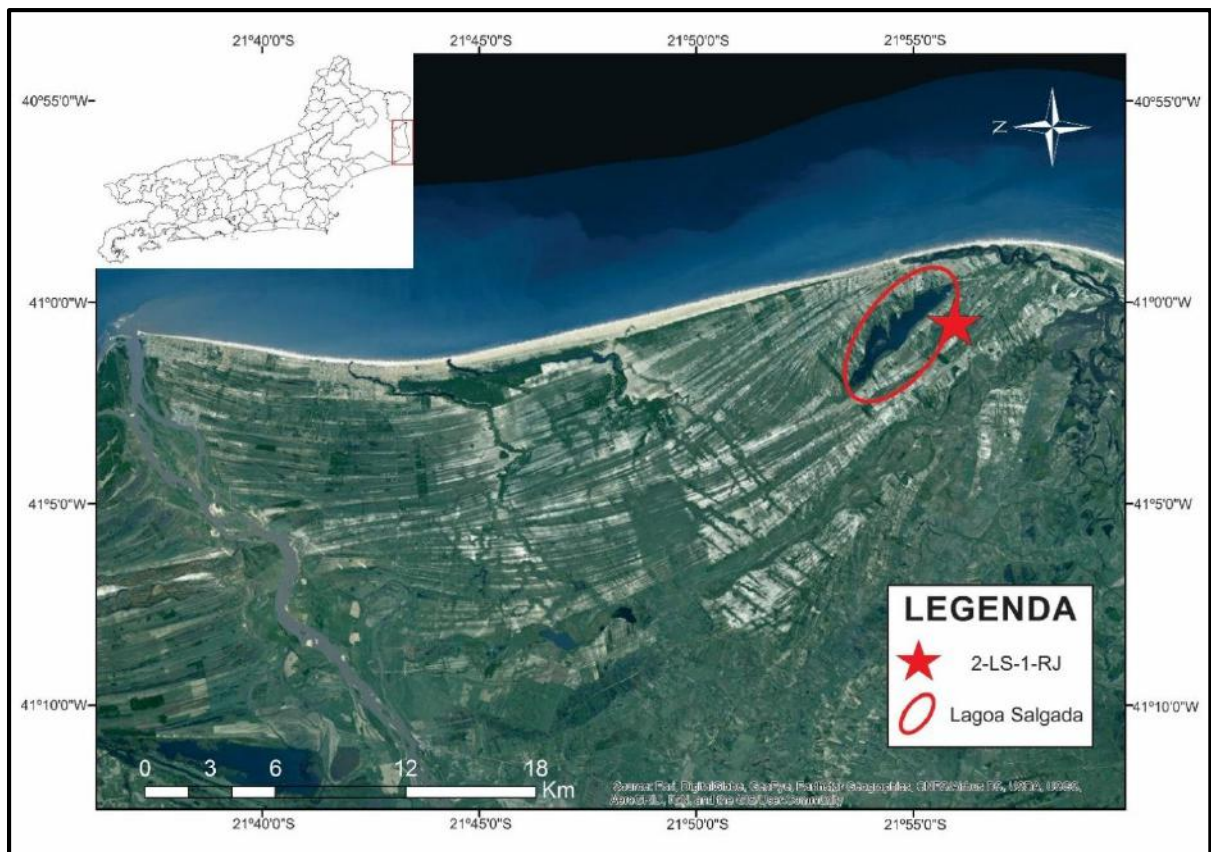


Figura 1 - Mapa de localização do poço 2-LS-1-RJ, na porção meridional do delta do Rio Paraíba do Sul, região de Lagoa Salgada, litoral norte do Estado do Rio de Janeiro.

O poço atingiu a profundidade de 220,6m, com o testemunho apresentando uma recuperação de cerca de 85% (com o intervalo de interesse apresentando uma recuperação de

cerca de 99%), sendo o intervalo entre 140,0 e 161,0 m o que apresenta a maior perda, muito provavelmente pela presença de material friável.

O testemunho de sondagem foi organizado em caixas de armazenagem, que foram identificadas e fotografadas. Em seguida foi realizada uma descrição macroscópica na escala de 1:40, onde foram descritas litologias; aspectos texturais (granulometria, arredondamento dos grãos, seleção); estruturas sedimentares; argilosidade; fósseis (bioclastos) e cores (de acordo com a escala de cores de Munsell (1912)). Algumas destas feições foram usadas na caracterização das fácies sedimentares. No presente trabalho o termo “híbrido” foi usado para nomear rochas que apresentam uma mistura entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos. Esse conteúdo carbonático ocorre em proporções diversas.

Nos primeiros 30m do testemunho foram coletadas 61 amostras, contendo aproximadamente 30g cada, para realização de análise granulométrica. As amostras foram coletadas com espaçamento de cerca 50 cm e analisadas por processo de tamização, segundo Suguio (1973) e Folk (1974) no Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed), da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Para tal, foram seguidas as seguintes etapas:

1. Secagem à temperatura ambiente por no mínimo 24 horas;
2. Quarteamento para separação de cerca de 30g de amostra;
3. Dessalinização através de lavagem com água destilada;
4. Remoção de matéria orgânica através de aplicação de peróxido de hidrogênio;
5. Secagem da amostra em temperatura controlada (estufa a 55° C); e
6. Tamisação (peneiramento) com a utilização de um sistema do tipo *rot-up*.

Para o processo de tamisação foram usadas peneiras com aberturas de: 2,000mm (areia muito grossa superior); 1,440mm (areia muito grossa inferior); 1,000mm (areia grossa superior); 0,710mm (areia grossa inferior); 0,500mm (areia média superior); 0,350mm (areia média inferior); 0,250mm (areia fina superior); 0,177mm (areia fina inferior); 0,125mm (areia

muito fina superior); 0,083mm (areia muito fina inferior) e 0,062mm (siltes e argilas). Siltes e argilas (sedimentos menores que 0,062mm), foram agrupados em uma única classe.

De forma a auxiliar o estudo, foram coletadas três amostras para datação nas profundidades: 7,30 m (conchas), 12,40 m (conchas) e 17,55 m (sedimentos carbonáticos). As amostras foram enviadas para análise no laboratório Beta Analytic, que utilizou a técnica AMS – *Accelerator Mass Spectrometry*.

Os dados descritivos associados às análises granulométricas foram inseridos no *software* Corel Draw®, e utilizadas para a elaboração de um perfil estratigráfico na escala de 1:125, no qual estão inseridas as fácies descritas em cada intervalo do testemunho. Complementarmente, foram definidas superfícies estratigráficas com base na natureza das fácies que estão em contato ao longo da superfície e tendências deposicionais registradas pelo estrato acima e abaixo do contato (regressão forçada, regressão normal ou transgressão) (Catuneanu, 2006). A identificação das superfícies estratigráficas também estão apoiadas em outros estudos presentes na literatura (Silveira, 2017; Martin *et al*, 1993; Martin *et al*, 1997; Martin *et al*, 1984B). Por fim, as superfícies estratigráficas identificadas foram correlacionadas com as unidades fotoestratigráficas descritas por Silveira (2017).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Estado do Rio de Janeiro se insere no contexto geológico da Província da Mantiqueira, oeste do Cráton São Francisco, cuja origem é atribuída ao final do Neoproterozóico / início do Paleozóico. Tal província é dividida em três grandes domínios tectono-magmáticos: Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul, Domínio Serra do Mar e Domínio Região dos Lagos (Figura 2) (Silva e Cunha, 2001).

O Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul ocupa uma extensa faixa de orientação NE em toda a porção centro-norte e ocidental do estado, sendo constituído por gnaisses, xistos, quartzitos e mármore, intercalados com ortogranulitos e ortognaisses. O Domínio Serra do Mar ocupa a região centro-oriental do estado e é constituído por uma sucessão de arcos magmáticos, rochas supracrustais e expressivo número de plútons pós-tectônicos. Já o Domínio Região dos Lagos, o mais oriental da Província Mantiqueira, é constituído por ortognaisses e rochas supracrustais interpretadas como remanescentes de um *back arc*.

De modo geral, as rochas desses domínios são caracterizadas pelo metamorfismo nas fácies anfíbolito e granulito, que está intimamente associado ao Panafricano-Brasiliano, evento colisional responsável pela aglutinação do supercontinente Gondwana (Silva e Cunha, 2001).

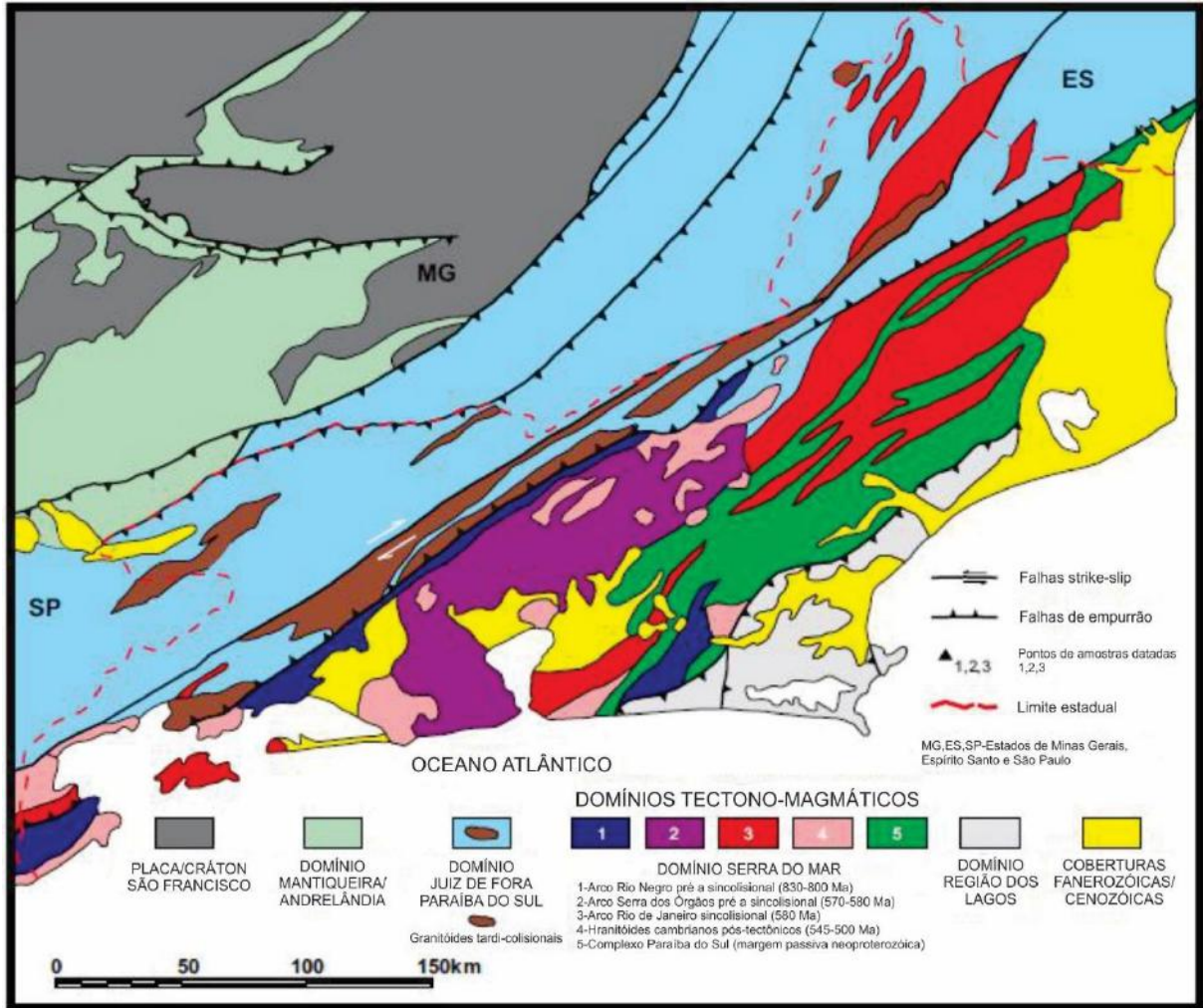


Figura 2 - Domínios tectono-magmáticos da Província Mantiqueira (Silva e Cunha, 2001)

4.1 BACIA DE CAMPOS

A bacia de Campos está localizada no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e a sul do Estado do Espírito Santo, sendo delimitada a norte pelo Arco de Vitória, a sul pelo Alto de Cabo Frio, a leste pelo Platô de São Paulo (a cerca de 3.400 metros de profundidade), e a oeste por um sistema de falhas SW-NE (Figura 3). Economicamente, é uma das mais importantes bacias brasileiras, comportando mais de 90% das reservas petrolíferas (Winter *et al.* 2007).

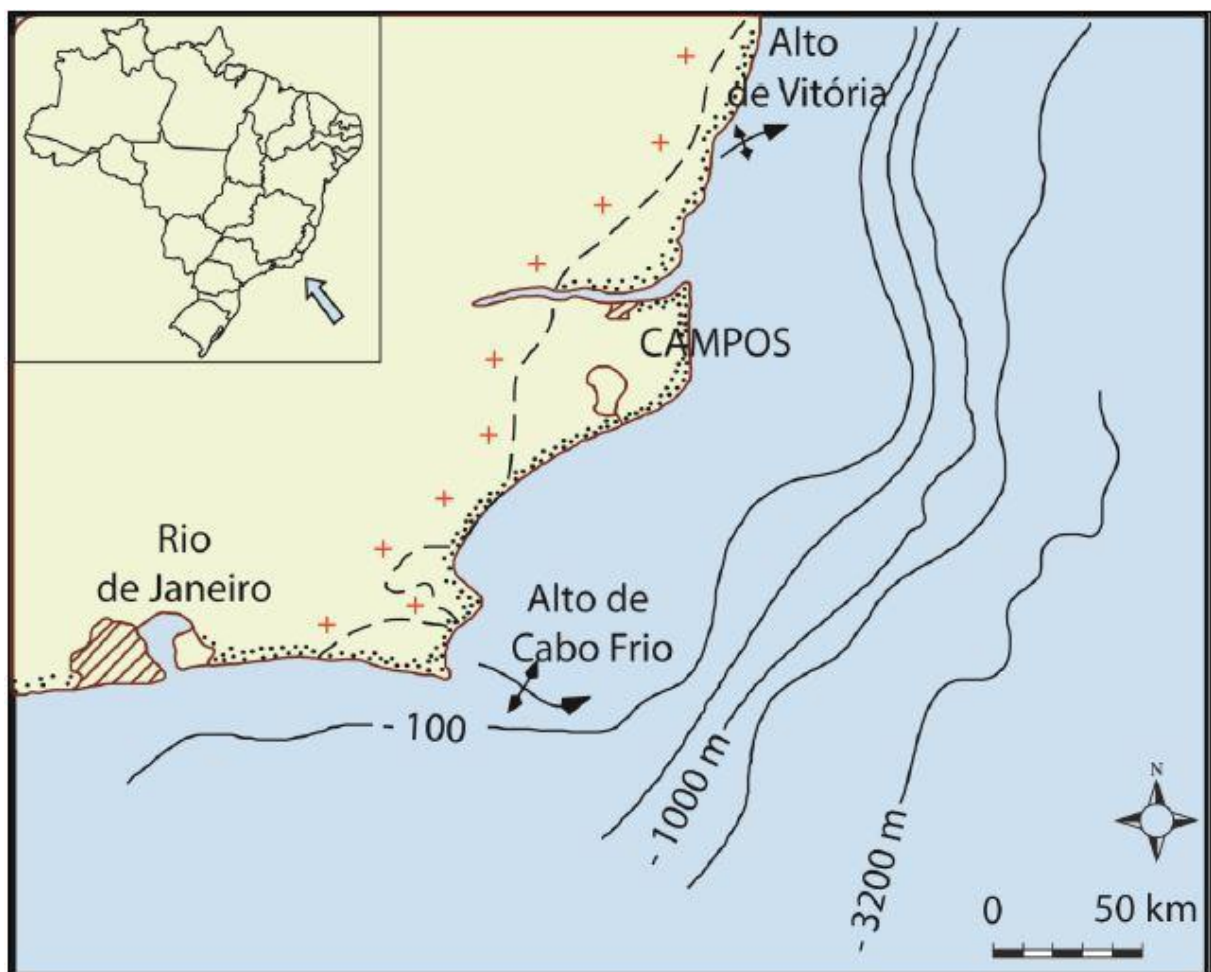


Figura 3 - Mapa de localização da bacia de Campos, destacando seus limites estruturais com as bacias de Santos, a sul, pelo Alto de Cabo Frio, e de Espírito Santo, a norte, pelo Arco de Vitória (Moraes, 1989)

4.2 EVOLUÇÃO DA BACIA DE CAMPOS

A evolução da bacia de Campos alinha-se com o contexto evolutivo da margem passiva brasileira, no qual processos divergentes ocorridos ao longo da quebra do Gondwana, configuraram o arcabouço estratigráfico e estrutural da bacia (Figura 4).

Grassi *et al.* (2004) descreveram dois estilos estruturais que foram considerados os mais expressivos em ocorrência na bacia. O primeiro foi caracterizado por uma série de falhamentos em blocos que estariam relacionados com o rifteamento entre América do Sul e África. O segundo foi caracterizado por falhamentos lístricos decorrentes da tectônica salífera na porção superior da bacia (Guardado *et al.*, 1990).

O embasamento cristalino da bacia de Campos é caracterizado por gnaisses de idade pré-cambriana pertencentes à Faixa Ribeira (Winter *et al.*, 2007). O embasamento econômico da bacia é definido pelos basaltos da Formação Cabiúnas, depositado ao longo do Cretáceo nos andares Rio da Serra e Aratu inferior, que cobrem discordantemente o embasamento pré-Cambriano.

Quanto ao preenchimento sedimentar, a bacia de Campos é composta basicamente, por depósitos lacustres, transicionais (do ambiente continental para o ambiente marinho) e marinhos (Winter *et al.*, 2007).

A evolução estratigráfica da bacia pode ser dividida dentro das sequências Continental, Transicional e Megassequência Marinha (Grassi *et al.*, 2004) que também são descritas como supersequências Rifte, Pós-Rifte e Drifte, respectivamente (Figura 5) (Winter *et al.*, 2007), reforçando a ligação direta entre os processos tectônicos atuantes e a sedimentação.

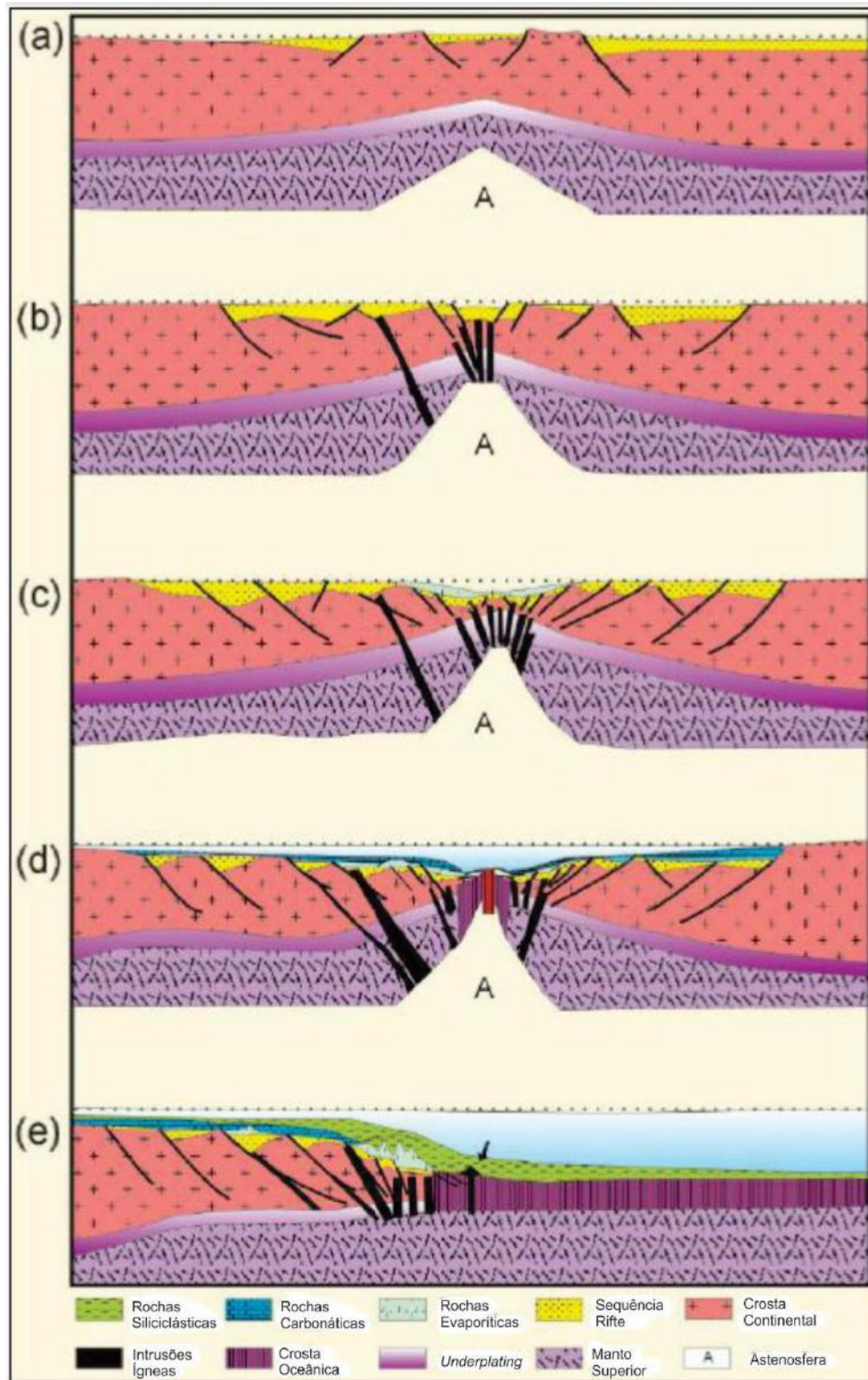


Figura 4 – Seção esquemática idealizada da evolução tectono-sedimentar de uma margem passiva. (a) e (b) exibem o estágio inicial do rifte, sedimentação continental; (c) fase final de evolução do rifte, sedimentação em ambiente marinho pouco profundo; (d) e (e) ocorre sedimentação da fase de rifte proto-oceânico e da fase de margem passiva, ou seja, marinho pouco profundo, tipo plataforma, a marinho profundo já no estágio drifte (modificado por Mohriak, 2003)

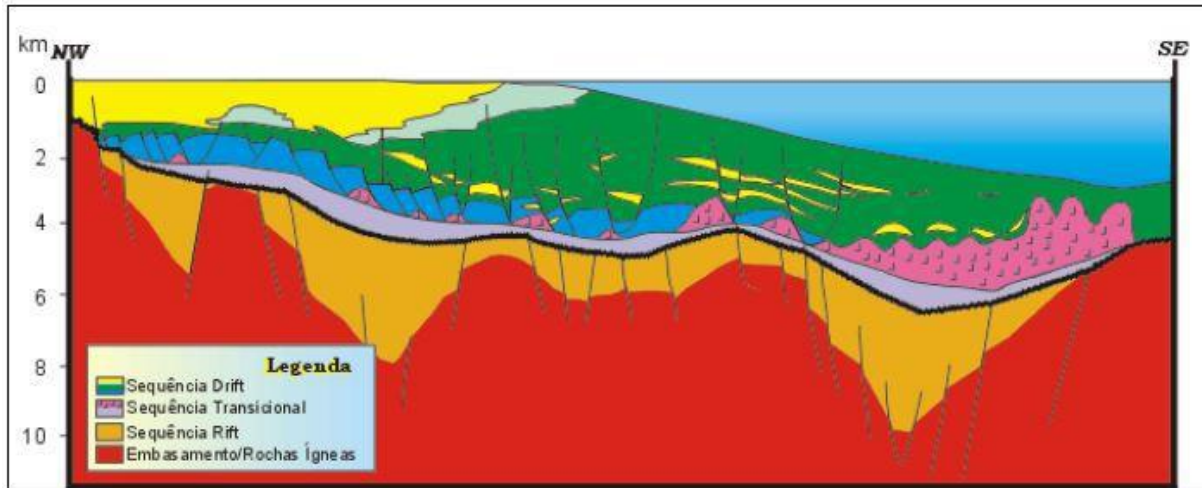


Figura 5 - Seção geológica esquemática regional da Bacia de Campos, com destaque para as sequências rifte (ou continental), transicional (ou pós-rifte) e drifte (ou marinha) (Rangel *et al.*, 1998)

4.2.1 Supersequência Rifte ou Sequência Continental

As rochas dessa supersequência foram depositadas entre o Neocomiano e o Eoaptiano (Winter *et al.*, 2007), e são as mais antigas da bacia, recobrando e interdigitando-se com basaltos e rochas vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas. As rochas sedimentares caracterizam vários ambientes, como lagos profundos a rasos, salinos ou de água doce, incluindo deltas, planícies e leques aluviais (Grassi *et al.*, 2004).

4.2.2 Supersequência Pós-Rifte ou Sequência Transicional

Corresponde à seção sedimentar disposta de forma discordante sobre a sequência de rochas lacustres da Supersequência Rifte. A passagem para a Supersequência Pós-Rifte é marcada por um importante evento erosivo de caráter regional, representando a mudança de um ambiente continental para um ambiente marinho.

Apresentando um padrão gradacional em sua base, e um padrão retrogradacional em sua porção superior, esta supersequência apresenta evidências de uma subida do nível relativo do mar (Winter *et al.*, 2007).

Como resultado da incursão restrita de águas marinhas ocorreu, no Neopálio, a precipitação de uma espessa seção de evaporitos, que representam um estágio tectônico com poucas reativações de falhas do rifte anterior.

A atividade halocinética dos evaporitos foi essencial para modelar o substrato das unidades sobrepostas, gerando falhas adiastróficas em função da carga sedimentar e o basculamento da bacia para leste (Dias *et al.*, 1990).

4.2.3 Supersequência Drifte ou Megasequência Marinha

A Supersequência Drifte é caracterizada por sedimentos marinhos depositados sob regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico (Winter *et al.*, 2007). Com as condições de subsidência térmica e a elevação eustática do nível do mar, propiciou-se a formação de uma espessa plataforma carbonática.

Essa fase de margem passiva é subdividida em quatro sequências: (i) Sequência Carbonática Nerítica, que inclui a parte basal do Grupo Macaé (caracterizado por uma fase inicial de mar raso com sucessões carbonáticas que gradam para rochas siliciclásticas depositadas em águas profundas ao final do Cretáceo); (ii) Sequência Hemipelágica, que inclui a parte superior do Grupo Macaé (representa um aprofundamento geral da coluna d'água da bacia); (iii) Sequência Transgressiva e (iv) Sequência Progradante, ambas representadas pelo Grupo Campos que recobre discordantemente o Grupo Macaé (Grassi *et al.*, 2004).

A Sequência Transgressiva representa um longo período de subida relativa do nível do mar, sendo composta por arenitos plataformais avermelhados, depósitos de leques deltaicos gradando para folhelhos e margas distais, intercalados por corpos arenosos.

A Sequência Progradante representa os clásticos depositados entre o Paleoceno e o Holoceno (Grassi *et al.*, 2004), compreendendo as formações Ubatuba (Membro Geribá),

Carapebus, Emborê (membros São Tomé, Grussaí e Siri) e a Formação Barreiras. É composta por arenitos conglomeráticos e lamas costeiras (Formação Barreiras), e arenitos conglomeráticos e carbonatos plataformais (Formação Emborê) que gradam para folhelhos e margas distais da Formação Ubatuba.

5. MODELOS EVOLUTIVOS PROPOSTOS PARA A PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO PARAÍBA DO SUL

A compreensão sobre a evolução do delta do rio Paraíba do Sul se faz presente desde as primeiras descobertas de reservas de petróleo *offshore*. Dentre os diversos trabalhos publicados que propuseram modelos evolutivos para a região, pode-se destacar quatro trabalhos. Segundo Martin *et al.* (1984B) a evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul é influenciada por variações do nível do mar e está dividida em quatro fases; Silva (1987), dividiu a evolução da planície em seis estágios e, assim como Martin *et al.* (1984B), também afirma que a evolução da região está ligada à variações do nível do mar; Martin *et al.* (1993) realizaram um mapeamento sistemático e reconstruíram oito etapas evolutivas das planícies costeiras situadas na desembocadura de seis importantes rios brasileiros, entre eles o rio Paraíba do Sul; Martin *et al.* (1997) focaram seu estudo no litoral do Espírito Santo e na metade Norte do litoral do Rio de Janeiro, detalhando o modelo de Martin *et al.* (1993) para a região.

Martin *et al.* (1984B) conduziram um estudo da evolução da planície costeira que vai de Macaé (RJ) a Maceió (AL). O resultado, foi a individualização de quatro fases evolutivas, que apontavam para a importância das flutuações do nível relativo do mar.

- A primeira fase ocorreu a aproximadamente 120.000 anos A.P. e representa um nível do mar elevado em cerca de 8 +/- 2 m acima do atual. Corresponde ao máximo da penúltima transgressão. Durante esse evento, os vales entalhados na Formação Barreiras

e nas rochas do embasamento foram invadidos pelo mar e houve a formação de diversas lagunas.

- A segunda fase ocorre após 120.000 anos AP, sendo marcada pela descida do nível do mar e construção de terraços arenosos recobertos por cordões litorâneos. Concomitantemente à descida do nível do mar, ocorria formação de uma rede de drenagem sobre a planície costeira.
- A terceira fase ocorre a partir de 18.000 anos AP (ponto máximo da última glaciação quaternária de maior amplitude que atingiu o hemisfério norte), momento no qual o nível do mar iniciou uma rápida subida, resultando na destruição da maior parte da planície costeira pleistocênica. A construção da planície costeira holocênica tem início a partir de 7.000 anos AP. É durante esta fase que as zonas baixas da Formação Barreiras e os vales escavados nos terraços pleistocênicos são invadidos pelo mar, formando numerosas lagunas.
- A quarta fase tem início a partir de 5.100 anos AP, com a diminuição do nível relativo do mar acompanhado pela transferência de areias da plataforma continental interna para a praia e seu retrabalhamento por correntes de deriva litorânea, tendo contribuído na construção dos terraços marinhos holocênicos. O grande influxo de sedimentos para dentro da laguna, cujo testemunho atual é representado pela lagoa Feia, associado com o rebaixamento do nível relativo do mar e pelo aporte fluvial do rio Paraíba do Sul, que nesta época despejava seus sedimentos na paleolaguna, teria sido responsável pelo assoreamento da já mencionada laguna e pela construção de um grande delta em cerca de 4.400 anos AP. Os períodos de submersão acelerada ocorridos entre 3.800 e 3.600 e 2.700 e 2.500 anos AP provavelmente provocaram uma descontinuidade na construção dos terraços holocênicos. A presença de uma zona baixa paralela ao alinhamento dos

cordões, situada ao sul da desembocadura do rio Paraíba do Sul poderia estar relacionada à fase de elevação rápida ocorrida entre 3.800 e 3.600 anos AP.







Silva (1987) utilizou-se de fotointerpretações, sondagens a trado manual, testemunhos *vibracore* e análises sedimentológicas, para propor que a evolução dessa planície costeira estaria ligada a variações do nível do mar ocorridas ao longo do Holoceno, estando intimamente relacionada às diversas fases evolutivas do rio Paraíba do Sul (Quadro 1). Para o autor, a planície costeira seria fruto de uma complexa superposição de eventos transgressivos e regressivos, sendo possível observar o desenvolvimento de cristas de praia e ilhas barreira, superpostas e sobrepostas a sedimentos lacustres e fluviais. É válido notar que, segundo o autor, a Lagoa Feia seria um testemunho de uma vasta paleolaguna resultante do afogamento parcial da planície costeira durante o máximo transgressivo de 5.100 anos AP.

Em seu estudo, Silva (1987) reconheceu seis estágios evolutivos. Os dois primeiros correspondem a eventos transgressivos, com afogamento e erosão parcial dos tabuleiros da Formação Barreiras, e regressivos, com a formação do primeiro sistema de cristas praias a SW do cabo de São Tomé, todos anteriores a 120.000 anos AP. A terceira fase evolutiva corresponde à transgressão de 120.000 anos AP, responsável pelo afogamento parcial das cristas de praia formadas anteriormente e pelo desenvolvimento de ilhas barreiras que as truncaram.

A partir da posição das ilhas barreira iniciou-se a deposição do segundo sistema de cristas praias, durante um novo evento regressivo (cerca de 15.000 anos AP). Neste tempo o rio Paraíba do Sul desaguava entre cabo de São Tomé e Macaé e o autor assume que os sedimentos utilizados na construção desse sistema de cristas de praia podem ter sido remobilizados tanto da plataforma continental, como colocado por Martin *et al.* (1984), quanto transportados por uma deriva litorânea pretérita atuante predominantemente no sentido de cabo de São Tomé para Macaé.

O quinto estágio evolutivo de Silva (1987) corresponde à transgressão holocênica, cujo máximo ocorreu há cerca de 5.100 anos AP. Esta transgressão foi a responsável pelo afogamento de grande parte da planície costeira do delta do rio Paraíba do Sul, dando origem a uma vasta paleolaguna, que condicionou a formação da Lagoa Feia. Houve o afogamento de parte dos cordões praias da primeira fase evolutiva do rio Paraíba do Sul e, ainda, a formação de um cordão litorâneo transgressivo, que se estende de Macaé ao cabo de São Tomé.

Quadro 1 - Esquema Evolutivo da região de Lagoa Feia e complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (Silva, 1987)

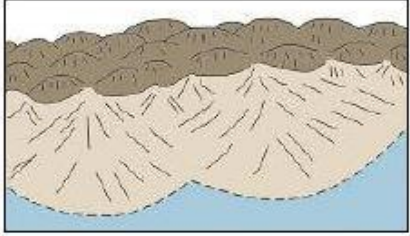
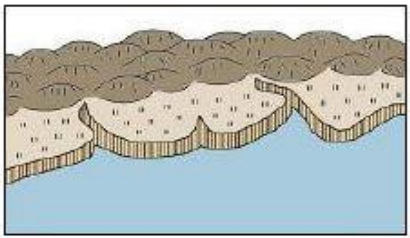
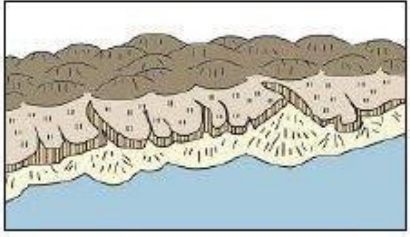
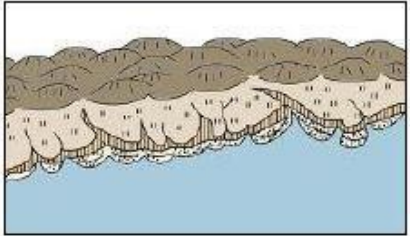
Estágios evolutivos	Características evolutivas	Idade (anos AP)	Esquema evolutivo
A	Evento transgressivo responsável pelo afogamento e erosão parcial dos sedimentos continentais da Formação Barreiras, onde foram esculpidas falésias.	--	
B	Evento regressivo que permitiu a formação de cristas praias paralelas à orientação das paleofalésias da Formação Barreiras.	--	
C	Evento transgressivo que provocou o truncamento das cristas de praia formadas na fase anterior.	120.000 (Martin <i>et al.</i> , 1984)	
D	Evento regressivo que propiciou a formação de um novo sistema de cristas praias, remanescente a sudoeste da Lagoa Feia, que truncou ortogonalmente o sistema de cristas praias formado durante a fase B.	15.000 (Martin <i>et al.</i> , 1984)	
E	Transgressão holocênica responsável pelo afogamento parcial da planície de cristas arenosas formadas durante a fase anterior, individualização de uma extensa paleolaguna e formação do cordão litorâneo transgressivo que trunca diversas lagunas a sul da Lagoa Feia. Ocorreu ainda a mudança de orientação do rio Paraíba do Sul para sua posição atual.	5.100 (Martin <i>et al.</i> , 1984)	
F	Fase atual em que a Lagoa Feia vem sendo progressivamente assoreada por sedimentação fluvial, como consequência da formação de deltas intralagunares que se desenvolvem preferencialmente na sua margem norte e nordeste.	Posterior à 5.100	

Martin *et al* (1993) propuseram um modelo (Quadros 2a e 2b) que tem como base as flutuações do nível relativo do mar ocorridas durante o Holoceno. Para os autores essas variações são de suma importância para a evolução das planícies costeiras brasileiras, tendo fundamentado seu modelo com evidências sedimentológicas, biológicas e arqueológicas. Esse trabalho propõe oito etapas evolutivas que seriam capazes de explicar de forma genérica a evolução da costa leste brasileira.

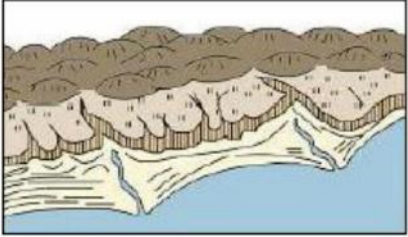
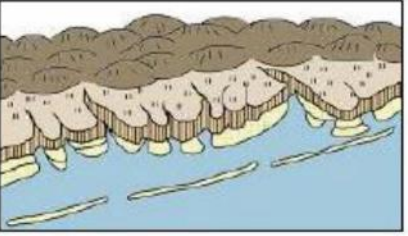
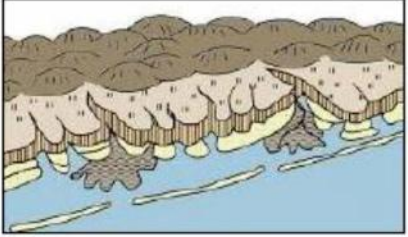
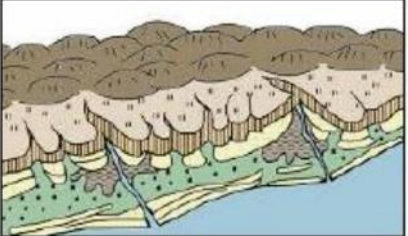
Martin *et al.* (1997), propuseram um modelo evolutivo para a planície costeira do norte do litoral Fluminense e para a costa do estado do Espírito Santo. Segundo os autores, o modelo de Martin *et al* (1993) é completamente válido para a planície costeira do rio Paraíba do Sul até o sexto estágio.

A partir do sexta estágio, Martin *et al.* (1997) detalharam a evolução holocênica da planície costeira do rio Paraíba do Sul. Os autores acreditam que a progradação dos depósitos arenosos holocênicos se realizou sob um regime de ondas eficazes provenientes do setor Sul. Entretanto, a presença de discordâncias bem demarcadas nos alinhamentos de cristas praias, apontam a existência de fases de construção alternadas com fases de erosão, sugerindo a ocorrência de alterações nas condições hidrodinâmicas.

Quadro 2a - Esquema evolutivo da sedimentação litorânea dada por mecanismos eustáticos e paleogeográficos, proposto por Martin et al. (1993) para as planícies costeiras ao longo do litoral brasileiro situado entre Macaé (RJ) e Maceió (AL) (Plantz, 2014).

Estágios evolutivos	Características paleogeográfica e paleoclimáticas	Idade	Esquema evolutivo
Primeiro estágio	Deposição dos sedimentos da Formação Barreiras, em clima semiárido, com chuvas esporádicas e torrenciais, e nível do mar abaixo do atual. Amplas faixas de leques aluviais coalescentes em sopés de encostas do embasamento teriam se formado.	Plioceno	
Segundo estágio	Clima torna-se mais úmido e causa a interrupção da deposição dos sedimentos da Formação Barreiras. Ocorre uma subida do nível relativo do mar que é responsável pela erosão parcial da porção externa da Formação Barreiras formando uma linha de falésias.	Pleistoceno	
Terceiro Estágio	Instalação de uma fase regressiva, subsequente ao máximo da transgressão, em que o clima retornou ao semiárido levando à sedimentação de novos depósitos continentais, constituídos de leques aluviais coalescentes no sopé das falésias da Formação Barreiras.	Pleistoceno	
Quarto Estágio	Corresponde ao máximo da penúltima transgressão marinha. O mar erodiu total ou parcialmente os depósitos da fase anterior. Após a erosão as ondas retrabalhavam as linhas de falésia originadas no segundo estágio. O afogamento dos vales fluviais deu origem à estuários e lagunas.	123.000 anos AP	

Quadro 2. Esquema evolutivo da sedimentação litorânea dada por mecanismos eustáticos e paleogeográficos, proposto por Martin et al. (1993) para as planícies costeiras ao longo do litoral brasileiro situado entre Macaé (RJ) e Maceió (AL) (continuação).

Estágios evolutivos	Características paleogeográfica e paleoclimáticas	Idade	Esquema evolutivo
Quinto estágio	Fase regressiva que se seguiu à penúltima transgressão. Foram construídos terraços arenosos pleistocênicos formados por cristas praias progradantes.	Último glacial (?)	
Sexto estágio	Corresponde ao máximo na última transgressão marinha quando o mar erodiu total ou parcialmente os terraços pleistocênicos. O relevo dissecado assim como os terrenos pleistocênicos e os sedimentos da Formação Barreiras foram invadidos pelo mar, permitindo o desenvolvimento de sistemas lagunares.	7.000 a 5.100 anos AP	
Sétimo estágio	As lagunas da fase anterior foram assoreadas pelo desenvolvimento de deltas intralagunares. Concomitantemente a laguna foi passando a lago de água doce, em muitos casos, o assoreamento completo levou ao desenvolvimento de pântanos e turfeiras.	<5.100 anos AP	
Oitavo estágio	O abaixamento do nível relativo do mar, que se seguiu ao máximo transgressivo de 5.100 anos AP, culminou com a formação de terraços marinhos holocênicos a partir de ilhas-barreiras originais. Este período regressivo auxiliou no processo de assoreamento das paleolagunas, transformando-as em lagos ou lagoas.	<5.100 anos AP	

Martin *et al.* (1997), usando de cartografia pormenorizada aliada a datações de radiocarbono, conseguiram estabelecer com precisão as diferentes etapas de evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul. O início da evolução se dá com a instalação de um sistema lagunar a cerca de 7.000 anos AP. No momento do máximo transgressivo de 5.100 anos, ilhas-barreiras formavam uma grande reentrância ao norte do cabo de São Tomé que após essa época, funcionariam como uma armadilha sedimentar para as areias transportadas pela deriva litorânea (Figura 6).

Tendo em vista que há 5.100 anos AP o rio Paraíba do Sul não atingia diretamente o oceano, com a formação da paleolaguna, o rio iniciou a construção de um delta intralagunar. A sedimentação fluvial, associada com sedimentos arenosos sendo acumulados ao norte do cabo de São Tomé, foi responsável pela colmatação parcial da paleolaguna (Figura 7). Antes da regressão marinha brusca ocorrida em 4.200 anos AP, um braço do rio Paraíba do Sul passou a atingir o mar (Figura 8).

Ao longo da primeira fase de erosão, que ocorre entre 5.100 e 4.200 anos AP, a desembocadura do Paraíba do Sul sofre uma inflexão para o sul, sugerindo uma modificação no sentido das ondas eficazes. A progradação é retomada sob condições hidrodinâmicas geradas por ondas eficazes do setor sul, deslocando a desembocadura para o Norte de maneira contínua.

Discordâncias em ambas as margens do rio e ao norte do cabo de São Tomé indicam que a segunda fase de erosão ocorreu sob condições de ondas eficazes provenientes do NE. Entretanto, uma inversão no sentido das ondas teria ocorrido antes de 3.900 anos AP. Porém, antes do retorno da progradação, o nível do mar subiu (ascensão essa ocorrida entre 3.900 e 3.600 anos AP), provocando o deslocamento das ilhas-barreiras e conseqüente formação das lagunas do cabo de São Tomé (lagunas Salgada, das Ostras, da Flecha e Mololô) (Figura 9). Entre 3.600 e 3.000 anos AP, ocorreu uma pequena queda do nível do mar, provavelmente gerando uma progradação fraca e sendo responsável pelo ressecamento das lagunas.

A partir da observação dos alinhamentos das cristas de praias, os autores associam a terceira fase de erosão à rápida ascensão do nível do mar que ocorreu entre 2.700 e 2.500 anos AP. Subsequentemente há a continuação da progradação sob condições hidrodinâmicas de ondas eficazes do setor Sul.

As últimas fases de construção e erosão da planície costeira do rio Paraíba do Sul se dá sob alternância da direção do regime de ondas eficazes, com as fases erosivas ocorrendo sob um regime de ondas do NE e com as fases construtivas ocorrendo sob um regime de ondas do Sul.



Figura 6 – Planície costeira do rio Paraíba do Sul, por volta de 5.100 anos AP, máximo da transgressão holocênica, caracterizada por um sistema de ilhas-barreira delimitando uma laguna (Martin *et al*, 1997)

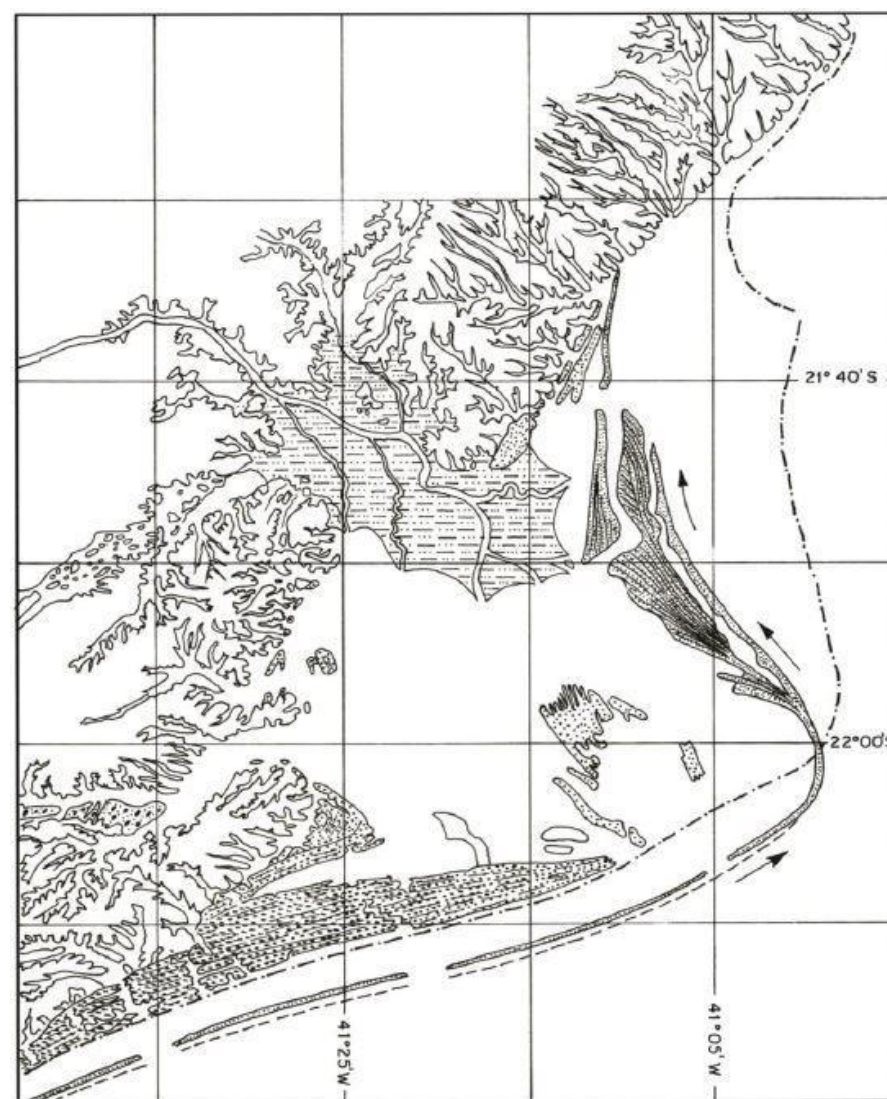


Figura 7 – Acumulação de sedimentos arenosos marinhos e sedimentos fluviais do delta intralagunar ocorrida entre 5.100 e 4.200 anos AP. São os principais responsáveis pela colmatação parcial da paleolaguna (Martin *et al*, 1997)

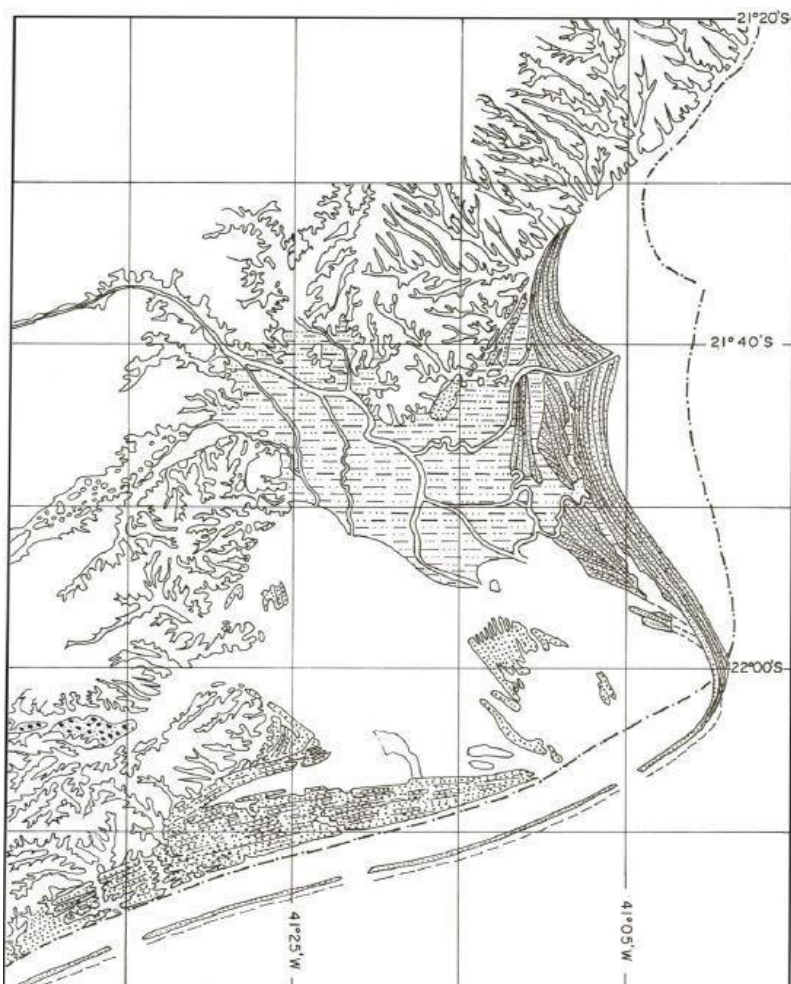


Figura 8 – Continuação da progradação dos sedimentos arenosos marinhos e da construção do delta intralagunar entre 3.600 e 2.800 anos AP. Neste mesmo período houve a formação das lagunas presentes nas proximidades do cabo de São Tomé (Martin et al, 1997)

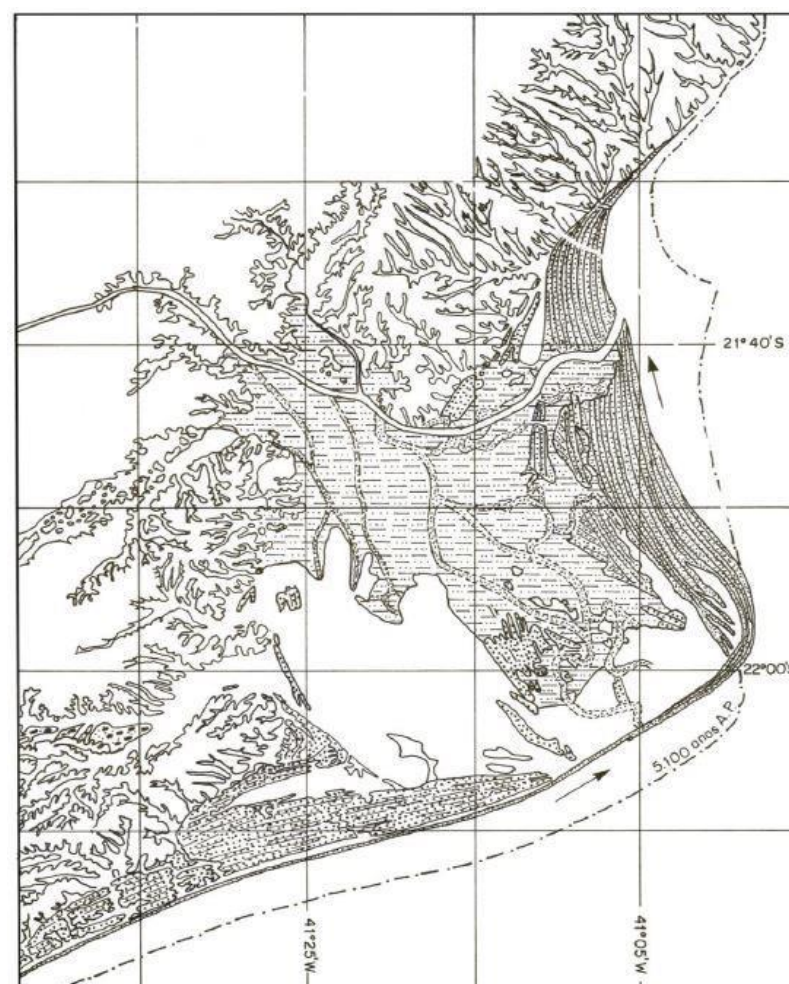


Figura 9 - Período entre 5.100 e 4.200 anos AP quando um do Paraíba do Sul já atingia o mar diretamente, culminando com a progradação acelerada da linha de costa (Martin et al, 1997)

6. DELTAS

O termo delta, que data de cerca de 400 a.C., foi usado pela primeira vez pelo historiador grego Heródoto, ao notar que, vista em planta, a planície aluvial do rio Nilo muito se assemelhava à letra do alfabeto grego (δέλτα - Δ). O termo foi formalmente introduzido na literatura especializada no ano de 1853, pelo geólogo inglês Charles Lyell, trazendo a seguinte definição “terreno aluvial, formado por um rio em sua desembocadura, sem referência precisa a sua forma (Lyell, 1853 *apud* Moore, 1966).

Em 1885, o geólogo americano Grove Karl Gilbert descreveu deltas cascalhosos de idade pleistocênica no Lago Bonneville, Utah. Ele reconheceu uma divisão de três partes nos depósitos, e as nomeou como *topset* (camadas horizontais de areia grossa ou cascalho), *foreset* (camadas inclinadas cujo mergulho varia 10° e 15° compostas principalmente por areia) e *bottomset* (camadas com baixo ângulo de inclinação compostas por sedimentos finos) (Figura 10) (Bhattacharya, 2006).

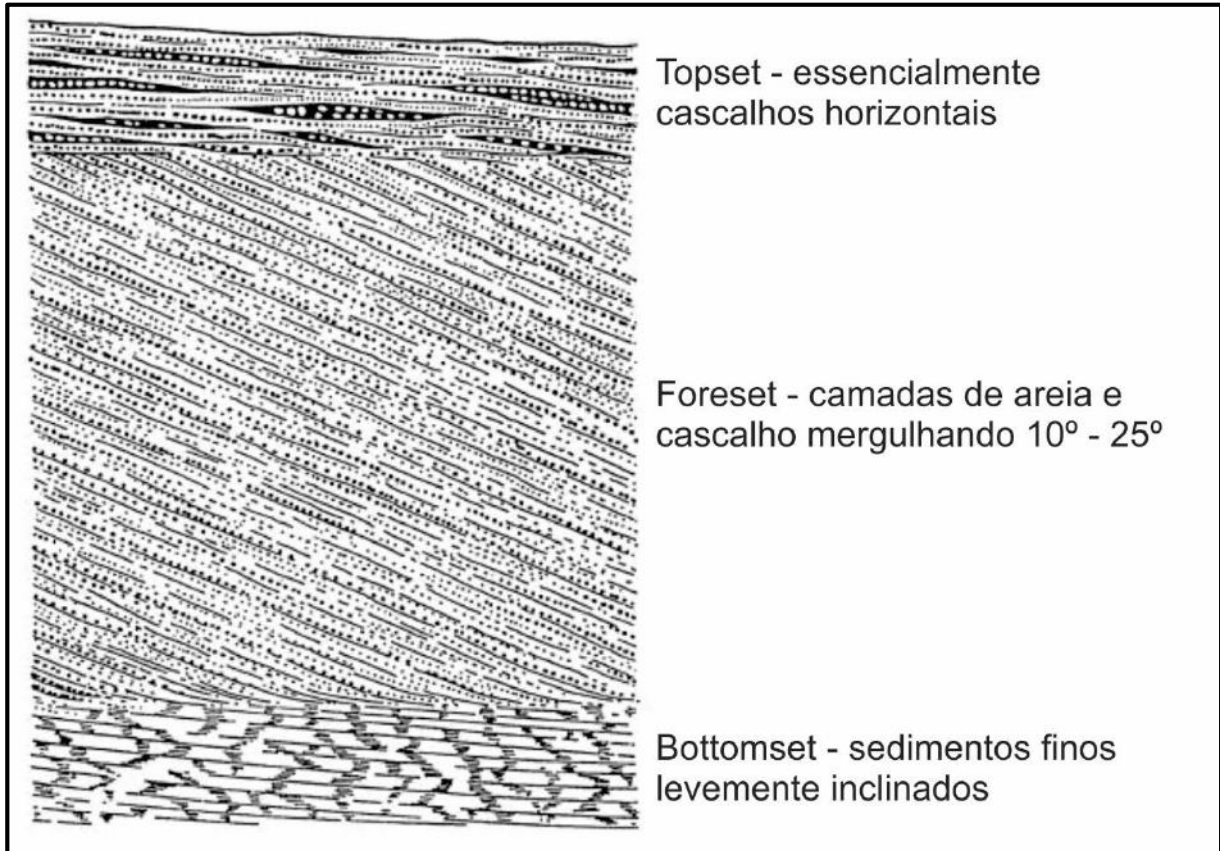


Figura 10 - Perfil apresentando a arquitetura e a sucessão vertical de fácies de um delta mostrando a subdivisão de três partes em *topset* (essencialmente cascalhos horizontais), *foreset* (camadas de areia e cascalho mergulhando 10 – 25 graus) e *bottomset* (sedimentos finos gentilmente inclinados) (Elliot, 1986).

A descoberta de reservas de hidrocarbonetos em ambientes associados a deltas, como o Golfo do México (associado com o delta do rio Mississippi) na década de 1960, foi fundamental para o aumento do número de pesquisas com foco nesse tipo de ambiente sedimentar. A partir de então, diversos novos estudos vieram à luz, buscando uma definição conceitual adequada (Galloway, 1975; Nemec, 1990; Elliot, 1986) e uma metodologia capaz de classificar esse tipo de ambiente de forma satisfatória (Galloway, 1975; Fisher *et al.*, 1969; Coleman & Wright, 1975).

Quando relacionado à geomorfologia e geologia sedimentar, deltas tem sido tradicionalmente associados a um prisma costeiro relativamente espesso, derivado de sedimentos continentais transportados por rios que adentram o mar ou um lago (Holmes, 1965;

Fisher *et al.*, 1969; Wright & Coleman, 1973; Coleman & Wright, 1975). Dentre os principais conceitos introduzidos na literatura, pode-se destacar:

- Para Galloway (1975), delta é uma massa contígua de sedimento, parcialmente subaérea, depositada ao redor do ponto de entrada de uma corrente num corpo d'água.
- De acordo com Wright (1978), deltas representam acumulações costeiras subaquosas e subaéreas construídas a partir de sedimentos trazidos por um rio, adjacentes ou em estreita proximidade com o mesmo, incluindo depósitos reelaborados, os quais devido a sua extensão territorial podiam englobar um grande espectro de acumulações costeira (e.g. manguezais, pântanos, planícies de maré, dunas, praias, ilhas-barreira, lagunas, baías, depósitos de canal e de desembocadura fluvial), produzindo assim, uma ampla variedade de fácies.
- Segundo Elliot (1986) deltas são discretas protuberâncias da linha de costa formadas onde rios entram em oceanos, mares semifechados, lagos ou lagunas e fornecem sedimentos mais rapidamente do que podem ser redistribuídos por processos bacinais.
- Para Nemec (1990), um delta pode ser definido como um depósito construído por um sistema alimentador terrestre, tipicamente aluvial, dentro ou contra um corpo de água, seja lago ou mar, resultando numa progradação comumente irregular e localizada na linha de costa, controlada diretamente pelo sistema alimentador terrestre, com possíveis modificações por processos bacinais, como a ação de ondas ou maré.

Holmes (1965, 1978), propôs que deltas não necessariamente são formados por sistemas alimentadores aluviais, dando origem ao termo “delta não-aluvial”. Segundo Holmes, os deltas não-aluviais seriam os deltas piroclásticos e os deltas de lava (Figura 11), que são construções localizadas em regiões costeiras devido a fluxos piroclásticos e derrames de lava, respectivamente. O autor caracteriza um delta de lava como a culminação da progradação em direção ao mar da acumulação de fluxos de lava e brechas que tem um *foreset* distinto. Já os deltas piroclásticos envolvem um leque ou cone íngreme vulcanoclástico progradando num mar ou lago, cujo mecanismo de deposição pode variar de vários pulsos de fluxos piroclásticos a fortes fluxos piroclásticos turbulentos e queda de sedimentos por suspensão aérea.

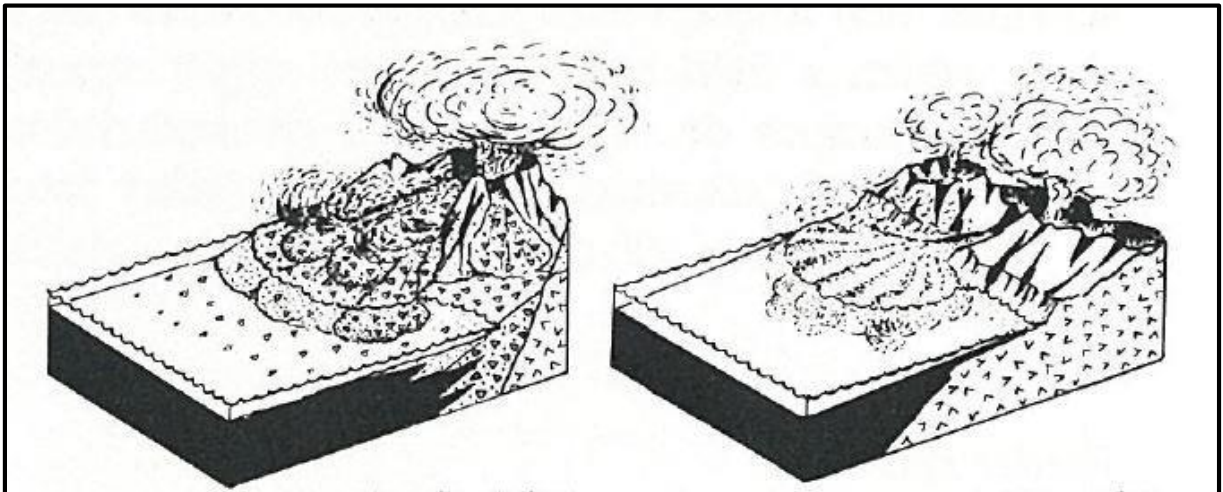


Figura 11 - Esquema retratando dois dos deltas não-aluviais citados por Holmes (1965, 1978), delta piroclástico (à esquerda) e delta de lava (à direita) (Nemec, 1990).

Holmes (1965) também foi responsável pela criação e definição do termo *fan delta* (Figura 12 – A ao H) como “um leque aluvial que progradou de um planalto adjacente para um corpo de água, seja mar ou lago”. Esse termo foi revisto na década de 1980 por Nemec & Steel (1988) que o definiram como “um prisma costeiro de sedimentos entregues e depositados por um sistema de leque aluvial, principalmente ou inteiramente subaquoso, na interface entre um leque ativo e um corpo d’água, sendo este prisma amplamente crescente visto em planta e

geralmente protuberante”. Os autores consideraram três aspectos que necessitavam de reconsideração e modificação acerca de *fan delta*:

- I) deve haver uma distinção nítida entre *fan delta* e delta convencional nos relatórios científicos para evitar confusões;
- II) *fan delta* deve ser considerado como um delta criado e alimentado por um sistema ativo de leque aluvial. De tal maneira, *fan delta* corresponde apenas à deposição ocorrendo na margem do corpo d’água;
- III) a definição de *fan delta* não implica que o leque aluvial necessariamente precisa progredir, desde o planalto, para alcançar o corpo de água. Segundo os autores há casos bem documentados em que o corpo d’água invadiu o leque ativo causando interação entre os dois ambientes.

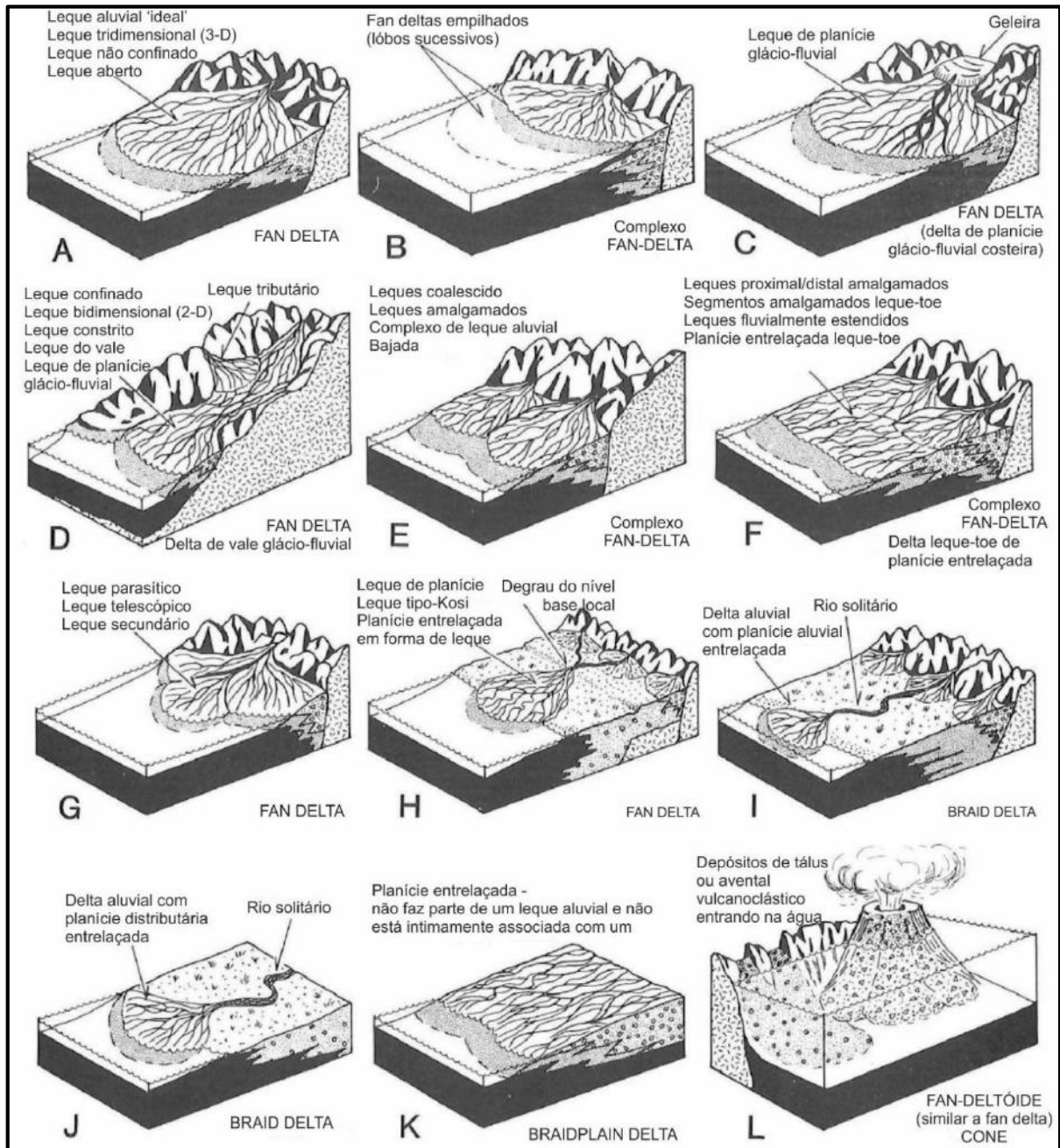


Figura 12 - Esquema com os diferentes tipos de feições de *fan delta* e *braided delta*. A: *fan delta* criado a partir de um leque aluvial não confinado; B: complexo *fan deltaico* formado pelo empilhamento de leques aluviais; C: *fan delta* formado por uma *outwash plain*; D: leque aluvial formado por leque aluvial confinado; E: complexo *fan deltaico* formado pela amálgama de leques aluviais; F: complexo *fan deltaico* formado por leques aluviais fluviamente extensos; G: *fan delta* formado por leque parasítico; H: *fan delta* formado por leque tipo Kosi; I: *braid delta* formado pela planície distributária entrelaçada de um rio; J: *braid delta* formado pela planície distributária entrelaçada de um rio; K: *braidplain delta* formado por uma planície entrelaçada e não sendo parte nem estando associado com um leque aluvial; L: *fan-deltóide* formado pela gradação de detritos piroclásticos e epiclásticos diretamente em água profunda (Nemec & Steel, 1988).

Concebido por McPherson *et al.* (1987), o termo *braided delta* (Figura 12 – I ao K) “engloba todos os deltas compostos predominantemente por cascalho e areia grossa, que são formados pela progradação de um sistema fluvial entrelaçado num corpo de água” (McPherson *et al.*, 1987). *Braid delta* não necessariamente está associado com leques aluviais, ao contrário de *fan deltas*, nos quais o leque é necessário e uma feição distintiva. Apesar de *braid deltas* apresentarem um formato de leque quando vistos em planta, esse aspecto é meramente a consequência do processo de construção deltaica e não um atributo herdado do sistema alimentador fluvial.

Assim, conforme os estudos e descrições de deltas modernos aumentavam em número, ficou evidente que esses depósitos formados por rios, com características variadas, e muitas vezes, não mantendo nenhuma relação geomorfológica com a letra “ Δ ”, tinham perdido seu significado geométrico inicial, passando a manter apenas o significado genético, visto a ocorrência de “deltas” sem a típica expressão subaérea na forma de uma planície deltaica progradante ou mesmo com distintos sistemas alimentadores.

Os estudos publicados nas últimas décadas acabaram por expandir o conceito de “delta” ao agregar novas descrições morfológicas, faciológicas, e processos de formação, incluindo até mesmo os “deltas não aluviais” (*q.v.* Holmes, 1965). Como resultado, a terminologia difundida na literatura tornou-se incrivelmente mais elaborada e complexa. Neste trabalho, adota-se a definição proposta por Nemeč (1990), por considerar esta a mais completa, permitindo que sejam consideradas válidas as definições introduzidas por Holmes (1965,1978) e McPherson (1987).

Deltas compreendem três ambientes geomórficos principais: a planície deltaica subaérea (dominada por processos aluviais), a frente deltaica (área de sedimentos mais grossos onde há interação entre processos aluviais e bacinais) e o prodelta (majoritariamente lamoso) (Figura 13) (Bhattacharya, 2006).

- A planície deltaica é definida pela presença de canais distributários e inclui uma grande variedade de subambientes como pântanos, brejos, planícies de maré, lagoas e baías interdistributárias. Pode ser dividida em superior (ambiente fluvial sem incursão marinha) e inferior (marcado por incursões de água marinha)
- A frente deltaica é definida como a linha de costa e a porção marinha (de mergulho acentuado) adjacente. É dominada por sedimentos mais grossos (areia ou cascalho) que envolvem faces de praia (*foreshore*) e antepraia (*shoreface*).
- O prodelta é historicamente interpretado como a área onde sedimentos finos (lama e silte) são decantados. É a porção mais distal de um delta e suas lamas podem se unir mar adentro a sedimentos finos hemipelágicos ou calcáreos do assoalho da bacia.

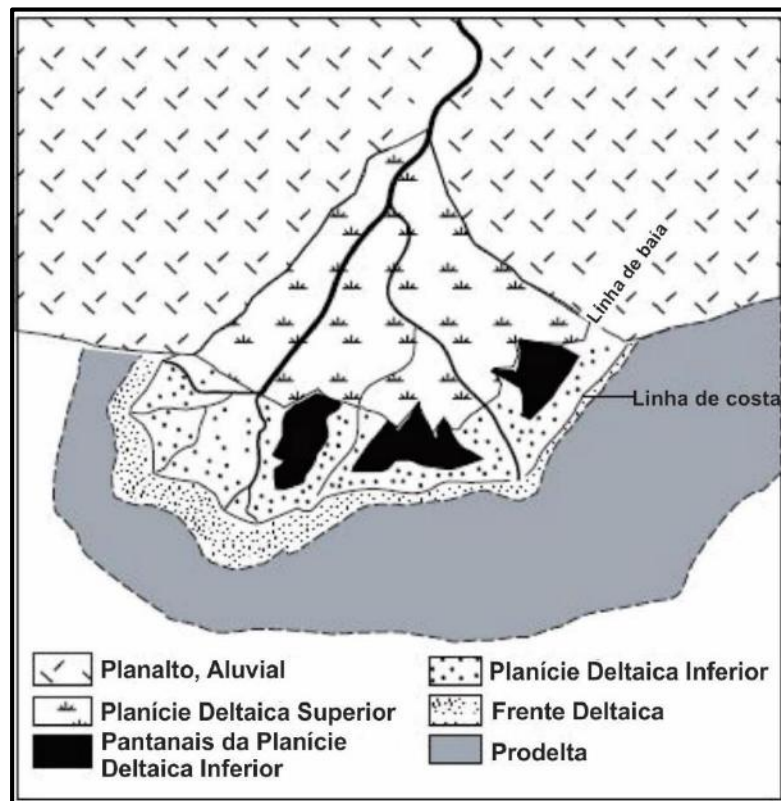


Figura 13 - Principais subdivisões de um delta. A planície deltaica superior (upper delta plain) é essencialmente não marinha e caracterizada por sistemas distributários fluviais (Bhattacharya, 2006)

Um dos elementos mais importantes em um delta é a progradação, ou seja, a deposição resulta num corpo sedimentar sendo construído para dentro do lago ou mar. Assim sendo, a sucessão sedimentar apresenta, progressivamente, fácies mais grossas (engrossamento granulométrico para o topo) (Figura 14), representando o prodelta sendo sobreposto pela frente deltaica, que por sua vez é sobreposto pelos sedimentos da planície deltaica. Esse padrão de engrossamento granulométrico para o topo é uma das características distintivas de uma sucessão deltaica, mas apenas pode ser considerado como diagnóstico se o topo da sucessão apresentar uma transição de uma deposição num ambiente subaquoso para um ambiente subaéreo (Nichols, 2009). Essa transição pode ser identificada através do reconhecimento de um canal de rio, sinais de crescimento de plantas, formação de solo, entre outros.

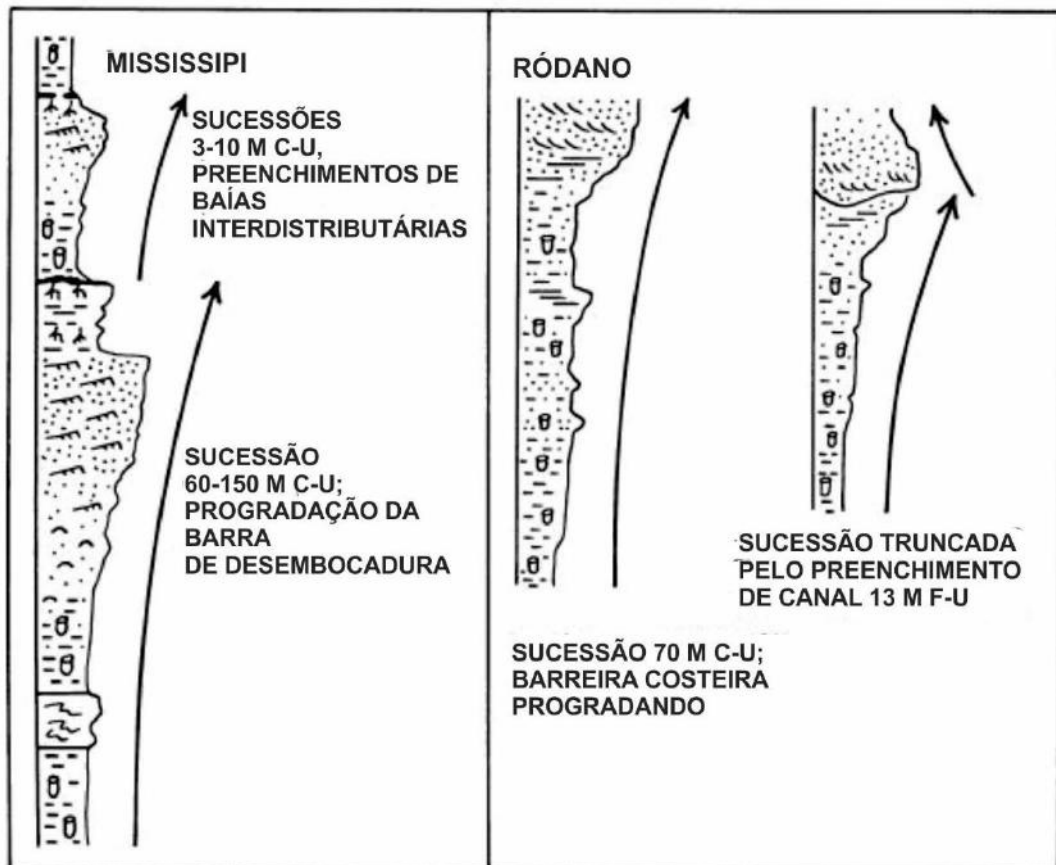


Figura 14 - Típica sucessão de fácies com engrossamento granulométrico para o topo formada como resultado da progradação de lobos deltaicos e barras de desembocadura. O exemplo do delta do Mississippi (à esquerda) apresenta uma sucessão espessa de barras de desembocadura abaixo e sucessões irregulares de preenchimento de baía interdistributária acima que representa a progradação de uma barra de desembocadura formando uma sucessão assimétrica de engrossamento granulométrico para o topo, enquanto que o exemplo à direita (delta do Ródano) apresenta um truncamento causado pelo canal distributários e um perfil mais simétrico (Bhattacharya, 2006).

6.1 CLASSIFICAÇÃO DE DELTAS

Diferentes metodologias foram propostas na literatura para a classificação de deltas. Alguns dos critérios avaliativos propostos foram a natureza do sistema alimentador (Holmes, 1965), o padrão de distribuição de espessuras (Coleman & Wright, 1975), o regime da frente deltaica (Galloway, 1975), a dinâmica sedimentar (Fisher *et al*, 1969) e a combinação do regime da frente deltaica com o tamanho de grão (Orton, 1988).

Fisher *et al.* (1969) distinguiram deltas altamente construtivos dominados por processos fluviais e deltas altamente destrutivos dominados por processos bacinais. Os tipos lobado e “pé-de-pássaro” são reconhecidos na classe altamente construtiva e os dominados por onda e dominados por maré, na classe altamente destrutiva (Figura 15). Cada tipo de delta tem uma morfologia e um padrão de fácies característico, descritos em termos de seqüências verticais, distribuição areal de fácies e geometria dos corpos de areia.

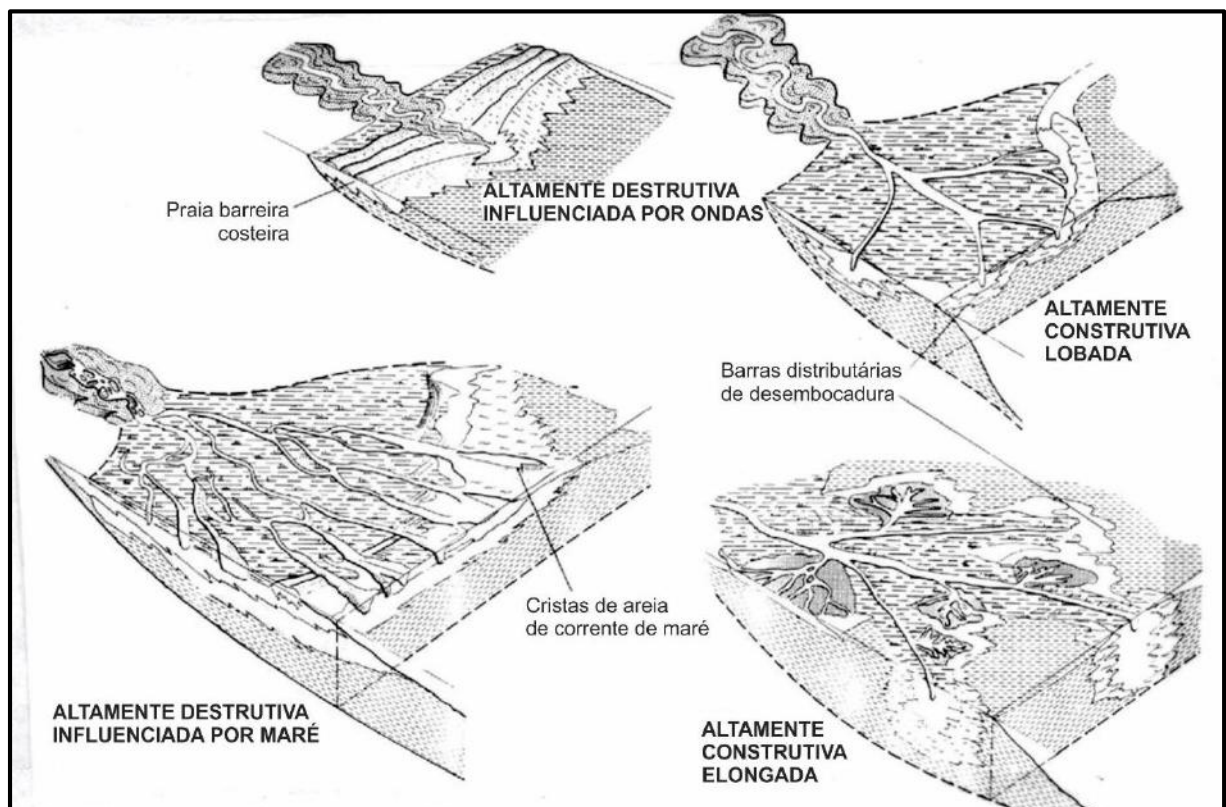


Figura 15 - Os tipos de delta definidos por Fisher et al. (1969). Altamente destrutivo influenciado por ondas (em cima à esquerda) e altamente construtivo lobado (em cima à direita). Altamente destrutivo influenciado por maré (em baixo à esquerda) e altamente construtivo alongado ou “pé-de-pássaro” (em baixo à direita) (Elliot, 1986)

O sistema de classificação proposto por Orton e Reading (1993) leva em consideração uma combinação entre o regime atuante na frente deltaica e o tamanho de grão (Figura 16). Segundo os autores, o tamanho do grão, a quantidade e o modo de deposição, características essas determinadas pelo sistema alimentador, tem um efeito considerável nos processos físicos, nos subambientes e no formato e tamanho do delta.

Devido a maioria dos deltas conterem componentes de areia fina, silte e argila amplamente dispersos, é a parte cascalhosa do sedimento o fator mais importante para determinar o padrão “estável” da sedimentação deltaica (Orton e Reading, 1993). Nesse modelo, um delta pode ser classificado como dominado por cascalho, por areia grossa, por areia fina ou dominado por uma mistura de lama e silte.

Um dos sistemas de classificação mais utilizados foi idealizado por Galloway (1975). Segundo o autor a morfologia e estratigrafia de um delta é resultado da taxa de entrada de sedimentos relacionada com a capacidade das fontes energéticas dentro da bacia para reelaborar e remover o sedimento (o sedimento deve ser suprido numa taxa maior que a taxa de remoção). Para o autor apenas o fluxo fluvial confinado, a ação das ondas e as correntes de maré são capazes de transportar quantidades calculáveis de areia (energia potencial gravitacional, embora localmente importante, tende a mover sedimento para fora do sistema deltaico) (Galloway, 1975). A partir destas três fontes, um diagrama ternário (Figura 17) é usado para classificar deltas aluviais em três tipos básicos: I) dominado por rio, II) dominado por onda e III) dominado por maré, além daqueles com características intermediárias, ou seja, deltas aluviais que apresentam uma maior dinâmica de interação entre mais de um tipo de processo.

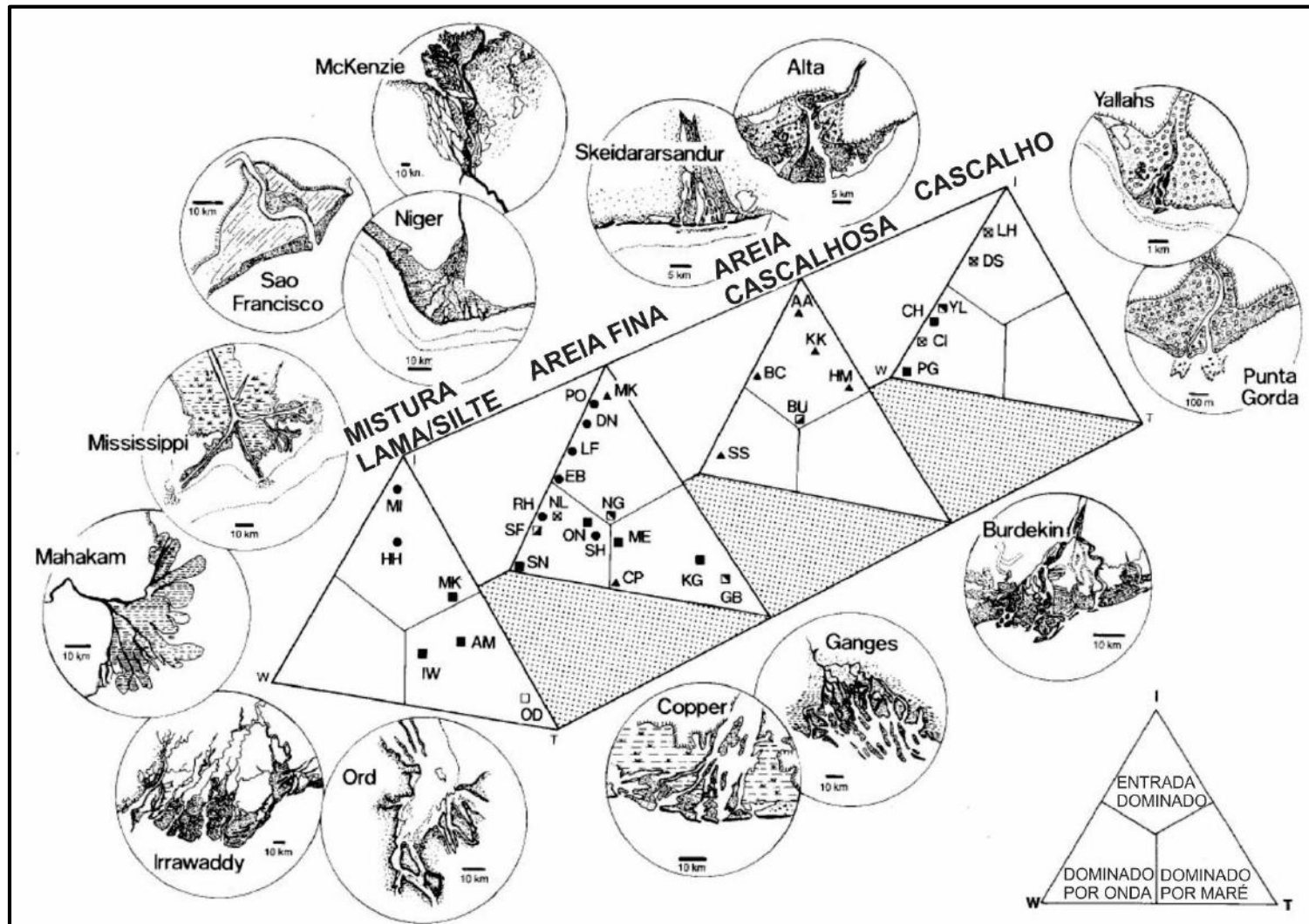


Figura 16 - Modelo classificatório de Orton & Reading que leva em consideração uma combinação do regime autante na frente deltaica e o tamanho de grão dominante em disponibilidade (Orton & Reading, 1993).

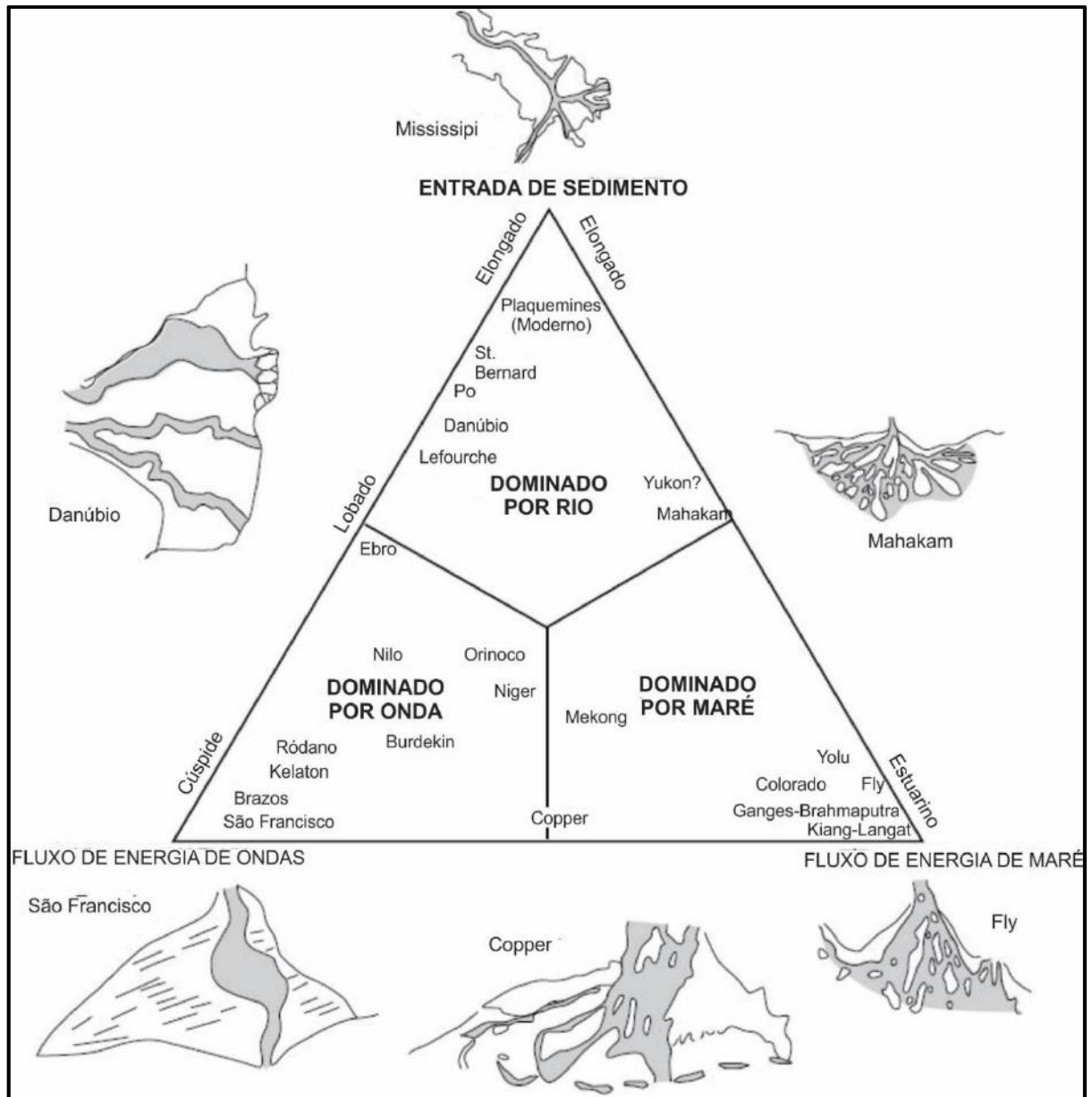


Figura 17 - Modelo classificatório proposto por Galloway (1975) no qual o regime da frente deltaica é usado como critério classificatório (Galloway, 1975)

6.1.1 Deltas dominados por rios

Um delta é considerado dominado por rio, quando os efeitos de onda e maré não são significativos. Para tal, é necessário um regime de micromaré (variações de até 2m) e uma configuração na qual a energia das ondas seja dissipada antes que elas atinjam a linha de costa. Com isso, a forma do delta é amplamente controlada pelos processos fluviais de transporte e sedimentação. Esse tipo de delta apresenta uma feição geomorfológica característica denominada “pé-de-pássaro” (Figura 18), que é caracterizada por um canal alongado, frequentemente ladeado por diques marginais, em cuja extremidade ocorrem diversos canais distributários. Uma característica comum deste tipo de delta é a instabilidade dos canais e, conseqüentemente, suas frequentes avulsões, que ocorrem devido ao baixo gradiente da planície deltaica. Desta maneira, o rio muda seu curso dando origem a um novo canal e abandonando o curso anterior. A repetição dessa troca de canais constrói um padrão de lobos abandonados sobrepostos (Nichols, 2009).

Os depósitos de deltas dominados por rios (Figura 19) apresentam as fácies da planície deltaica bem desenvolvidas, consistindo-se de sedimentos de canal e de *overbank*, que apresentam essencialmente as mesmas características de um sistema fluvial similar. Os canais fluviais são construídos formando os “dedos” do “pé de pássaro”, sendo formada entre eles baías interdistributárias, relativamente abrigadas, que são locais de sedimentação subaquosa de grãos finos, cuja alimentação sedimentar provém de *crevasse splays*, resultando em sucessões de engrossamento granulométrico para o topo de pequena escala. Na frente dos canais, são formadas barras de desembocadura, que devido a ocorrência de pequena redistribuição por processos de onda e maré, apresentam corpos individuais relativamente pequenos. (Nichols, 2009).

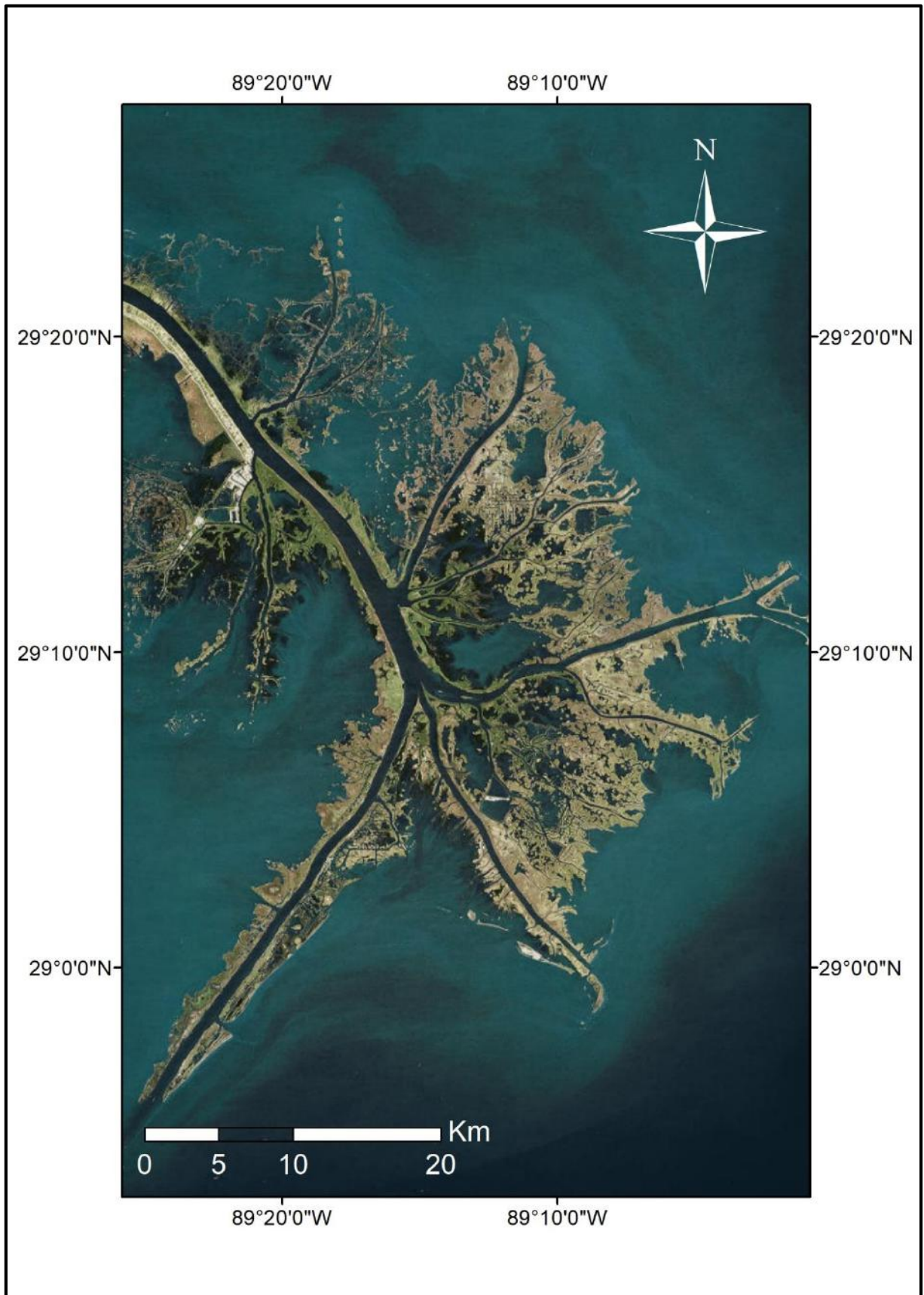


Figura 18 - Imagem de satélite do delta do rio Mississippi. É possível notar o padrão de “pé-de-pássaro” formado pelos canais.

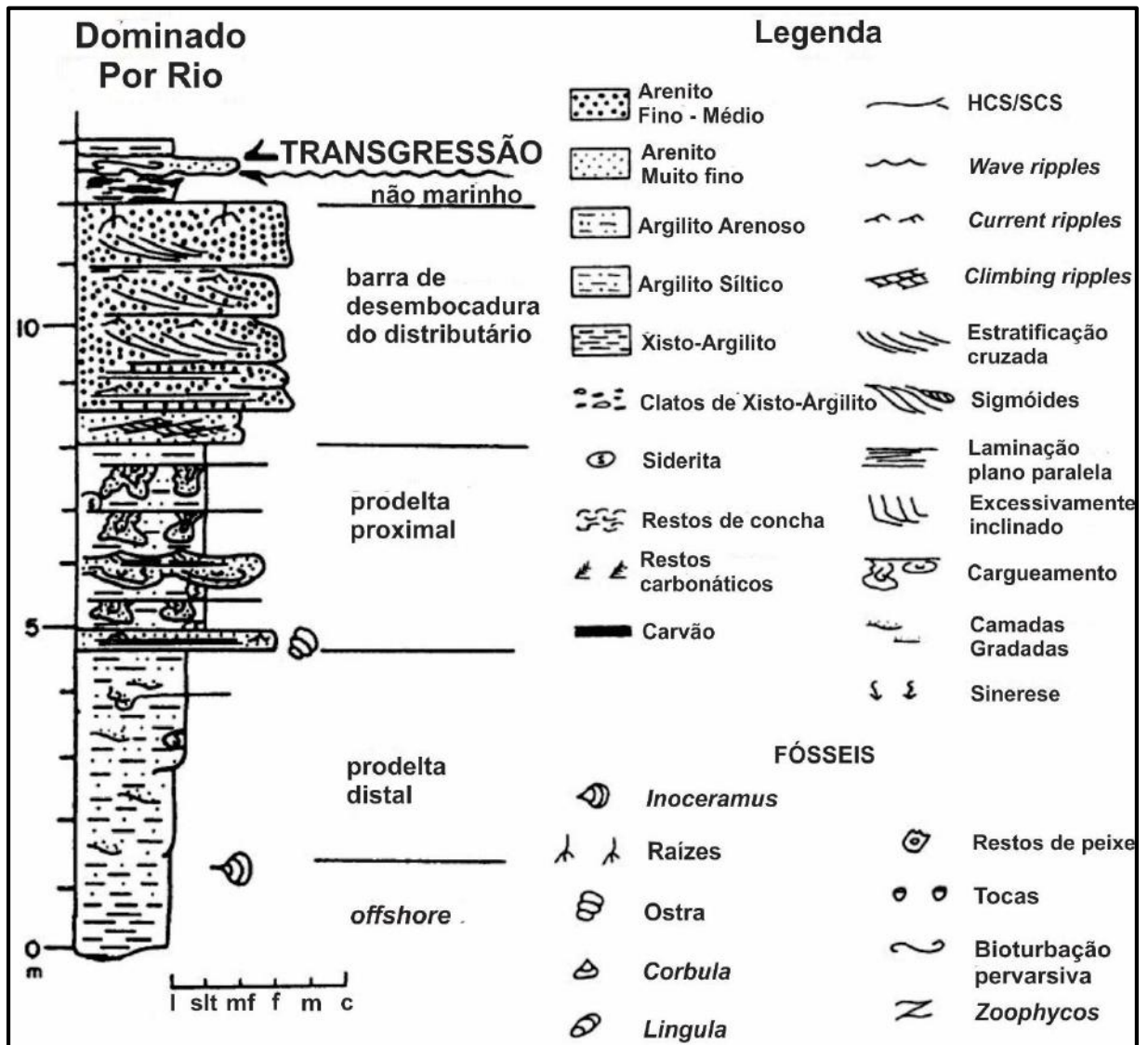


Figura 19 - Esquema simplificado de uma sucessão de frente deltaica de um delta dominado por rio (Bhattacharya, 2006).

6.1.2 Deltas dominados por maré

Deltas dominados por maré ocorrem em regiões capazes de gerar correntes de maré com competência para remobilizar a carga sedimentar disponível (Figura 20). Planícies deltaicas desse tipo de delta estão sujeitas a influências de maré com reversão de fluxo e/ou períodos de estagnação, quando o fluxo da maré se equilibra com a descarga fluvial. Em estratos, isso pode ser visto como inversão de paleocorrente indicada por estratificação cruzada e formação de *mud*

drapes. Áreas de *overbank* na planície deltaica podem ser parcialmente planícies de maré, e toda a planície deltaica é suscetível a inundações durante períodos de alta descarga fluvial aliada a alta maré. Correntes de maré retrabalham os sedimentos na desembocadura do rio em barras alongadas que são perpendiculares a linha de costa (Nichols, 2009).

Os depósitos de um delta dominado por marés podem ser distinguidos de outros deltas pela presença de estruturas sedimentares e associações de fácies que indicam a ação de processos de maré (como inversão de paleocorrente, *mud drapes* e etc.) e barras de desembocadura subaquosas alongadas paralelamente aos canais do rio. Embora seus processos deposicionais sejam similares a de estuários, deltas dominados por maré irão apresentar a feição de engrossamento granulométrico para o topo em suas sucessões, indicando seu caráter progradacional. Em contrapartida o estuário é uma sucessão retrogradacional ou transgressiva (Nichols, 2009).

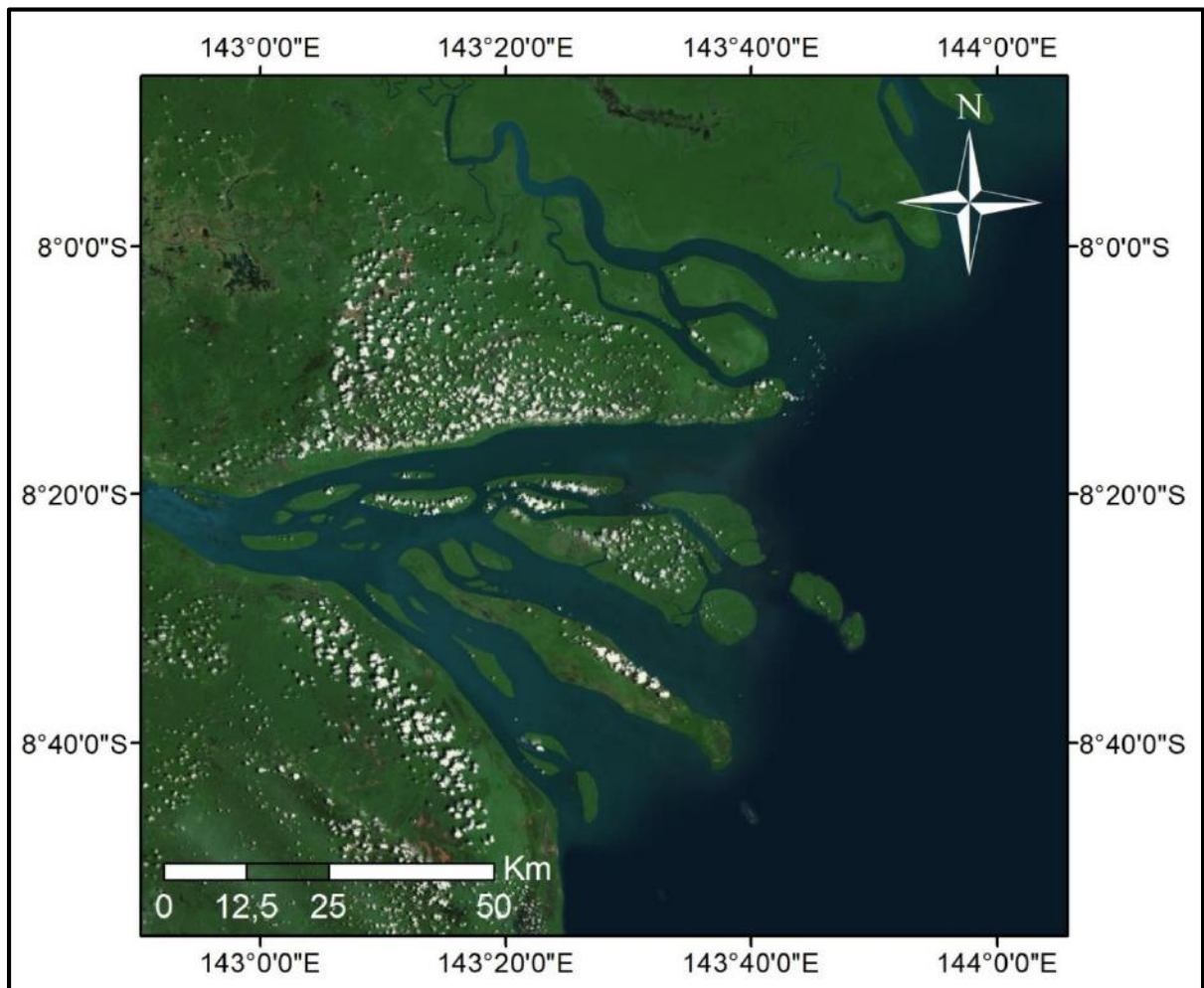


Figura 20 - Imagem de satélite do delta do Rio Fly, Papua-Nova Guiné. Observe o padrão das barras que acompanham a direção das correntes de maré;

6.1.3 Deltas dominados por ondas

Regiões que apresentam ventos suficientemente fortes para a formação de ondas capazes de retrabalhar e redistribuir sedimentos depositados em águas rasas podem originar deltas dominados por ondas. Nesses locais, a região da desembocadura e de suas barras são suscetíveis a ação de ondas, modificando os padrões que são observados em deltas dominados por rio (Figura 21) (Bhattacharya & Giosan, 2003). Nesse cenário de ação de ondas, a progradação do canal é limitada, uma vez que os *levees* subaquosos não se formam e a carga sedimentar é remobilizada pelas ondas tão rapidamente quanto é depositada. Qualquer obliquidade entre a

direção do vento e a frente deltaica causa a migração lateral do sedimento, uma vez que as ondas carregam o material sedimentar ao longo da costa construindo corpos sedimentares alongados paralelos à linha de costa.

Nesse tipo de ambiente, a progradação ocorre porque a ação de ondas não transporta todo o material para longe da região de desembocadura. A carga sedimentar trazida pelo rio e remobilizada pela ação de ondas, forma uma série de cordões arenosos paralelos à costa formando uma nova praia (Bhattacharya & Giosan, 2003).

Bhattacharya & Giosan (2003) dividiram esse tipo de delta em três categorias: assimétricos, simétricos e defletidos, com base num valor de assimetria (A) que é calculado como uma razão entre a taxa de transporte sedimentar da corrente de deriva litorânea na desembocadura do rio e a descarga média de água do rio (Figura 22):

- Segundo os autores, deltas assimétricos necessitam de uma região que possua uma forte corrente de deriva litorânea. O transporte sedimentar realizado pela deriva pode ser aumentado caso as ondas se aproximem da costa de maneira oblíqua vindas de uma direção ou quando ondas oblíquas vindas de uma direção são consideravelmente maiores do que ondas que se aproximam de outras direções. Além disso, é crucial que a descarga sedimentar do rio seja alta o suficiente ao longo da maior parte do ano para que possa exercer um efeito de molhe, retendo os sedimentos transportados pela deriva litorânea a barlar da desembocadura fluvial.
- Já em regiões onde a deriva litorânea é pequena, deltas assumem uma forma que varia de arqueada a cúspide, com linhas de costa retas ou ligeiramente curvadas. Nessas condições, os corpos de areia são mais ou menos igualmente distribuídos em ambos os lados da desembocadura.
- Os autores propuseram o termo “defletido” para casos em que a desembocadura corre de forma subparalela à costa durante a maior parte da evolução do delta. Essa deflexão

da desembocadura resulta da influência de uma corrente de deriva litorânea forte e praticamente unidirecional, muito superior à descarga do rio.

Depósitos de deltas dominados por ondas (Figura 23) apresentam barras de desembocadura bem desenvolvidas e com uma seleção melhor do que a observada em depósitos semelhantes de deltas dominados por rios, uma vez que ondas são um efetivo mecanismo para a seleção de tamanho de grãos (Nichols, 2009).

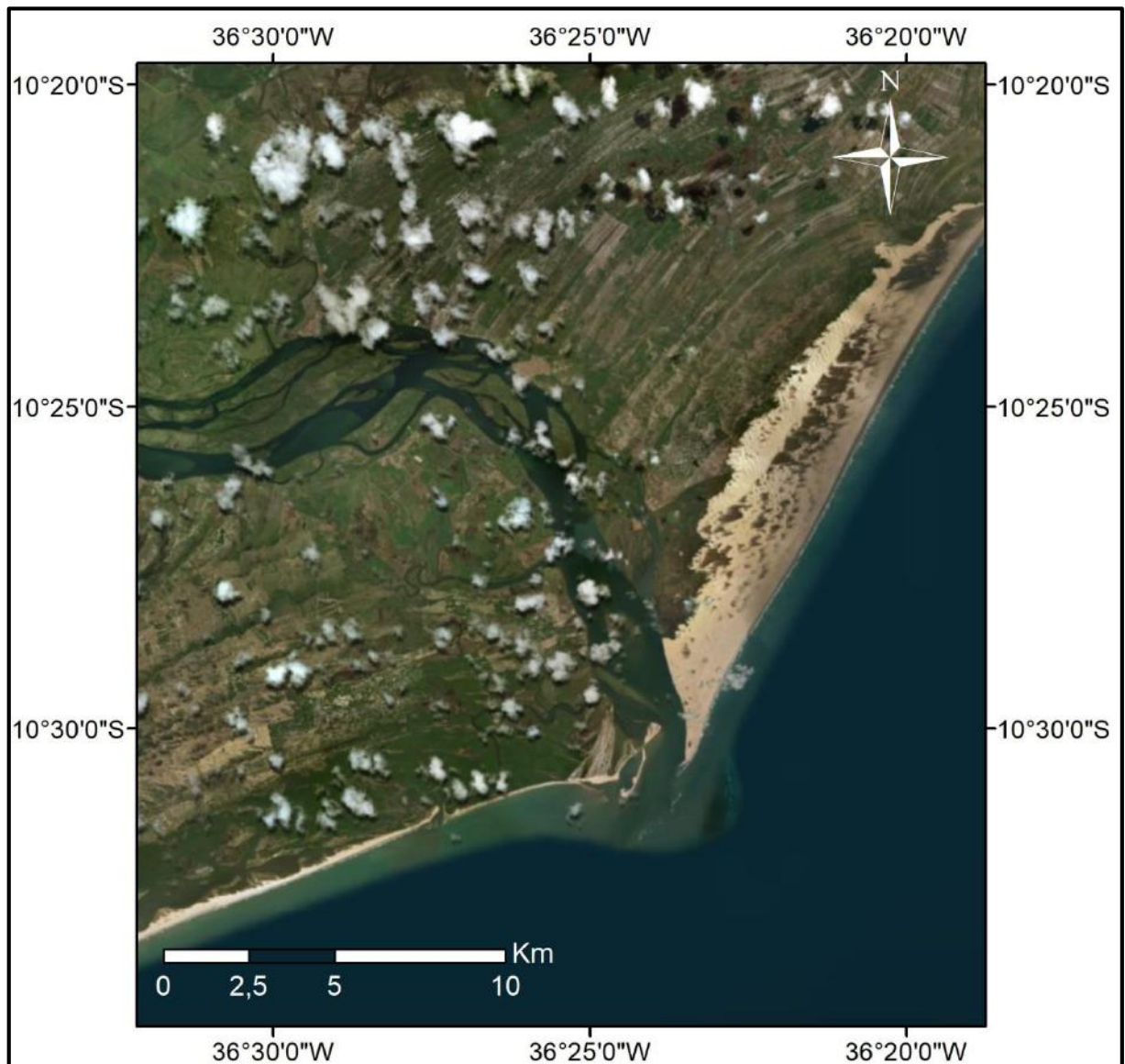


Figura 21 - Imagem de satélite do delta do Rio São Francisco. É possível observar a assimetria dos cordões arenosos entre as margens do rio. Esse efeito é causado pela ação de ondas na remobilização dos sedimentos.

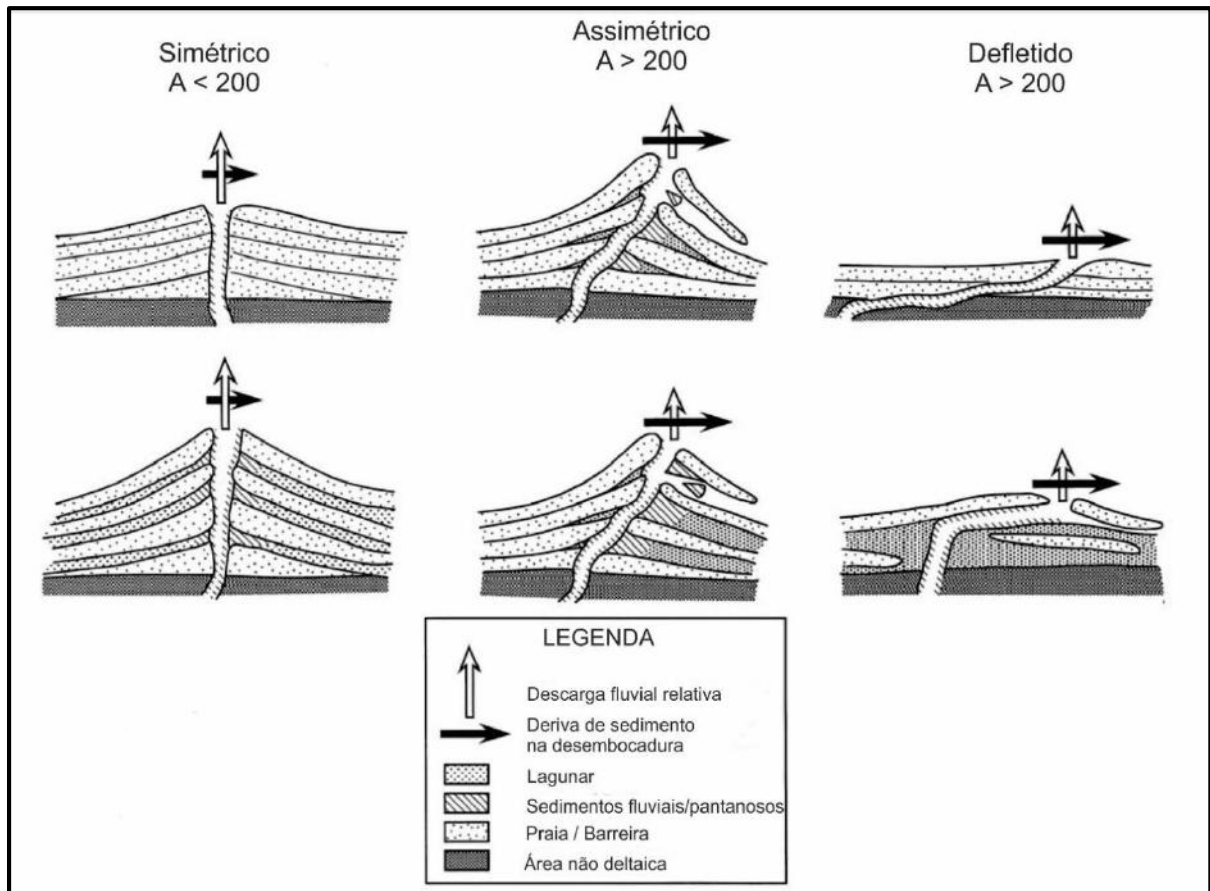


Figura 22 – Diagrama de processos para deltas dominados por ondas com valores generalizados de índice de assimetria (A). A linha superior inclui deltas preservando uma baixa proporção de lamias fluvialmente derivadas, enquanto que a linha inferior representa depósitos mais heterolíticos. A proporção de areia em relação a silte e lama em deltas influenciados por ondas pode ser afetada por fatores como o tamanho do sedimento ou frequência de enchentes, que pode ser traduzido em variações na morfologia (Bhattacharya & Giosan, 2003)

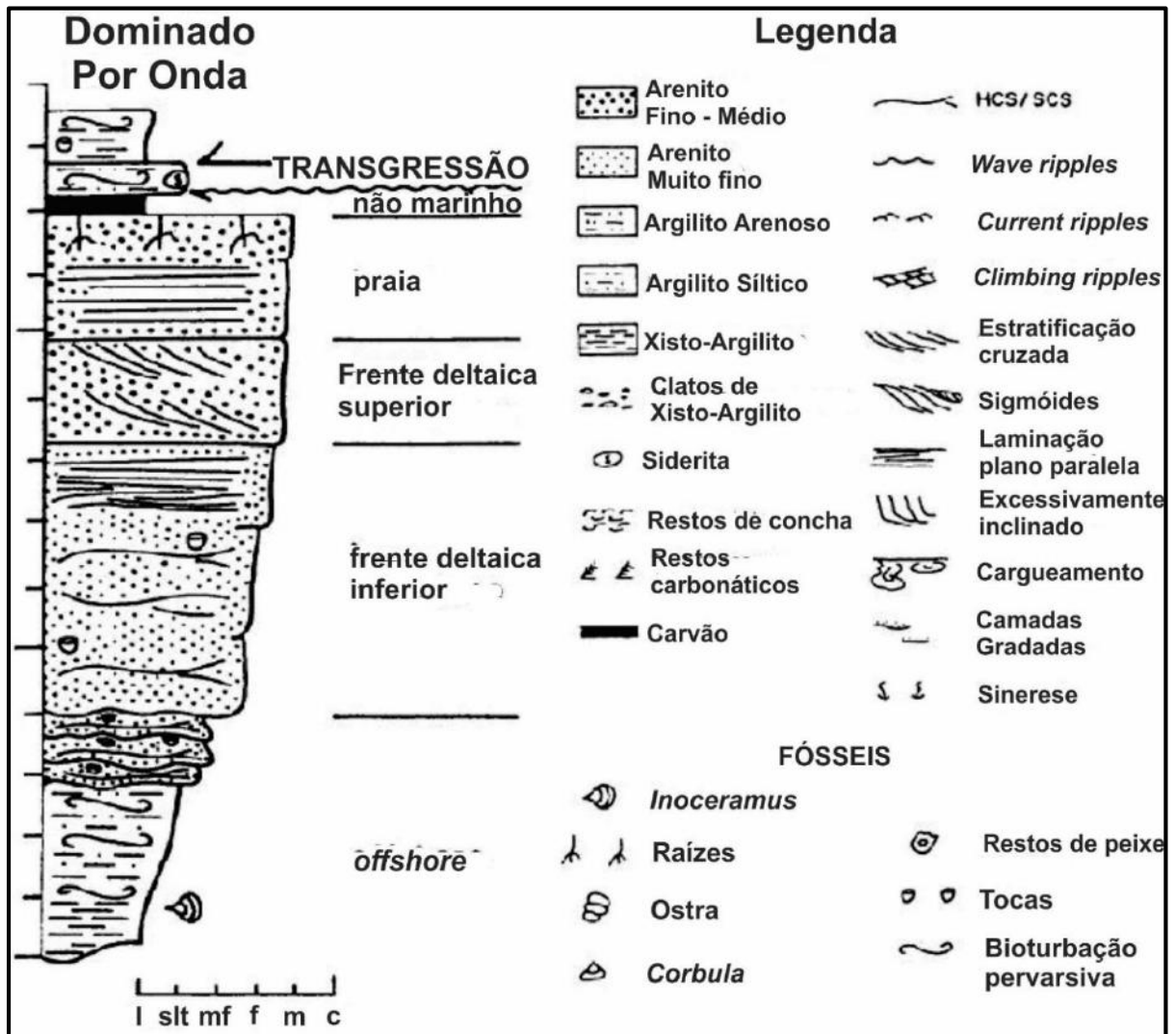


Figura 23 - Esquema simplificado da sucessão de uma frente deltaica de um delta dominado por ondas (Bhattacharya, 2006)

6.2 O delta do rio Paraíba do Sul

O delta do rio Paraíba do Sul, de idade holocênica (Martin *et al.* 1997), está inserido no complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, fazendo parte da evolução recente da porção emersa da Bacia de Campos. Seus depósitos são compostos basicamente por terraços arenosos (Figura 24) (Martin *et al.* 1997) que estão distribuídos próximo a atual desembocadura do rio Paraíba do Sul. Tais depósitos apresentam idades inferiores a 5.100 anos AP (Martin *et al.*, 1997) e ocorrem tanto a norte quanto a sul da foz do rio, sendo mais desenvolvidos na porção sul.

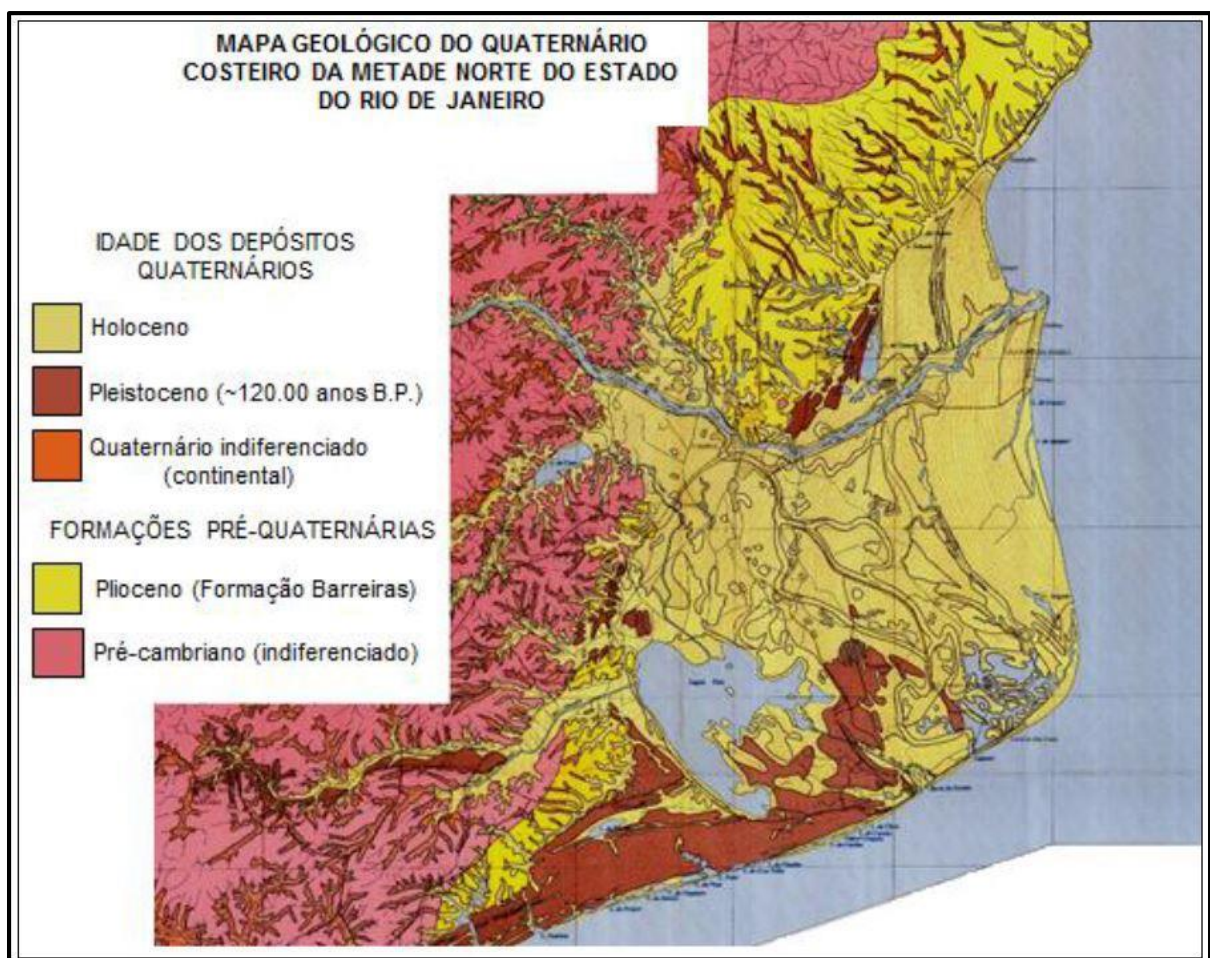


Figura 24 - Mapa do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul com seus depósitos individualizados de acordo com a idade (Martin *et al.*, 1997)

Bacoccoli (1971), utilizando como base o modelo de Fisher *et al* (1969) classificou o delta do rio Paraíba do Sul como um delta altamente destrutivo dominado por ondas. Posteriormente, trabalhos como os de Martin & Flexor (1987) e Dominguez (1990), passaram a questionar essa classificação, argumentando que certas características específicas da região, tais quais, a

influência das variações do nível do mar ocorridas ao longo do Holoceno (Figura 25), foram ignoradas. Tais variações teriam sido responsáveis pela remobilização de enormes quantidades de sedimentos da plataforma continental interna em períodos de queda do nível do mar (Martin *et al.* 1984B).

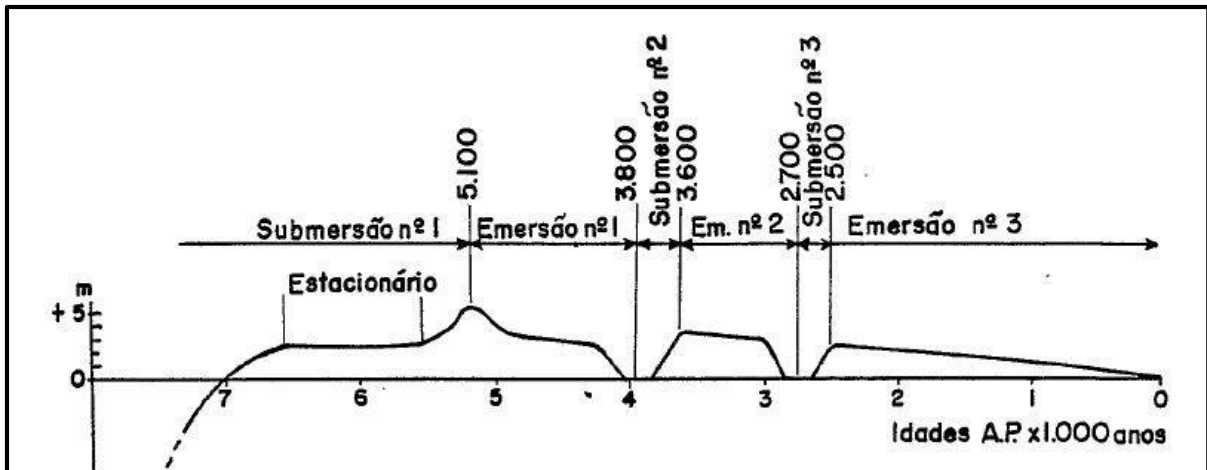


Figura 25 - Curva de variação do nível relativo do mar para os últimos 7.000 anos do litoral norte de Salvador, BA. Mesmo se tratando de uma outra região, Martin *et al.* (1993) destacam a semelhança entre esta curva, considerada a mais completa, e curvas construídas para outras regiões litorâneas, indicando somente variações menores ou maiores em determinadas áreas (Martin *et al.* 1987).

O modelo de Fisher *et al* (1969) utilizado por Bacoccoli (1971), atesta que deltas dominados por ondas são feições desenvolvidas na desembocadura de um rio em uma região costeira com um regime de ondas altamente destrutivo e dominante sobre o rio, com um padrão de incidência de ondas paralelo à costa. Entretanto, no caso do rio Paraíba do Sul, as ondas incidem de maneira oblíqua à linha de costa na região do delta (Martin *et al.* 1983). Essa particularidade é responsável por produzir uma corrente litorânea, com sentido de Sul para Norte, capaz de transportar e depositar sedimentos ao longo da linha de costa, sendo mais efetiva em períodos de baixa descarga fluvial (Martin *et al.* 1984A).

Outro ponto de contestação quanto a classificação do delta do rio Paraíba do Sul como dominado por ondas, diz respeito a sua nítida assimetria (Figura 26). Dominguez *et al.* (1983) caracterizaram a dinâmica na desembocadura do rio em períodos com diferentes taxas de

descarga fluvial. De acordo com os autores, em épocas de alta descarga sedimentar o próprio fluxo do rio bloqueia a passagem de sedimentos, atuando como uma barreira à carga sedimentar transportada pelas correntes de deriva litorânea. Esse efeito levaria a uma acumulação acentuada na porção sul do delta ao mesmo tempo que geraria uma escassez de sedimentos na porção norte, possivelmente causando erosão na região, que passaria a incorporar em grande parte material sedimentar mais grosso oriundo do rio. Esse fenômeno foi denominado “efeito molhe” por Dominguez *et al.* (1983) e explica a assimetria do delta do rio Paraíba do Sul, onde se pode notar um maior desenvolvimento da planície de cordões arenosos ao sul e uma planície de cordões reduzida ao norte (Figura 26).

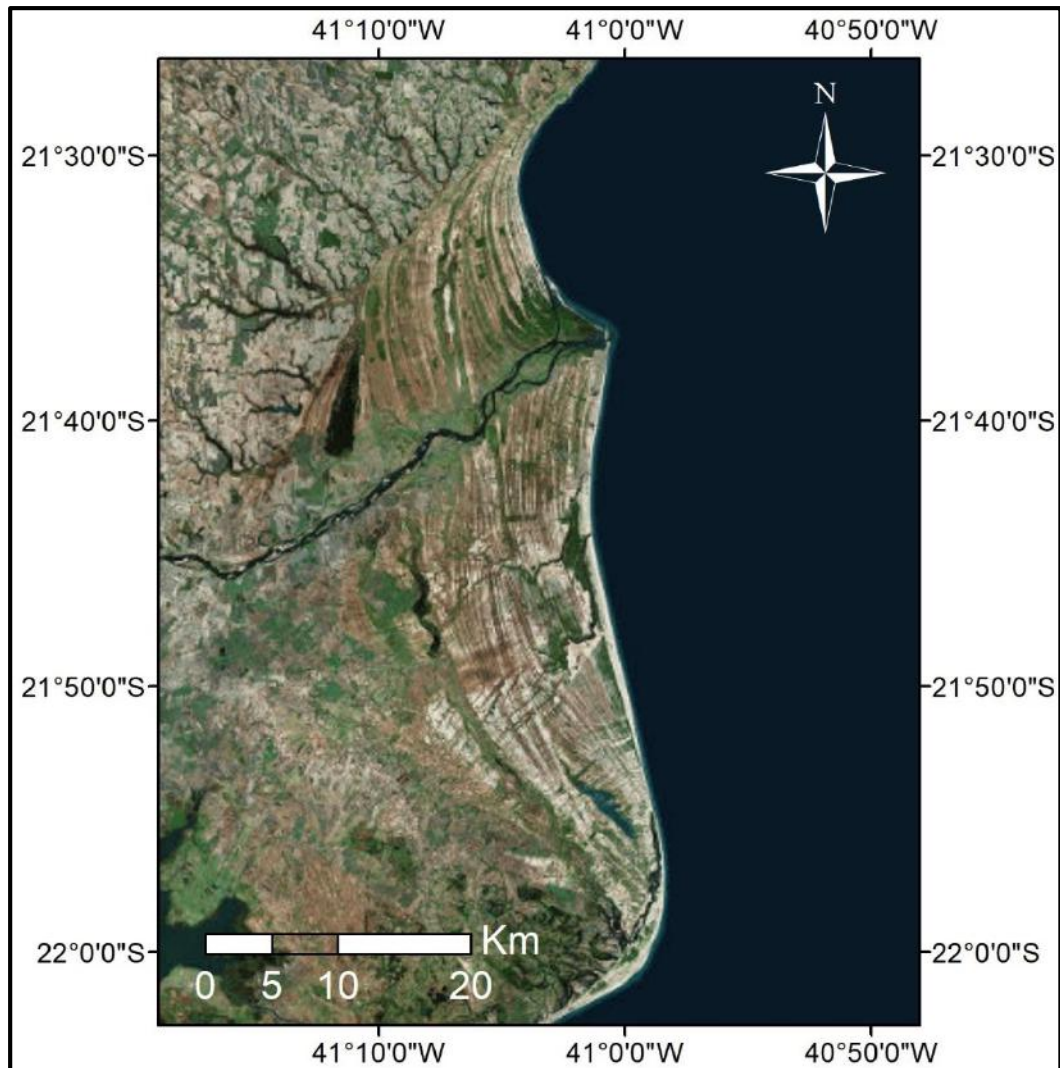


Figura 26 - Imagem de satélite do rio Paraíba do Sul. É evidente a assimetria entre a porção norte e a porção sul do delta

Martin *et al.* (1984A), com o intuito de estabelecer uma relação entre a efetividade dos processos fluviais e marinhos, analisaram o grau de arredondamento das areias ao norte e ao sul da desembocadura do rio Paraíba do Sul. Os resultados apontaram que as porções meridional e setentrional apresentam características distintas, sendo compostas por material predominantemente arredondado (no caso da porção meridional) e por material predominantemente anguloso (no caso da porção setentrional). Entretanto, também foi encontrado uma quantidade apreciável de material arredondado na porção norte, muito semelhante ao material encontrado na porção sul. Concluíram que o fornecimento de areias fluviais (material mais anguloso) está associado com períodos de cheia do rio, ao passo que o fornecimento de areias mais arredondadas, provenientes da plataforma interna adjacente e transportadas pela corrente de deriva litorânea, está associado com períodos de vazante do rio.

Silveira (2017), visando melhor compreender genética e estratigraficamente o delta do rio Paraíba do Sul, estudou as cristas de praia do delta do Rio Paraíba do Sul agrupando-as em unidades fotoestratigráficas e analisando os aspectos texturais (granulometria e morfoscopia) e mineralógicos, com ênfase nas assembleias de minerais pesados, dos sedimentos.

O autor conclui que os cordões arenosos do delta do rio Paraíba do Sul foram formados pela interação da ação do rio, de correntes de deriva litorânea e por variações do nível do mar, principalmente a transgressão marinha ocorrida em 5.100 anos AP. A partir da análise da suíte de minerais pesados, constatou que as fontes sedimentares mais relevantes são o rio Paraíba do Sul, uma fonte não identificada provavelmente a sul do Cabo de São Tomé e, em menor ordem, a Formação Barreiras.

Silveira (2017) constatou que a predominância de fontes e processos é diferenciada ao longo do delta. O denominado setor Norte, que corresponde à planície ao norte do rio Paraíba

do Sul, foi formado basicamente por sedimentos do próprio rio, transportados longitudinalmente à praia por correntes de deriva litorânea S-N. O denominado setor Sul 1, que corresponde à área adjacente à margem sul do rio Paraíba do Sul, tem sua construção relacionada a fonte principal no rio Paraíba do Sul, refletindo parcialmente o que foi observado no setor Norte, e sedimentação por correntes de deriva litorânea majoritariamente N-S. O setor denominado Sul 2, correspondente à região ao redor da lagoa Salgada, área de estudo do presente trabalho, apresenta características atribuídas a construção por transporte litorâneo S-N e composição e textura dos grãos relativos a uma fonte sedimentar principal independente do rio Paraíba do Sul, possivelmente ao sul do Cabo de São Tomé (Figura 27).

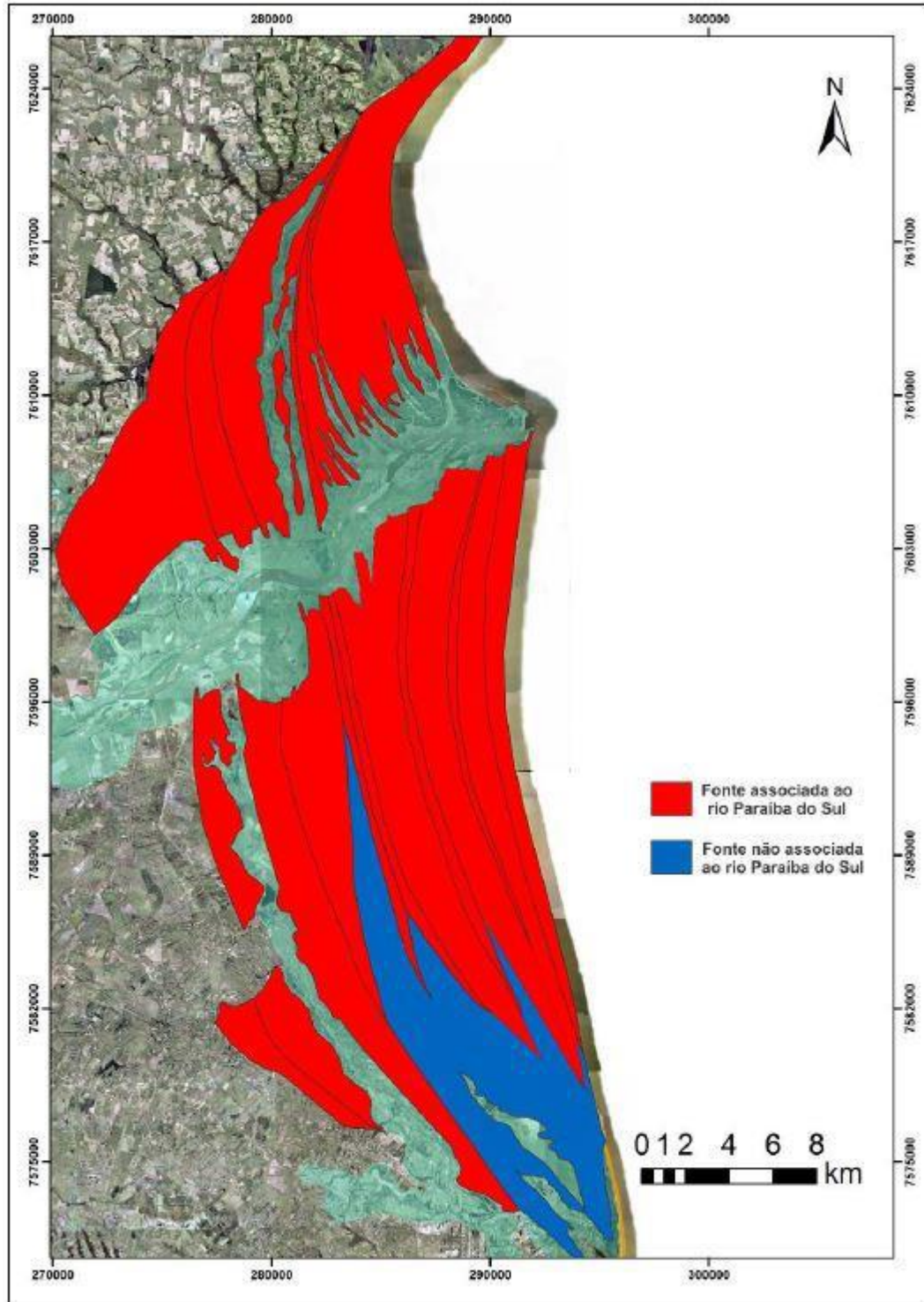


Figura 27 - Relação de fontes sedimentares identificadas em ambos os lados do delta do rio Paraíba do Sul (Silveira, 2017).

7. RESULTADOS

7.1 Descrição litológica

A partir da caracterização sedimentológica, na qual foram descritas as litologias, os aspectos texturais (granulometria, arredondamento dos grãos, seleção), as estruturas sedimentares, a argilosidade e a coloração, foi confeccionado um perfil estratigráfico na escala de 1:125. De modo complementar, os dados das 61 amostras coletadas para realização de análise granulométrica foram inseridos no *software* GRADISTAT, gerando um diagrama ternário de Folk (1954) onde são observadas a classificação textural das amostras analisadas do intervalo analisado (Figura 28).

Foram definidos cinco intervalos (A – E) relacionados a diferentes estágios de sedimentação. Ao longo do intervalo E (Figuras 28 e 29), de 30,00 a 19,60 metros, são encontrados arenitos friáveis e areia (material inconsolidados), com grãos subangulosos, mal a muito mal selecionados, sem estrutura aparente, ocorrendo abaixo de um depósito espesso (1,25 m) de lamito de coloração acinzentada. Tal lamito apresenta manchas amareladas, indicativas da atuação de processos de oxidação, cujo conteúdo de areia aumenta em direção ao topo. Esse lamito está sobreposto por depósitos de arenitos argilosos, mal a muito selecionados e angulosos, frequentemente apresentando clastos/lentes de argila.

O intervalo D (Figuras 28 e 29), que ocorre entre 19,60 e 10,80 metros, é caracterizado pela presença de arenitos friáveis e areia (material inconsolidados), e lamitos arenosos, todos apresentando bioclastos fragmentados (com tamanho variando entre seixo e areia fina) em proporções variáveis. A presença de bioclastos fragmentados caracteriza os arenitos como híbridos. Entre 19,60 e 17,65 m os arenitos são subarredondados, moderadamente selecionados, com uma maior proporção de quartzo (60 – 70%) em relação a muscovita e biotita. Sobreposto a esses arenitos são encontrados depósitos de lamitos levemente arenosos, totalizando uma

espessura de 1,45 m (ocorrendo entre 17,65 a 16,20 m). Na parte final do intervalo D (16,20 a 10,60 m), os arenitos são moderadamente a mal selecionados, subangulosos a angulosos, formando ciclos de engrossamento granulométrico para o topo (*coarsening upward*).

No intervalo C, que vai de 10,60 a 6,20 m (Figuras 28 e 29), ocorrem arenitos friáveis ou como areia inconsolidada, subangulosos a angulosos, moderadamente a mal selecionados, sem estrutura aparente e apresentando, além de fragmentos de bioclastos, bioclastos inteiros em proporções variadas (em maior quantidade do que é observado ao longo do intervalo D).

O intervalo B ocorre entre 6,20 a 3,60 m (Figuras 28 e 29), sendo caracterizado por arenitos friáveis e areia inconsolidada, compostos essencialmente por quartzo, com grãos subangulosos, moderadamente a mal selecionados, sem estrutura aparente e apresentando bioclastos fragmentados em proporções diversas.

O intervalo A (Figuras 28 e 29), identificado entre 3,60 a 0,50 m, é caracterizado por arenitos friáveis ou como areia inconsolidada; São encontrados bioclastos fragmentados e inteiros em proporções diversas, muito semelhante ao que é observado no intervalo C.

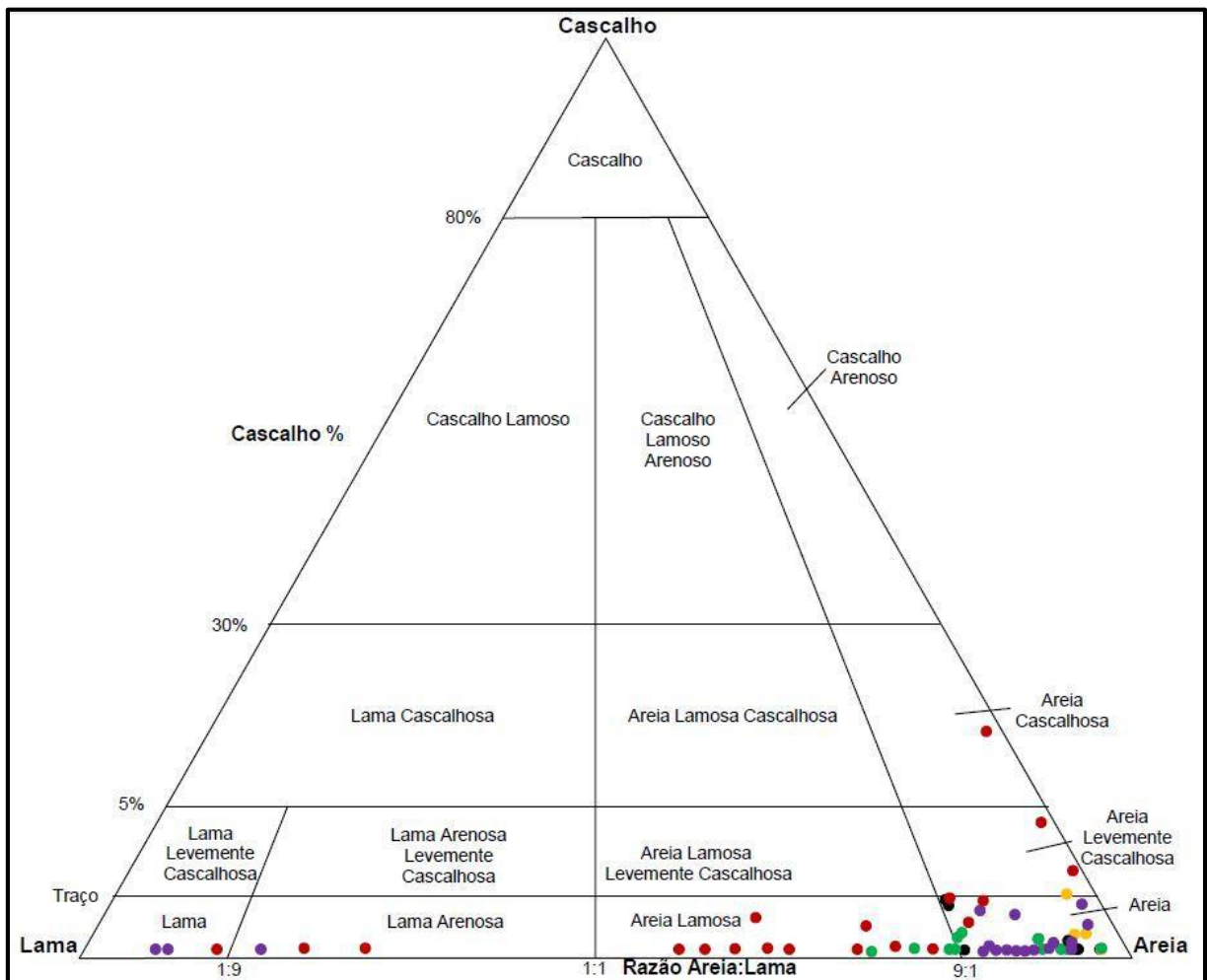


Figura 28 - Diagrama de Folk com as proporções de Areia - Lama - Cascalho para os primeiros 30 m do testemunho do poço 2-LS-1-RJ. Chama-se a atenção para a distribuição do intervalo E e D (vermelho e roxo respectivamente) e a alta proporção de areia nos intervalos B e A (preto e laranja respectivamente). O intervalo C (em verde) apresenta algumas de suas amostras com maior conteúdo de lama.

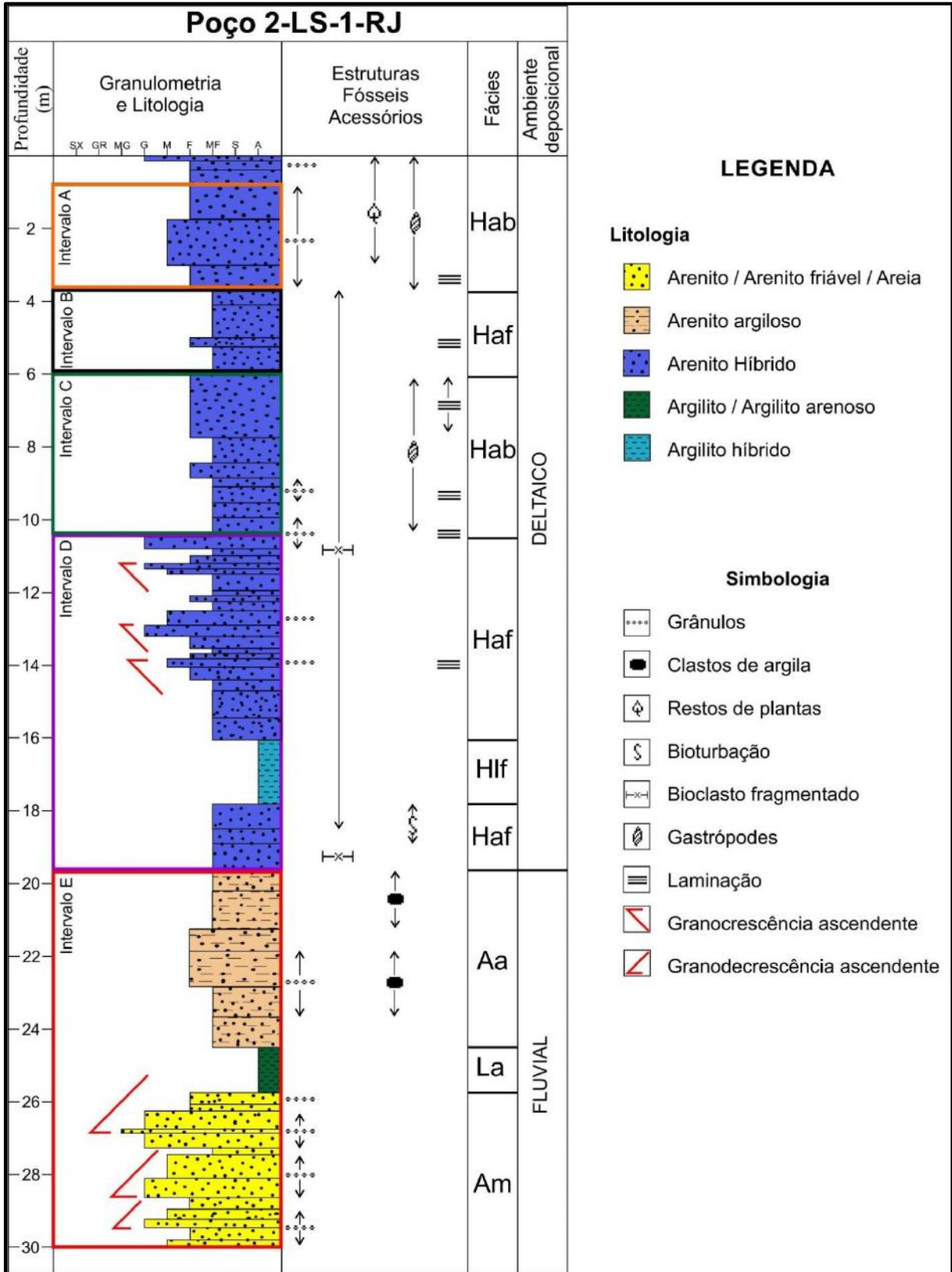


Figura 29 - Perfil litológico esquemático do testemunho do poço 2-LS-1-RJ onde pode ser observado o aspecto geral das rochas descritas e os cinco intervalos associados a diferentes estágios de sedimentação: intervalo A (0,50-3,80 m) destacado em laranja, intervalo B (3,80-6,00 m) destacado em preto, intervalo C (6,00-10,60 m) destacado em verde, intervalo D (10,60-19,60 m) destacado em roxo e intervalo E (19,60-30 m) destacado em vermelho.

7.2 Análise faciológica

Foram identificadas um total de seis fácies, sendo duas areníticas, três híbridas e uma lutítica. As fácies foram identificadas por um código alfanumérico semelhante ao exemplificado por Miall (1985), em que a primeira letra corresponde a litologia e, as demais, a estruturas e outras características diagnósticas.

Propôs-se um quadro síntese de fácies (Quadro 3) onde cada uma das quatro fácies identificadas foram sumarizadas e indicadas o seu processo gerador mais provável. Além do quadro síntese, cada uma das fácies foi descrita, discutida / contextualizada e fotografada.

Quadro 3 - Quadro de Fácies da porção superior (0-30m) do poço 2-LS-1-RJ

	DESIGNAÇÃO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
FÁCIES ARENÍTICAS	Am	Arenito / Arenito friável maciço	Resulta de fluxo trativo subaquoso com modificação pós-deposicional
	Aa	Arenito argiloso maciço	Resulta de fluxo trativo subaquoso de baixa energia com reelaboração biogênica
FÁCIES HÍBRIDAS	Hab	Arenito friável / Areia híbrido(a) com bioclasto inteiro	Resulta de fluxo trativo subaquoso com agregação de material carbonático
	Haf	Arenito friável / Areia híbrido(a) com bioclasto fragmentado	Resulta de fluxo trativo subaquoso com agregação de material carbonático
	Hlf	Lamito híbrido com bioclasto fragmentado	Resulta de processo decantativo com posterior agregação de material carbonático
FÁCIES LUTÍICAS	La	Lamito / Lamito arenoso	Resulta, predominantemente, de processo decantativo em meio subaquoso com modificação pós-deposicional

7.2.1 FÁCIES ARENÍTICAS

7.2.1.1 Fácies Am

Diagnose: Arenito / Arenito friável maciço

Descrição: Trata-se de arenitos, normalmente friáveis e, mais raramente, areia (material inconsolidado), cuja granulometria varia entre areia muito grossa superior e areia fina superior. Os depósitos são constituídos essencialmente por grãos angulosos, variam de muito mal a mal selecionados, são quartzosos e apresentam biotita e muscovita como minerais acessórios. A argilosidade foi quantificada entre 1 e 20%. Normalmente apresentam grânulos de quartzo, raramente de feldspato. Apresentam-se maciços ou sem estrutura aparente, com coloração cinza claro (*Very Light Gray* N° 8), parcial ou completamente obliterada por manchas amareladas e/ou alaranjadas (*Dusky Yellow* 5Y 6/4, *Dark Yellowish Orange* 10YR 6/6) (Figura 30).

Interpretação: Resulta de fluxo trativo subaquoso com modificação pós-deposicional

Discussão: A fácies Am ocorre de 25,75 a 30,00 m, em camadas de até 50 cm, estando sotoposta pelo lamito da fácies La. São identificados de afinamento granulométrico para o topo (Figura 29), onde é possível notar que os arenitos dos topos dos ciclos, os mais finos, são os mais argilosos, indicando uma diminuição da energia do fluxo trativo, capaz de permitir a decantação de lama nessas camadas. Sugere-se que processos pós-deposicionais tenham causada uma homogeneização entre as areias e lamas depositadas. A baixa maturidade composicional e textural (grãos angulosos e depósitos mal selecionados), indicam que os sedimentos foram pouco retrabalhados e foram depositados próximos à área fonte. Dada essas características, ela foi relacionada a deposição continental, mais especificamente com um ambiente fluvial. O alto grau de alteração, na forma de forte oxidação do material observado, fornece uma explicação para a ausência das típicas estruturas sedimentares associadas a ambientes fluviais. É provável que após a deposição tenha se seguido um período de exposição

subaérea com a ocorrência processos pedogenéticos incipientes, com a oxidação sendo o mais atuante. Sugere-se que a formação dessa fácies esteja relacionada a um canal distributário meandrante do Paraíba do Sul, que teria se desenvolvido em direção ao Sul, que hoje é o Cabo



Figura 30 - Fácies Am. Arenito grosso inferior, de composição quartzo-feldspática, apresentando grânulo de feldspato. Características observadas em 27,20m.

de São Tomé.

7.2.1.2 Fácies Aa

Diagnose: Arenito argiloso maciço

Descrição: Arenitos argilosos, por vezes friáveis, com granulometria variando entre areia fina inferior e areia muito fina inferior, compostos essencialmente por quartzo e feldspato, com muscovita e biotita como minerais acessórios. Raramente apresentam grânulos de quartzo e/ou feldspato, os grãos são predominantemente subangulosos e os depósitos mal selecionados. Apresentam elevada argilosidade, variando entre 35% e 45%, e frequentemente exibem clastos / lentes de argila. Apresentam-se maciços ou sem estrutura aparente, manchas de oxidação amareladas (*Yellowish Gray 5Y 7/2*) são frequentes (Figura 31).

Interpretação: Resulta de fluxo trativo subaquoso de baixa energia com reelaboração biogênica.

Discussão: A fácies Aa encontra-se exclusivamente entre as profundidades 24,20 e 19,80 m. A ocorrência de apenas areia muito fina / fina, somado com a presença de lentes / clastos de argila, indicam um ambiente de baixa energia. A baixa maturidade composicional e textural (grãos subangulosos e depósitos mal selecionados) indicam pouco retrabalhamento e proximidade com a área fonte. Sugere-se que a deposição dessa fácies esteja relacionada a reativação de um canal, porém com fluxos de baixa energia, de tal maneira a permitir a deposição de areias finas e lamas. Esses depósitos podem ter sido reelaborados por ação biogênica, causando uma homogeneização entre areais e lamas e obliterando estruturas associadas a fluxo trativo. É provável que modificações pós-deposicionais como processos pedogenéticos incipientes, sejam responsáveis pela ausência de estruturas de reelaboração biogênica.



Figura 31 – Fácies Aa. Arenito fino inferior, composto por quartzo, feldspato, muscovita e biotita, apresentando grânulos de quartzo, com grãos subangulosos, mal selecionados e manchas de oxidação. Características observadas em 22,50 metros.

7.2.2 FÁCIES HÍBRIDAS

7.2.2.1 Fácies Hab

Diagnose: Arenito friável / Areia híbrido(a) com bioclastos inteiros

Descrição: Trata-se de arenitos híbridos friáveis e areias híbridas, cuja granulometria varia desde areia média inferior até areia muito fina superior. Apresenta composição essencialmente quartzosa, com muscovita e biotita podendo estar presentes como minerais acessórios. Os grãos variam entre subangulosos a subarredondados, os depósitos são de moderados a mal selecionados, apresentando laminações incipientes. Os constituintes carbonáticos, que ocorrem misturados aos sedimentos siliciclásticos em proporções variáveis (em geral entre 15 e 20%), são essencialmente bioclastos. Destaca-se os gastrópodes do gênero *Heleobia Australis*, que ocorrem inteiros e bem preservados. Os demais bioclastos (possivelmente conchas de bivalves), ocorrem fragmentados, com tamanho variando entre grânulo e areia fina. São encontrados detritos vegetais entre 0,50 e 3,00 m. Os depósitos apresentam argilosidade variando entre 5 e 20% e cores primárias acinzentadas (*Light Gray* N° 7, *Very Light Gray* N° 8) (Figura 32).

Interpretação: Resulta de fluxo trativo subaquoso com agregação de material carbonático

Discussão: A fácies Hab ocorre ao longo de dois intervalos (de 0,50 a 3,80 m e de 6,00 a 10,60 m). Os detritos vegetais identificados são recentes. A presença de bioclastos inteiros em ambos os intervalos, associado com as características granulométricas, composicionais, texturais e estruturais, permite afirmar que ambos os intervalos estão relacionados a sedimentação marinho-marginal, mais especificamente a um ambiente lagunar. Além disso, os bioclastos inteiros no testemunho foram identificados como gastrópodes do gênero *Heleobia Australis*, típicos de ambientes estuarinos (Neves *et al*, 2010) e muito semelhantes aos que são

encontrados hoje em dia na Lagoa Salgada. A presença de bioclastos fragmentados pode estar associada a não preservação ao longo da evolução da fácies ou remobilizadas de seu local de origem e depositadas junto às areias. Devido ao baixo grau de consolidação do material, as estruturas são difíceis de serem observadas. As duas ocorrências da fácies Hab encontram-se sobrepostas aos cordões litorâneos da fácies Haf, sendo a primeira ocorrência sobre cordões progradantes e a segunda sobre cordões litorâneos que ocorrem entre as lagunas. De tal maneira, é provável que uma subida do nível do mar, tenha afogado os cordões progradantes, dando lugar a uma sedimentação lagunar, isolada por cordões litorâneos, com formação de uma nova laguna em seguida.



Figura 32 – Fácies Hab. Areia híbrida, subangulosa, essencialmente quartzosa, apresentando grânulos de quartzo, coloração acinzentada e argilidade de cerca de 2%. Os gastrópodes inteiros típicos dessa fácies ocorrem em proporções diversas (15 a 20%). Características observadas em 1,45 m.

7.2.2.2 Fácies Haf

Diagnose: Arenito friável / Areia híbrido(a) com bioclastos fragmentados

Descrição: Arenitos híbridos friáveis e areias híbridas, com granulometria variando entre areia média superior a areia muito fina superior. Sua composição é de quartzo, com muscovita e biotita presentes como minerais acessórios, essencialmente quartzosa. Os grãos são predominantemente subangulosos, podendo ocorrer grãos subarredondados os depósitos são moderadamente a mal selecionados. Foram identificadas laminações incipientes marcadas por mudança de cor e/ou granulometria, além de uma ocorrência pontual de bioturbação. Os constituintes carbonáticos ocorrem misturados aos sedimentos siliciclásticos em proporções que variam 5 a 10%, sendo essencialmente bioclastos (possivelmente conchas de bivalves) e com tamanho variando entre areia muito grossa e areia muito fina. Sua argilosidade varia entre 3 e 10%. Tem como cores primárias o acinzentado (*Light Gray* Nº 7) e o amarelado (*Yellowish Gray* 5Y 7/2) (Figura 33).

Interpretação: Resulta de fluxo trativo subaquoso com agregação de material carbonático

Discussão: A fácies Haf ocorre em três intervalos estando associada a subambientes distintos. No intervalo de 17,80 a 19,60 m (Figura 29) é encontrada moderadamente selecionada, com granulometria areia muito fina superior composta por uma maior quantidade de quartzo (em torno de 60-70%) em relação a muscovita e biotita, com grãos subarredondados, presença de bioturbações e bioclastos fragmentados. Com base em suas características e estando sobreposta à fácies Aa e sotoposta à fácies Hlf, a fácies foi interpretada como parte de um ambiente praiial, formado a partir de uma lenta elevação do nível do mar, o que permitiria o desenvolvimento deste ambiente e sua preservação no registro geológico. No intervalo entre 10,60 e 16,10 a fácies apresenta areias e arenitos friáveis formando ciclos de engrossamento

granulométrico para o topo (*coarsening upward*) que, com base em sua associação basal com os lamitos da fácies Hlf, permite associar esse intervalo a um cordão arenoso em processo de progradação. Por fim, no intervalo entre 3,80 e 6,00 m, os arenitos friáveis e areias identificados, por estarem sobrepostos e sotopostos a fácies Hab, estariam associados a um cordão arenoso que teria isolado a laguna cujos depósitos estão entre 6,00 e 10,60 m. Em todos os intervalos são encontrados bioclastos fragmentados que, muito provavelmente, foram remobilizados do seu local de origem, retrabalhados e depositados junto com os sedimentos.

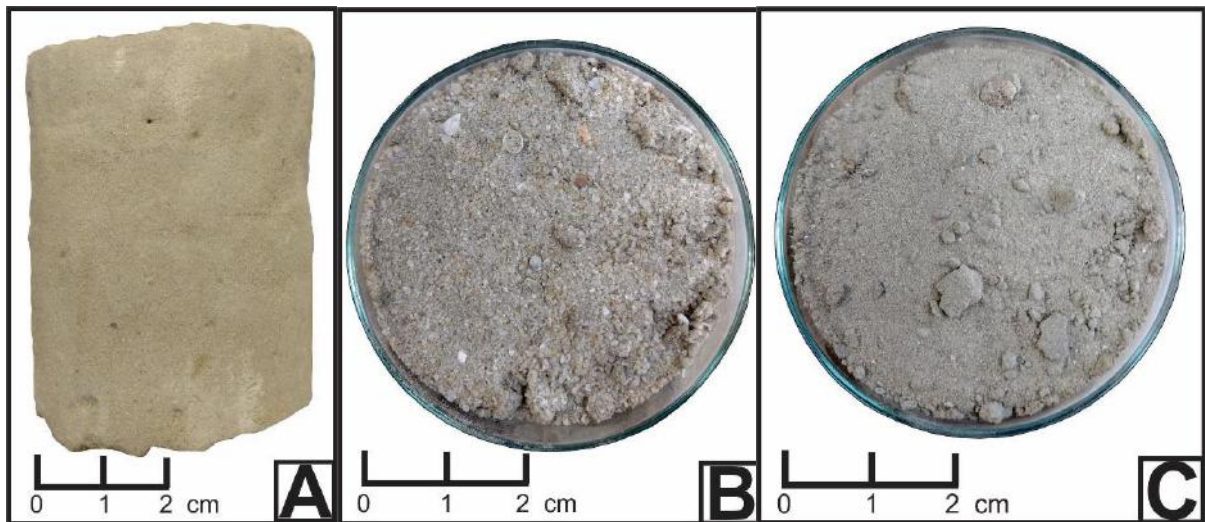


Figura 33 – Fácies Haf. (A) Arenito híbrido apresentando entre 60-70% de quartzo em relação a muscovita e biotita, com grãos subarredondados e apresentando bioturbação. Características observadas em 18,75 metros. (B) Areia híbrida, com granulometria média superior, grãos subangulosos e mal selecionados. Características observadas em 12,95 metros. (C) Arenito friável com granulometria areia fina inferior, de composição essencialmente quartzosa, apresentando bioclastos fragmentados. Características observadas em 5,20 metros.

7.2.2.3 Fácies Hlf

Diagnose: Lamito híbrido com bioclastos fragmentados

Descrição: Lamito híbrido com argilosidade quantificada entre 88 e 96%. A areia possui granulometria areia muito fina superior a inferior, com composição de quartzo, muscovita e biotita, grãos subarredondados a subangulosos e moderadamente selecionados. Foram

identificados bioclastos fragmentados com tamanho variando de areia grossa a areia média com proporções estimadas em torno de 1 a 5%. Os argilitos apresentam coloração acinzentada (*Very Light Gray* N° 8) (Figura 34).

Interpretação: Resulta de processo decantativo com agregação de material carbonático

Discussão: A fácies Hlf ocorre entre as profundidades de 16,20 e 17,65 m (Figura 29), estando sobreposta e sotoposta a fácies Haf. De tal maneira, sugere-se que a fácies Hlf tenha sido formada com a subida do nível do mar e decantação de lamas relacionadas ao ponto máximo dessa elevação. Com a estabilização do nível de base, os sistemas costeiros teriam começado o processo de progradação, nesse momento ocorrendo a decantação de lamas associadas ao prodelta. Sendo assim, sugere-se que a fácies Hlf seja uma amálgama dessas duas lamas. Entretanto, com os dados disponíveis não é possível delimitar o ponto de separação entre elas. Nesse cenário de subida e estabilização do nível do mar, é possível supor que os bioclastos fragmentados encontrados na fácies tenham sido remobilizados pela deriva litorânea de sua origem até serem depositados junto à lama.



Figura 34 – Lamito levemente arenoso, com argilosidade de 88%, de coloração acinzentada e apresentando bioclastos fragmentados. Características observadas em 17,00 metros.

7.2.3 FÁCIES LUTÍTICAS

7.2.3.1 Fácies La

Diagnose: Lamito / Lamito arenoso

Descrição: Lamito, por vezes arenoso, com argilosidade variando de 76% a 92%. A areia, apresenta-se composta por quartzo, com biotita e muscovita ocorrendo como minerais acessórios. Apresenta grãos subangulosos, moderados a bem selecionados, variando entre areia muito fina superior e inferior. O lamito apresenta-se maciços ou sem estrutura aparente. Sua coloração é predominantemente acinzentada (*Medium Light Gray* N° 6), entretanto são observadas manchas amareladas (Figura 35).

Interpretação: Resulta, predominantemente, de processo decantativo em meio subaquoso com modificação pós-deposicional.

Discussão: A fácies La ocorre ao longo do intervalo 24,50 a 25,75 m (Figura 29). Sua relação inferior com a fácies Am e superior com a fácies Aa, associadas as suas características, sugerem que tal fácies fora depositada em ambiente continental, mais especificamente, relaciona-se a um ambiente fluvial. Considerando que o conteúdo de areia aumenta em direção ao topo, sugere-se que ocorreu um aumento de energia ao longo do tempo, com competência para o transporte de areia muito fina. É provável que após a deposição da fácies Am, algum evento tenha interrompido a energia do fluxo aquoso que passava pelo local, permitindo a decantação de lamas. Sugere-se que as estruturas típicas de um fluxo trativo tenham sido obliteradas pela atuação incipiente de processos pedogenéticos.



Figura 35 – Fácies La. Argilito arenoso com argilosidade de cerca de 90% apresentando manchas de oxidação. Características observadas em torno de 25,60 m.

7.3 Datação

De forma a correlacionar a evolução dos primeiros 30m do testemunho com estudos presentes na literatura e assim permitir uma compreensão mais ampla dos eventos envolvidos foram selecionadas três amostras para datação por radiocarbono (^{14}C). Os resultados calibrados encontram-se no quadro abaixo (Quadro 4 e Figura 36):

Quadro 4 - Dados obtidos com a datação por radiocarbono (^{14}C)

Profundidade da amostra	Material datado	Idade
7,30 m	Concha	3.070 ± 95 AP cal
12,40 m	Concha	7.292 ± 63 AP cal
17,55 m	Sedimento carbonático	4.717 ± 98 AP cal

A idade de 7.355 ± 30 AP cal, encontrada em 12,40 m desvia completamente das outras idades obtidas. Com vista que a datação foi realizada numa concha, é possível sugerir que esse material mais antigo foi remobilizado e depositado junto dos sedimentos.

É importante salientar que, como a datação realizada em 17,55 m foi feita num sedimento carbonático, ela torna-se mais confiável, uma vez que há uma menor chance desse sedimento ter sido transportado.

7.4 Superfícies estratigráficas

Com base na descrição faciológica da porção superior (0 m – 30 m) do testemunho de sondagem do poço 2-LS-1-RJ foram identificadas superfícies estratigráficas associadas com a evolução paleoambiental do intervalo.

Foram identificadas apenas duas superfícies estratigráficas ao longo dos 30 m que compõe o intervalo de estudo (Figura 36). A primeira superfície foi identificada como Superfície Transgressiva 1 (ST1) em 19,60 m, entre as fácies Aa e Haf. ST 1 ocorre acima de

uma fácies fluvial e abaixo de uma fácies praial. Considerando o ambiente de ambas as fácies e, tendo em vista a idade de 4.815 ± 30 anos AP cal, sugere-se que esta superfície estaria relacionada ao evento transgressivo de máximo em 5.100 anos AP, que teria afogado os sedimentos fluviais e dado lugar a uma sedimentação costeira. Já a segunda superfície foi identificada como Superfície Transgressiva 2 (ST2), em 10,60 m, entre a fácies Haf e a fácies Hab. ST 2 ocorre acima de uma fácies relacionada a um cordão arenoso progradante e abaixo de uma fácies relacionada a um ambiente lagunar. Aliado à idade de 3.165 ± 30 anos AP cal, sugere-se que essa superfície estaria relacionada ao evento transgressivo de máximo em 3.600 anos AP, responsável pelo afogamento dos cordões progradantes e dando lugar a uma sedimentação lagunar.

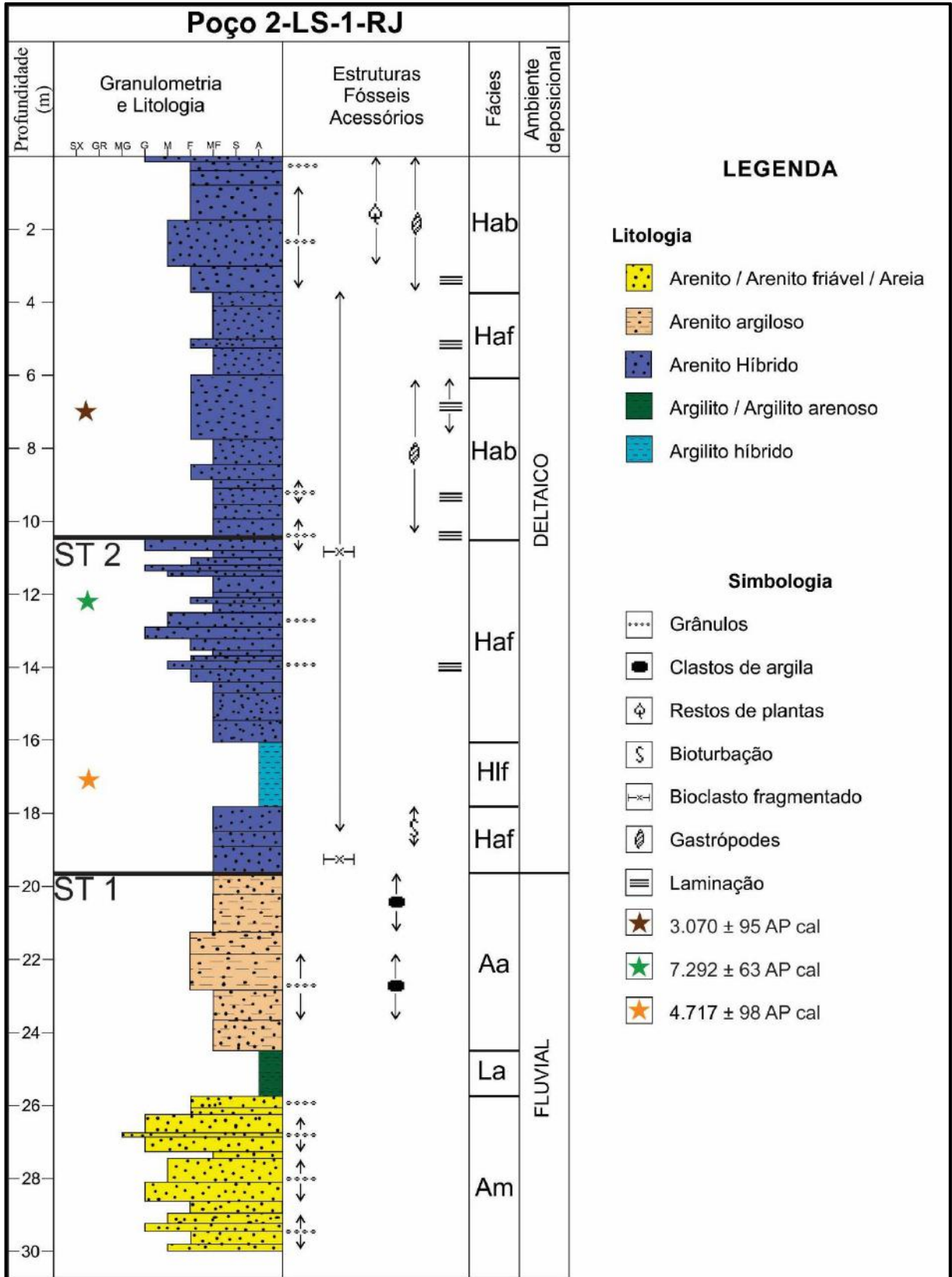


Figura 36 – Perfil litológico do poço 2-LS-1-RJ com as superfícies estratigráficas identificadas e as profundidades das datações realizadas.

8. DISCUSSÕES

O intervalo E (definido entre 30,00 e 19,60 m) (Figura 29) foi dividido em três estágios de deposição. No primeiro estágio, que vai de 30,00 a 25,75 m, sugere-se uma deposição em ambiente fluvial, provavelmente uma barra de acreção lateral, com base em suas feições sedimentológicas e nos ciclos de afinamento granulométrico ascendente observados na fácies Am. A fácies Am está sobreposta por um espesso depósito da fácies La (ocorrendo entre 25,75 e 24,50 metros) (Figura 29), e por sucessões de arenitos da fácies Aa (entre 24,50 e 19,60 m) (Figura 29). Para a formação de um depósito tão espesso, é provável que a energia do fluxo trativo foi cortada, provavelmente pelo abandono do canal, permitindo a decantação de lamas por um período prolongado. O aumento no conteúdo de areia observado entre a fácies La e Aa, aponta para uma provável reativação do canal, entretanto com uma menor energia, permitindo o transporte e deposição de areias muito finas. A homogeneização entre areias e lamas observado em ambas as fácies muito provavelmente se deu atrás de processos biogênicos. Toonen *et al.* (2012) cita em seu trabalho que canais abandonados podem ser reativados e, dadas as características das fácies, sugere-se que esse tenha sido o curso evolutivo.

A divisão entre os intervalos E e D é marcada por um contato abrupto entre sedimentos interpretados como fluviais (topo da fácies Aa) e sedimentos interpretados como praiiais (base da fácies Haf). Considerando-se a idade de 4.717 ± 98 anos AP cal obtida a partir de sedimento carbonático, em 17,55 m e a natureza das fácies acima e abaixo do contato, propõe-se a ocorrência de uma Superfície Transgressiva (ST1) em 19,60 m, que estaria relacionada com o evento transgressivo com máximo em 5.100 anos AP identificado por Martin *et al.* (1987) (Figura 25), afogando os sedimentos fluviais e dando lugar a uma sedimentação costeira.

No começo do intervalo D (entre 19,60 e 17,80 m) (Figura 29), os arenitos identificados foram associados com depósitos praiiais devido à sua maturidade composicional e textural, a

boa seleção apresentada e devido à sua relação superior com a fácies Hlf. Aventa-se que uma lenta subida do nível do mar permitiu a formação e preservação desse ambiente praial. Entre 17,80 e 10,60 m, encontra-se um espesso depósito da fácies Hlf (1,60 m de espessura) seguido pela fácies Haf apresentando sucessivos ciclos de engrossamento granulométrico para o topo. Esse intervalo foi associado com a progradação de um sistema costeiro. Sugere-se que com o aumento do nível relativo do mar, os depósitos praias dão lugar a decantação de lamas, provavelmente relacionadas com uma superfície de inundação máxima. Com a estabilização do nível de base, os sistemas costeiros começam a progradar, dando início à decantação de lamas associadas ao prodelta e posteriormente a deposição dos cordões arenosos progradantes. É válido citar que o depósito de lamito seria uma amálgama de lamas transgressivas e lamas de prodelta. Entretanto, com os dados disponíveis não foi possível diferenciar as duas lamas, inviabilizando a identificação da superfície de inundação máxima.

Ao longo de todo o intervalo D são encontrados fragmentos de bioclastos em proporções e tamanhos diversos. Muito provavelmente esses bioclastos foram remobilizados de seu local de origem, retrabalhados e depositados junto dos sedimentos.

O topo do intervalo D é marcado por um contato abrupto entre sedimentos relacionados a cordões arenosos progradante (fácies Haf) e sedimentos relacionados a sedimentação lagunar (fácies Hab). Tendo em vista a idade de 3.070 ± 95 anos AP cal obtida a partir de uma concha na profundidade 7,30 m, e a natureza das fácies acima e abaixo do contato, foi proposta a ocorrência de uma segunda Superfície Transgressiva (ST2) em 10,60 m, que estaria relacionada ao evento transgressivo com máximo em 3.600 anos AP identificado por Martin *et al* (1987), afogando os cordões progradante e dando lugar a uma sedimentação lagunar.

Os intervalos C (fácies Haf) e A (fácies Haf), que ocorrem entre 10,60 e 6,00 m e entre 0,50 e 3,80 m respectivamente (Figura 29), são caracterizados pela presença de gastrópodes do gênero *Heleobia Australis*, o que permite associar seus depósitos a ambientes lagunares, uma

vez que esses gastrópodes são típicos desse tipo de ambiente (Neves *et al*, 2010). Estes depósitos estão separados pelo intervalo B (fácies Hab) (ocorrendo entre 6,00 e 3,80 m) (Figura 29), representado por arenitos friáveis e areias essencialmente quartzosas, que foram associados a um conjunto de cordões arenosos.

Usando como referencial o modelo evolutivo proposto por Martin *et al* (1997), a formação do intervalo E (fácies Am, La e Aa) estaria associado a eventos anteriores ao máximo transgressivo de 5.100 anos e, portanto, anterior a primeira fase de construção (Figura 6). O intervalo D poderia estar associado a primeira ou segunda fase de construção do delta do rio Paraíba do Sul (Figuras 37 e 38), ambas tendo ocorrido no período entre 5.100 e 4.200 anos AP. Considerando a presença de uma SIM dentro do intervalo D, ao menos a base do intervalo é correlacionável com a primeira fase de construção. Há ainda a possibilidade de que o intervalo seja resultado de cordões arenosos formados ao longo de ambas as fases de construção. Entretanto, com base nas informações obtidas não foi possível posicionar o intervalo com precisão. É importante ressaltar que em ambas as fases de construção as ondas eficazes provêm do Sul que, aliada à ação de uma deriva litorânea de direção S-N, teria tido grande influência na construção desse intervalo. Por fim, os intervalos C (fácies Haf), B (fácies Hab) e A (fácies Haf) estariam associados a segunda fase de erosão (Figura 39), momento no qual a subida do nível do mar provocou o deslocamento das ilhas-barreiras e conseqüentemente a formação das paleolagunas.

É importante citar que a partir da posição de perfuração, eram esperados três depósitos lagunares no testemunho, entretanto apenas dois apareceram no registro. Considerando a terceira e quarta fases erosivas, o mais provável é que os depósitos referentes a laguna faltante simplesmente não se estendam o suficiente para serem atingidos pelo testemunho (Figura 40).

Na figura 41, estão transcritas as superfícies erosivas identificadas por Silveira (2017) na região do entorno da Lagoa Salgada. Também estão marcadas as regiões que provavelmente

correspondem aos depósitos dos intervalos descritos (A – E). Das superfícies erosivas identificadas por Silveira (2017), duas foram destacadas (1 – 2) por cruzarem a região atingida pelo testemunho. A superfície 1 passa pelo meio do que seria o intervalo B (os cordões arenosos que isolam uma das paleolagunas) e ao longo do intervalo nenhum dos contatos apresenta alguma característica que possa indicá-lo como uma superfície erosiva. Entretanto, devido à natureza friável dos depósitos, é possível que as características que poderiam identificar essa superfície não tenham sido preservadas. A superfície 2 corta os depósitos de cordões arenosos que separam duas lagunas, mas que não apresentam registro no testemunho. Entretanto, pela sua ocorrência entre os intervalos D e C é provável que essa superfície seja correlacionável à ST 2 e como tal, seria uma evidência do evento transgressivo com máximo em 3.600 anos AP.

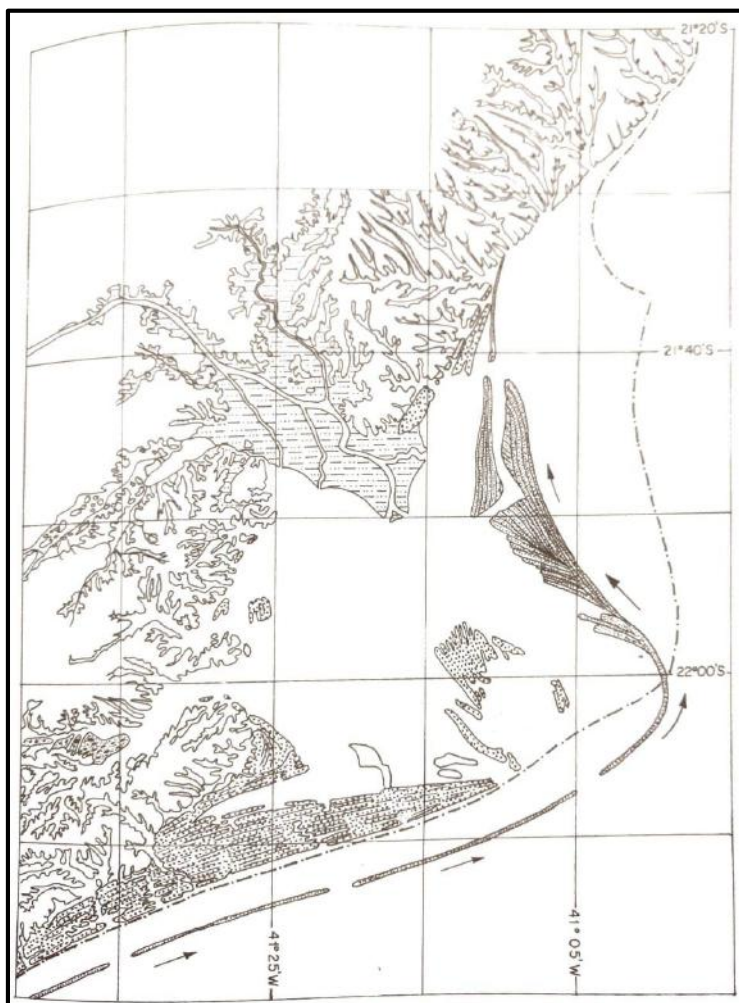


Figura 38 – Primeira fase de construção, correspondente a 5.100 – 4.200 anos AP do modelo evolutivo proposto por Martin et al. (1997)

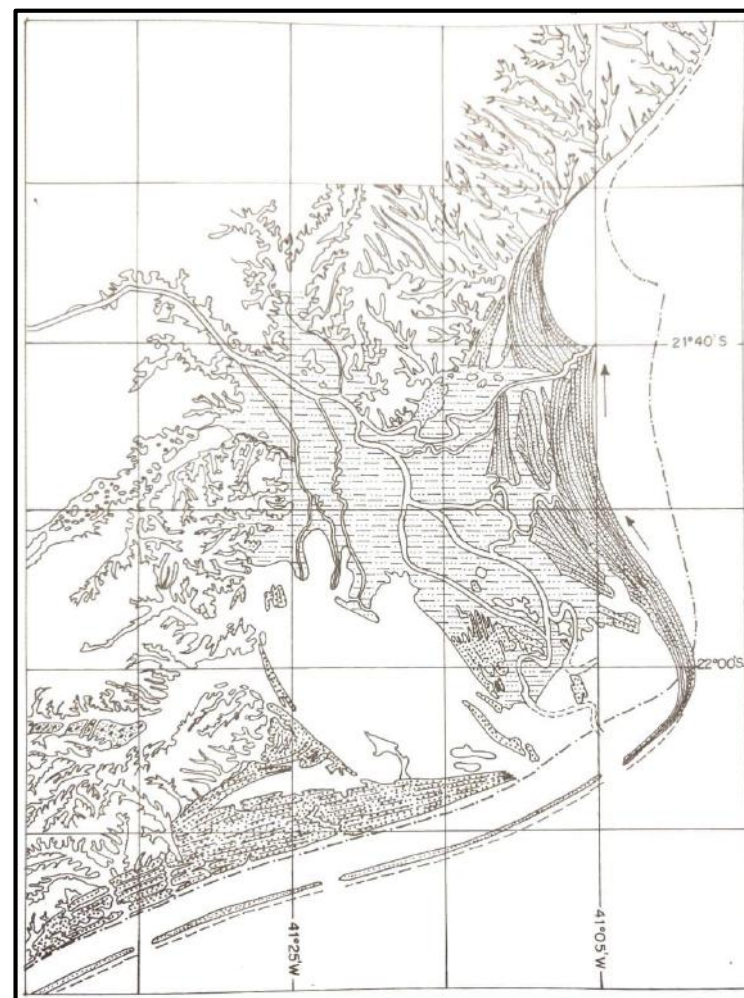


Figura 37 – Segunda fase de construção a partir da denominada desembocadura A, relativa ao período 5.100 – 4.200 anos AP (Martin et al, 1997)

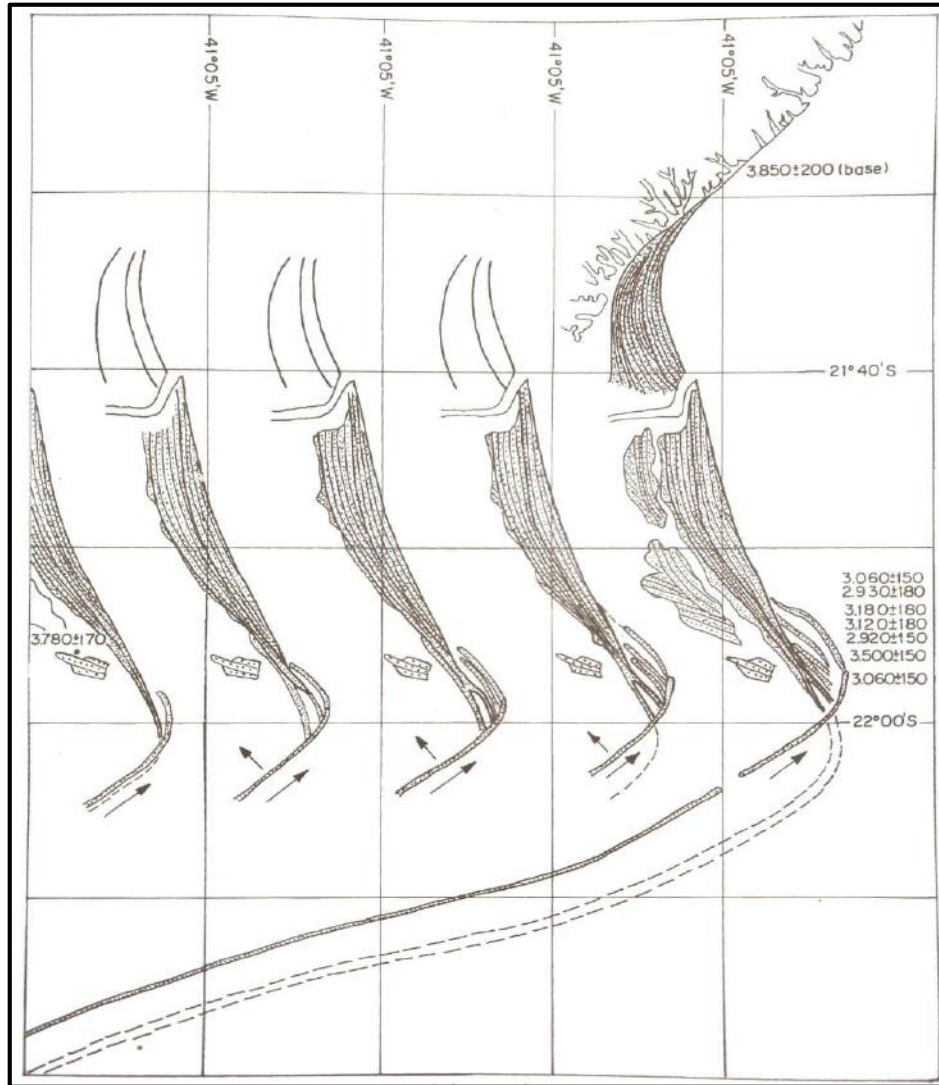


Figura 39 – Formação das paleolagunas da porção sul do delta do rio Paraíba do Sul. O processo ocorreu ao longo da segunda fase de erosão, entre 3.600 – 2.800 anos AP (Martin *et al*, 1997).

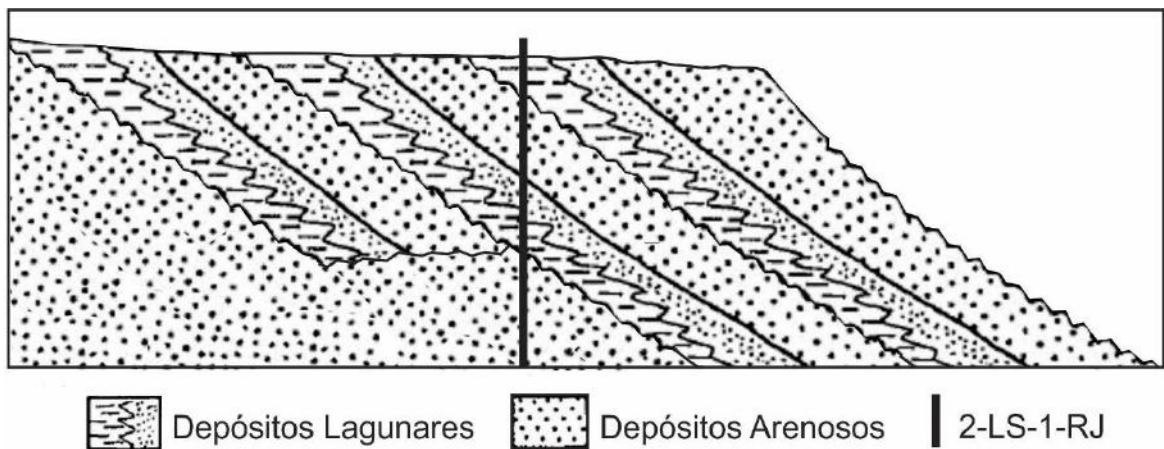


Figura 40 – Modelo esquemático a cerca da distribuição dos depósitos das lagunas presentes na porção Sul do delta do rio Paraíba do Sul. É provável que os depósitos da laguna do Mololô não se estendam o suficiente para serem atingidos pelo poço 2-LS-1-RJ.

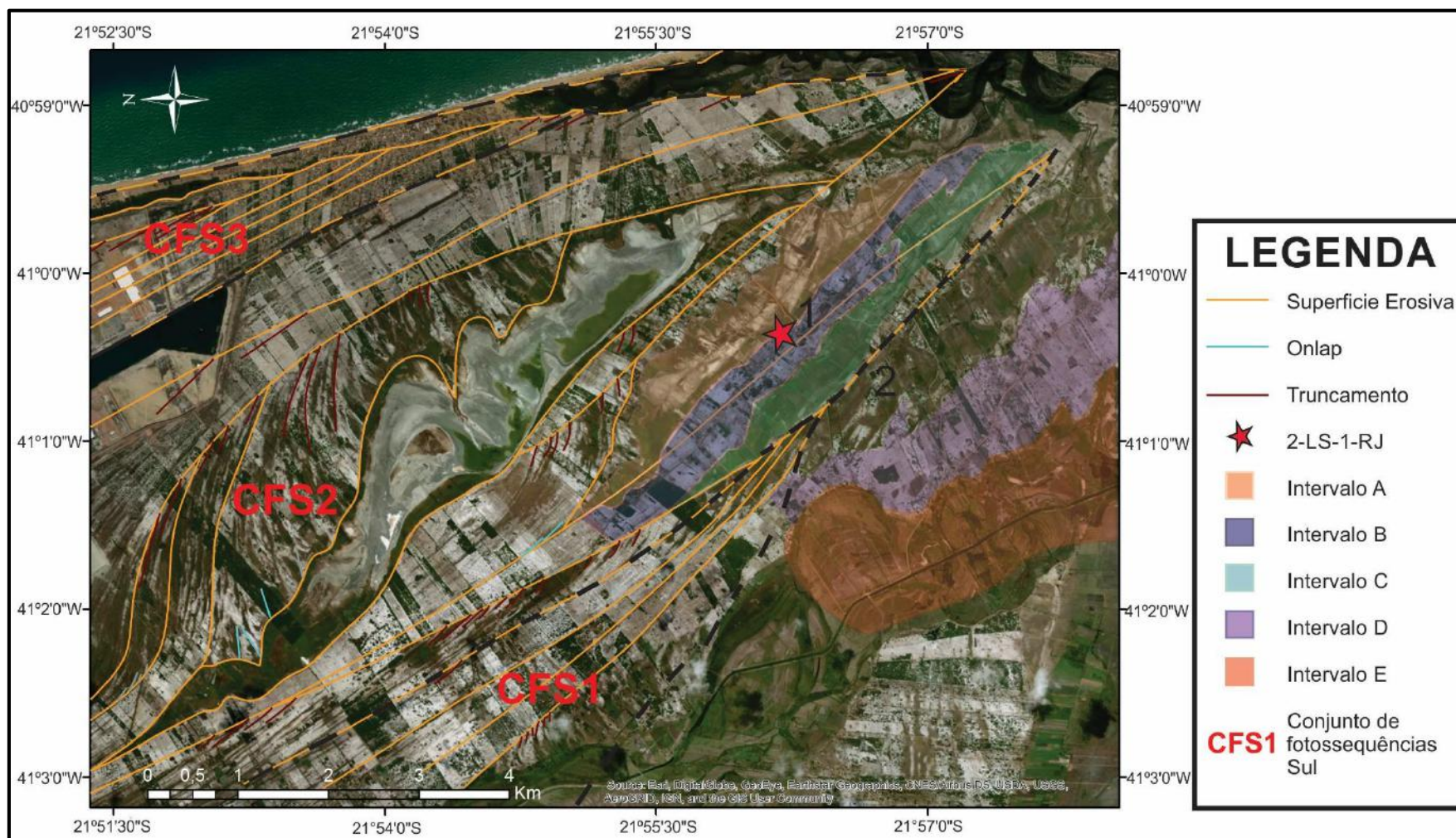


Figura 41 – As superfícies identificadas por Silveira (2017) estão transcritas na imagem acima, juntamente com uma correlação dos prováveis depósitos identificados nos primeiros 30 m do testemunho. As superfícies sinalizadas (1 e 2) apesar de cortarem os depósitos do testemunho, não foram identificadas em subsuperfície.

9. CONCLUSÕES

Com base nos resultados do presente estudo algumas considerações podem ser feitas acerca da evolução da porção meridional do delta do rio Paraíba do Sul, mais especificamente da região do entorno da Lagoa Salgada.

A sucessão faciológica aponta para um ambiente fluvial que teve diferentes estágios de deposição. Sugere-se que um canal tenha sido abandonado e posteriormente reativado com menor energia.

A subida do nível do mar ocorrida em 5.100 anos AP, teria afogado os depósitos fluviais, dando lugar a uma sedimentação marinho-marginal estritamente relacionada com a construção da porção meridional do delta do rio Paraíba do Sul.

Ao longo dessa evolução diversos subambientes teriam se formado. O primeiro deles seria o praiial, ocorrendo logo acima dos depósitos fluviais e sendo formado e preservado por uma lenta subida do nível do mar. Com a estabilização do nível do mar ocorre a deposição de lamas e cordões arenosos que apresentam feições progradantes (ciclos de *coarsening upward*). Esses cordões são afogados por uma nova subida do nível do mar, relacionada a transgressão de 3.600 anos AP, dando lugar a depósitos lagunares, isolados e separados por cordões arenosos.

Como apontado por diversos autores (Martin *et al*, 1984B; Silva, 1987; Martin *et al*, 1997; Silveira 2017), a deriva litorânea exerceu um papel muito importante na construção do delta, sendo diretamente responsável pela formação dos subambientes observados, sendo responsável por parte do suprimento sedimentar.

Muito embora a natureza friável do material e prováveis processos pedogenéticos incipientes tenham comprometido diversas características das rochas descritas, torna-se clara a necessidade de mais estudos do tipo na região do delta para uma melhor compreensão sobre a

evolução da região e de que maneira as feições observadas em estudos de superfície se traduzem nos depósitos de subsuperfície.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BACOCOLI, G. 1971. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros – uma tentativa de classificação. Boletim Técnico da Petrobras. DIVEX/DEXPRO. Rio de Janeiro. Vol. 14, p. 5-38.
- BHATTACHARYA, J.P. 2006. Deltas. *In*: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (Eds). Facies models revised. SEPM Publication, Tulsa (USA), 532p.
- BHATTACHARYA, J. P.; GIOSAN, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, v.50, p.187-210.
- CATUNEANU, O. Principles of Sequence Stratigraphy. 1 edition. Oxford: Elsevier, 2006, 375p.
- COLEMAN, J. M.; WRIGHT, L. D. 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. *In*: BROUSSARD, M. L. (ed). Deltas: models for exploration, p. 99-149.
- DIAS, J.L.; SCARTON, J.C.; ESTEVES, F.R.; CARMINATTI, M. & GUARDADO, L.R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In*: Origem e evolução de bacias sedimentares (Ed. Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J.). PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro. p.333-360.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOUT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas à desembocadura dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v.13, n.02, p.93-105.
- DOMINGUEZ, J. M. L. 1990. Delta dominados por ondas: críticas às ideias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v.20, p.352-361.
- DOMINGUEZ, J. M. L. 1996. The São Francisco strandplain: a paradigma for wave-dominated deltas? *London Geological Society Special Publication*, v.117, p.217-231.
- ELLIOT, F. 1986. Deltas. *In*: Sedimentary Environments and Facies (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 113-154.
- FISHER, W. L.; BROWN Jr., L. F.; SCOTT, A. J.; Mc GOWEN, J. H. 1969. Delta systems in the exploration of oil and gas. Bureau of Economic Geology, Universidade do Texas, 212p.
- FOLK, R. L. Petrology of Sedimentary Rocks. 2ª ed. Austin. Hemphill Publ. Co., 184p. 1974.
- GALLOWAY, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In*: Deltas: Models for Exploration. Houston Geological Society, American Association of Petroleum Geologists. p. 87-98.
- GRASSI, A.D.A.; CASTRO, A.H.A. & ALBERTÃO, G.A. 2004. Bacia de Campos. *PHOENIX*, 65. p.1-6.

- GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P. & LUCCHESI, C.T. 1990. Petroleum geology of the Campos basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. *In: Divergent/passive margin basis* (Ed. EDWARDS, J.D. & SANTOGROSSI, P.A.). American Association of Petroleum Geologists. Tulsa. Memoir, 48. p. 3-79.
- HOLMES, A. 1965. Principles of Physical Geology, 2nd ed. Thomas Nelson, London, 1288p.
- HOLMES, A. 1978. Principles of Physical Geology, 3rd ed. Van Nostrand Reinhold, United Kingdom, 730p.
- LYELL, C. 1853. Principles of Geology, 9th Ed. Londres, John Murray. 511p.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas à desembocadura dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v. 13, n.02, p.93-105.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1987. Porque a planície costeira do rio Paraíba do Sul não pode ser denominada de “clássico delta dominado por ondas”. *Anais do 1º Simpósio de Geologia Regional RJ-ES*.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. *Boletim de Geociências da USP, São Paulo*, v. 15, p. 1-186.
- MARTIN L.; SUGUIO, K.; FLEXOR J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Quaternary Sea-level History and Variation in Dynamics along the Central Brazillian Coast: Consequences on Coastal Plain Construction. *In: Quaternary Coastal Geology of West Africa and South America*. UNESCO. Report in Marine Science, 43. P. 97-145.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, M.J. 1986. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “Deltas” brasileiros. *In: Boletim de Geociências-USP, São Paulo. Publicação Especial, vol. 15.p.1-186*.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L. & AZEVEDO, A.E.G. 1984B. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro. *Anais. SBG*, v.1. p.84-97.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; TESSLER, M.G.; EICHLER, B.B. 1984A. Significado geológico das variações dos graus de arredondamento das areias holocênicas da planície costeira do rio Paraíba do Sul, RJ. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, p.84-97.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEX, J.M.L. & FLEXOR, J.M. 1997. Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Belo Horizonte, CPRM. p.112.
- McPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas: *Geological Society of America, bulletin*, v. 99, p. 331-340.

- MIALL, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4), p. 261-300.
- MOORE, D.C. 1966. Deltaic sedimentation. *Earth Science Reviews*, 1. P.87-104.
- MORAES, M.A.S. 1989. Diagenetic evolution of Cretaceous-Tertiary turbidite reservoirs, Campos Basin, Brazil. *The American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 73, 5, p. 598-612.
- MOHRIAK, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: *Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (ed. Bizzi L.A., Schobbenhaus R.M.V., Gonçalves, J.H.). CPRM. p. 87-94.
- MUNSELL, A.H. 1912 A Pigment Color System and Notation. *The American Journal of Psychology*. Vol. 23, No 2, pp; 236-244.
- NEMEC, W. 1990. Deltas – Remarks on terminology and classification. *In: Coarse-grained deltas*. (Eds A. Colella and D.B. Prior), Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 10, p. 3-12. Blackwell, Oxford, International.
- NEMEC, W.; STEEL, R. J. 1988. What is a fan delta and how do we recognize it? *In: Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. (ed. Blackie and Son), Glasgow, Escócia.
- NEVES, R. A. F.; VALENTIN, J. L.; FIGUEIREDO, G. M. 2010. Morphological description of the gastropod *Heleobia australis* (Hydrobiidae) from egg to hatching. *Brazilian journal of oceanography*. Vol. 58 n° 3. São Paulo July/Sept.
- NICHOLS, G. Deltas. 2009 *In: _____*. *Sedimentology and stratigraphy*. 2° ed. Oxford: Wiley-Blackwell. cap. 12, p. 179-198.
- ORTON, G. J. 1988. A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplan deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. *In: NEMEC, W.; STEEL, R. J.* (eds). *Fan deltas: sedimentology and tectonic setting*, p23-49;
- ORTON, G. J.; READING, H. G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *In: Sedimentology*. Ed. The journal of the International Association of Sedimentologists. Vol 40, Issue 3 pags 475-512
- PLANTZ, J.B. 2014. Análise Faciológica e Interpretação Paleoambiental em um Testemunho de Sondagem do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ). 92 p. Trabalho de Conclusão de Curso. Bacharelado em Geologia – Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- RANGEL, H. D. & MARTINS, C. C. 1998. Principais compartimentos exploratórios, Bacia de Campos. *In: Searching for Oil and Gas in the Land of Giants*. Rio de Janeiro, Schlumberger-PETROBRAS. P. 32-40.
- SILVA, C.G. 1987. Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 160 p.

SILVA, L.C.; CUNHA, H.C.S. 2001 Geologia do Estado do Rio de Janeiro. CPRM. Brasília, 2001. p. 85.

SILVEIRA, L. F. 2017. Zoneamento mineralógico e textural das areias dos cordões litorâneos do delta do rio Paraíba do Sul (Holoceno, estado do Rio de Janeiro). Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 161p.

SUGUIO, K. 1973. Introdução à Sedimentologia. Edgard Blücher, Ed. da Universidade de São Paulo, 317p.

SYVITSKI, J.P.M., HARVEY, N., WOLLANSKI, E., BURNETT, W.C., PERILLO, G.M.E., GORNITZ, V. 2005. Dynamics of the Coastal Zone. In: CROSSLAND, C.J., KREMER, H.H., LINDEBLOOM, H.J., CROSSLAND, J.I.M., LE TISSIER, M.D.A. (eds.). Coastal Change and the Anthropocene: The Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone Project of the International Geosphere-Biosphere Programme. Global Change - The IGBP Series. Springer, p.39-94.

TOONEN, W. H. J.; KLEINHANS, M. G.; COHEN, K. M. 2012. Sedimentary architecture of abandoned channel fills. In: LANE, S. N. (ed.) Earth Surfaces Processes and Landforms. Vol 37 issue 4. p. 459-472.

TYLER, N.; FINLEY, R.J.; 1991. Architectural controls on the recovery of hydrocarbons from sandstone reservoirs. In: MIAL, A.D.; TYLER, N. (eds). The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: SEPM, Concepts, and Models In Sedimentology and Paleontology, v. 3, p. 1-5.

WINTER, R.E.; JAHNERT, R.J. & FRANÇA, A.B. 2007. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobrás, 15(2). P. 511-529.

WRIGHT, L.D. 1978. River Deltas. In: Coastal Sedimentary Environments (Ed. DAVIS Jr). New York, Springer-Verlag. p. 5-68.

WRIGHT, L.D.; COLEMAN, J.M. 1973. Variations in morphology of major river deltas as function of ocean wave and river discharge regimes. Boletim da Associação Americana de Geólogos do Petróleo. v.57, 2ª ed., p.370-398.