



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Curso de Pós-Graduação em Geologia
Área de geologia marinha, costeira e sedimentar**

TESE DE DOUTORADO

**Evolução do delta do rio São Francisco - estratigrafia do
Quaternário e relações morfodinâmicas**

Junia Kacenenbogen Guimarães

Salvador-BA

2010

"Evolução do Delta do Rio São Francisco – Estratigrafia do Quaternário e
Relações Morfodinâmicas"

Por
Junia Kacenenbogen Guimarães
Geógrafa (Universidade de São Paulo - 2001)

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS - GEOLOGIA

à

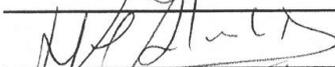
Câmara de Ensino de Pesquisa e Pós-Graduação da
Universidade Federal da Bahia

Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez (Orientador UFBA)

COMISSÃO EXAMINADORA:



(Prof. Dr. Alberto Garcia de F. Jr)


(Prof. Dr. Abilio Carlos da S. P. Bittencourt)


(Prof. Dr. João M. Alverinho Dias)


(Prof. Dr. Michael Holz)

Data da defesa: 26/05/2010

Resultado final: Aprovado (X)

RESUMO

A arquitetura deposicional do delta do rio São Francisco foi descrita pela primeira vez nesta tese, tendo por base a análise de dados obtidos de furos de sondagem SPT realizados na planície deltaica. Durante o Último Máximo Glacial (UMG), a plataforma continental esteve exposta, tendo o rio São Francisco nela escavado um vale. Com a subsequente subida do nível do mar, este vale foi inundado, passando a comportar-se como um estuário do tipo dominado por ondas. A partir de 8 ka cal., iniciou-se a progradação deltaica, provavelmente devido à diminuição na taxa de subida do nível do mar.

Entre o UMG e 8 ka cal., a variação do nível do mar parece ter sido o principal fator controlador dos ambientes deposicionais que se estabeleceram sucessivamente na área da planície deltaica. A partir de 8 ka cal., no entanto, a diminuição nas taxas de variação do nível do mar permitiu que outros fatores se evidenciassem como controladores da evolução da região, destacando-se entre eles a relação morfodinâmica entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais.

A deriva litorânea foi simulada para as linhas de costa que representaram marcos na história evolutiva do delta: a de 8 ka cal., que marca o início da formação do delta, quando a linha de costa era embaiada; a de 4,7 ka cal., quando a linha de costa tornou-se retilínea; e a atual, em forma de cúspide. Em 8 ka cal., a deriva litorânea convergia para dentro do embaçamento, o que favoreceu o seu rápido preenchimento a uma taxa de 5,4 m/ano, até a linha de costa tornar-se retilínea em 4,7 ka cal. Nessa situação, a deriva litorânea adquiriu sentido NE-SW e intensidades elevadas. Atualmente, a deriva litorânea, ainda de sentido NE-SW, reduziu-se consideravelmente. As condições de deriva litorânea verificadas atualmente indicam que o delta encontra-se próximo de um estado de equilíbrio no que tange à orientação da linha de costa. Entre 4,7 ka cal. e o presente, a taxa de avanço da linha de costa reduziu-se para 2 m/ano, possivelmente devido a fatores diversos, tais como a característica da deriva litorânea de dispersar os sedimentos, a captação dos sedimentos do rio pelo canhão do São Francisco, e a formação de dois campos de dunas a partir de 3 ka.

Como a simulação da deriva litorânea foi feita utilizando o mesmo clima de ondas para os três cenários, e seus resultados foram confirmados pelos indicadores morfológicos de deriva litorânea encontrados na planície deltaica, concluiu-se que as mudanças da deriva litorânea ao longo do Holoceno deram-se unicamente devido às

mudanças na orientação da linha de costa e na batimetria, impulsionadas por processos de retroalimentação. Esse sistema morfodinâmico parece ter sido o principal fator controlador da evolução do delta a partir de 8 ka cal. Nesta evolução teve também papel importante a descarga fluvial, que funcionando como um molhe hidráulico, permitiu a formação da cúspide deltaica a partir de 4,7 ka cal.

ABSTRACT

The depositional architecture of the São Francisco River delta is described for the first time in this thesis, based on the analysis of samples of boreholes drilled by means of the Standard Penetration Test (SPT) method in the delta plain. During the Last Glacial Maximum (LGM) a river valley was excavated in the continental shelf, exposed at this time. After the LGM, the sea level began to rise and this valley was flooded, behaving since then as a wave-dominated estuary. Around 8 cal. ka, delta progradation began, probably due to the decrease of the rate of the sea level rise by this time.

Sea-level changes were probably the main factor that controlled the depositional environment established in the delta plain region in between the LGM and 8 cal. ka. Since 8 cal. ka, however, the decrease of the rates of sea-level changes has allowed that other factors initiate a more effective influence on the evolution of the region, such as the morphodynamic relation among longshore drift, coastline orientation/bathymetry and fluvial discharge.

We have simulated the longshore drift for three distinct outlines of the coast, that of 8 cal. ka, 4.7 cal. ka, and the present, which represent significant marks in the morphological evolution of the São Francisco River delta during the Holocene. At 8 cal. ka the coastline was embayed and the delta progradation had just begun. The longshore drift converged inside this bay, favoring its quick filling at a rate of 5.4 m/year. At 4.7 cal. ka the coastline became straight. The longshore drift acquired a NE-SW direction with high intensity value. At the present the coastline has a cusp form and the longshore drift still has a NE-SW direction, but its intensity was greatly reduced. The longshore drift conditions that prevail now indicate that the delta is near to a state of equilibrium in relation to the coastline orientation. Between 4.7 cal. ka and the present the rate of coastline advance decreased to 2 m/year, possibly due to factors like the longshore drift spreading character, the bypassing of sediments to the São Francisco canyon and the formation of two dune fields since 3 ka.

Because the longshore drift simulation was done utilizing the same wave climate for the three scenarios and the results were corroborated by the morphological indicators of the longshore drift found in the delta plain, we have concluded that the changes in the longshore drift during the Holocene is only due to changes in the coastline orientation and bathymetry, triggered by feedback processes. This morphodynamic system was the main

factor that controlled the evolution of the delta since 8 cal. ka. Also important to this evolution was the fluvial discharge, which has acted as a hydraulic groin, making possible the formation of the deltaic cusp since 4.7 cal. ka.

***Dedico aos meus pais,
pelo apoio constante***

Agradecimentos

Gostaria aqui de agradecer a todos que de diversas formas tornaram possível a realização desse trabalho.

Primeiramente, agradeço a José Maria Landim Dominguez pela brilhante orientação, profissionalismo, confiança e apoio nos momentos difíceis. Agradeço também a todos os outros professores e pesquisadores, que dedicaram o seu tempo e seu espírito a nos orientar e ensinar: Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt, pela orientação diligente e confiança; Guilherme Camargo Lessa, pela dedicação em ensinar; Moyses Gonzalez Tessler, por ter primeiro me recebido carinhosamente na pós-graduação; aos demais professores da UFBA, por todos os ensinamentos; e a todos os outros que me guiaram intelectualmente no decorrer dessa pesquisa por meio de seus artigos e livros.

Agradeço carinhosamente a todos os colegas do Laboratório de Estudos Costeiros da UFBA, que me acompanharam ao longo desses anos, especialmente: Juliana Maria da Silva Bernal, Adeylan Nascimento Santos, Renata Cardia Rebouças e Lucas do Nascimento, pela amizade; Marcus Santos Esquivel, pelas inúmeras reflexões e apoio nas questões de informática e geoprocessamento; Ângela Brito Almeida, que corajosamente iniciou no Laboratório as pesquisas com SPT; Alita de Souza Paixão Alves, por estar pacientemente aceitando minha co-orientação; Taís Kalil Rodrigues, Soraia Conceição Bispo, além de todos os outros colegas que no dia-a-dia constroem o espírito do Laboratório.

Agradeço também aos funcionários da UFBA, especialmente a Joaquim Bonfim Lago e ao pessoal da Secretaria de Pós-Graduação: Maria da Conceição Azevedo de Medeiros, Nilton Silva, Nilton Almeida dos Santos e especialmente Gilzélío Reis Nascimento.

Agradeço sinceramente a todos aqueles que permitiram que os trabalhos de campo se realizassem: Liana Maria Barbosa, que gentilmente me levou ao campo em abril de 2006; Luís Carlos da Silveira Fontes, que organizou o trabalho de campo de agosto de 2006; os colegas que apoiaram no campo - Taís Kalil Rodrigues, Soraia Conceição Bispo, Israel Silva Maranhão e Ana Carolina Nowatzki; a prestimosa equipe da Concreta – Seu Elias, Anderson, Davi, Aloísio e Tinho – cuja companhia fez o nosso trabalho mais leve e

prazeroso; e todos aqueles que nos receberam e orientaram na região de Brejo Grande – SE, Penedo - AL e Piaçabuçu - AL.

Agradeço também a Carlos Henrique Santos de Deus pela realização da análise granulométrica das amostras coletadas e pela constante disposição em sanar minhas dúvidas referentes ao procedimento utilizado; aos professores Facelúcia Barros Côrtes Souza e Osmário Resende Leite, que gentilmente identificaram os bioclastos coletados em campo; e a Linda Gentry El-Dash, que sempre se colocou a disposição para ajudar em traduções e apresentações em inglês.

Foram também inúmeras as pessoas que me apoiaram durante a realização do doutorado sanduíche, entre novembro de 2006 e março de 2008, em Kiel, Alemanha. Gostaria de agradecer, primeiramente, ao professor Karl Stattegger, que aceitou me receber e me supervisionou no período em que lá estive. Agradeço também a todos os colegas que me acompanharam nessa fase, especialmente: Roberta Alvarenga Reis, Paulo Sávio Damásio da Silva, Dóris Regina Aires Veleda, Maximilliano Michelli, Regina Krause, Inge Eichelberg, Patrick Keisst Tchoua, Alpheus Mvula, Janaína Gonçalves Maria da Silva Machado, Roberto Benghi Del Claro, Glaucy Almeida Del Claro, Ulrick Davy Roger Mbonguila Bipakila e Lucien Nzie. Agradeço também a Berry Elfrink, que me supervisionou durante os dois meses que estive no DHI, na Dinamarca.

Agradeço a todos as instituições que contribuíram para a realização dessa pesquisa por meio de apoio financeiro e pelo fornecimento de dados de base: Capes, CNPq, DAAD, Fapesb, INPE, DHN, CPRM e ANA.

Por fim, gostaria de agradecer ainda:

A Paulo James de Oliveira, pelo amor, carinho, companhia e impulso inicial para a realização desse trabalho, e a toda sua família – especialmente, Elza Lenilda de Oliveira, Naason de Oliveira, Roque Bernardino de Oliveira e Josué Roque de Oliveira - que me receberam em Salvador como minha família.

Às minhas amigas e amigos de Campinas – SP, que mesmo geograficamente distantes sempre estiveram em meu coração, me apoiando continuamente.

À minha família – minhas queridas irmãs Renata e Ana Paula Kacenenbogen Guimarães, meu querido pai Ronaldo Vilela Guimarães, e especialmente minha mãe, Anita Kacenenbogen Guimarães, que sempre me apoiou nos momentos difíceis e despendeu horas e horas em revisões e traduções deste trabalho.

***“Não podemos banhar-nos duas vezes no mesmo rio,
porque o rio não é mais o mesmo”.***

Heráclito de Éfeso

[e nós também não somos mais os mesmos]

3.1	Introdução	43
3.1.1	Área de estudo	44
3.2	Metodologia	46
3.3	Fácies sedimentares	46
3.4	Datações de radiocarbono	49
3.5	Arquitetura deposicional	51
3.6	Taxas médias de avanço da linha de costa	56
3.7	Modelo evolutivo	57
3.8	Considerações finais	58
3.9	Agradecimentos	60
3.10	Referências	60
4.	Relações morfodinâmicas entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais na evolução do delta do rio São Francisco, Brasil	66
4.1	Introdução	67
4.1.1	Área de estudo	68
4.1.1.1	Evolução paleogeográfica	70
4.2	Materiais e métodos	71
4.2.1	Reconstrução da paleobatimetria	71
4.2.2	Modelagem da refração de ondas	74
4.2.3	Cálculo da deriva litorânea	74
4.3	Resultados	75
4.3.1	Paleobatimetrias	75
4.3.2	Refração de ondas	76
4.3.3	Deriva litorânea	78
4.3.4	Indicadores morfológicos de deriva litorânea	80
4.4	Discussão	82
4.4.1	Mudanças na deriva litorânea e a evolução do delta	82
4.4.2	Relações morfodinâmicas entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais	83
4.5	Conclusões	87
4.6	Agradecimentos	88
4.7	Referências	88
5.	Resultados adicionais	94

5.1 Fase de transição de estuário para delta	94
5.2 Taxas médias de avanço da linha de costa do delta	98
6. Considerações finais	101
6.1 Contribuições	101
6.2 Perspectivas futuras de pesquisa	107
7. Referências	110

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização do delta do rio São Francisco, suas principais vias de acesso e a batimetria da plataforma continental adjacente	9
Figura 1.2. Dados de vazão do rio São Francisco na estação de Propriá – AL	11
Figura 1.3. Temperaturas médias mensais da cidade de Aracaju-SE	12
Figura 1.4. Precipitação média mensal e evaporação média mensal da cidade de Aracaju-SE	12
Figura 1.5. Seção geológica esquemática da sub-bacia de Sergipe	13
Figura 1.6. Mapa geológico e estrutural da região do delta do rio São Francisco e plataforma continental adjacente	14
Figura 1.7. A: principais feições geológico-geomorfológicas da planície deltaica do rio São Francisco	16
Figura 1.8. Perfil topográfico de sentido NO-SE da porção sudoeste do delta	17
Figura 1.9. Conteúdo de carbonato de cálcio e distribuição textural dos sedimentos na plataforma continental de Sergipe e Alagoas	19
Figura 1.10. Curva do nível relativo do mar da cidade de Salvador-BA	20
Figura 1.11. Curva do nível relativo do mar da cidade de Recife-PE gerada por modelo de glácio-hidro-isostasia	21
Figura 1.12. Esquema da evolução paleogeográfica quaternária do delta do rio São Francisco	22
Figura 2.1. Posição na planície deltaica dos furos de sondagem SPT	25
Figura 2.2. Equipamento utilizado para a realização de sondagens SPT	26
Figura 2.3. Perfil granulométrico do furo 12 utilizado para a obtenção da equação que relaciona a profundidade de deposição com a média granulométrica do sedimento	34
Figura 2.4. Esquema mostrando a matriz de pontos utilizada para o cálculo da paleobatimetria	36

Figura 2.5. Limites topográficos para o estabelecimento das cotas altimétricas utilizadas para a obtenção das paleobatimetrias	37
Figura 2.6. Esquema mostrando o cálculo da paleobatimetria de um ponto qualquer (i) com base na cota altimétrica e paleobatimetria de um furo de referência	39
Figura 3.1. Planície deltaica do rio São Francisco com principais unidades geológico-geomorfológicas e características da plataforma continental adjacente	45
Figura 3.2. Fotografias das fácies sedimentares	49
Figura 3.3. Idades das amostras datadas plotadas em função de suas posições em relação ao nível do mar atual	51
Figura 3.4. Perfis granulométricos dos furos de sondagem 13, 5, 7 e 10	52
Figura 3.5. Modelo evolutivo desde o Último Máximo Glacial até o presente para a região do delta do rio São Francisco	59
Figura 4.1. Delta do rio São Francisco com principais feições geológico-geomorfológicas, batimetria, características da plataforma continental adjacente e posição dos furos de sondagem	69
Figura 4.2. Linhas de costa e batimetrias em 8 ka cal., 4,7 ka cal. e no presente	71
Figura 4.3. Perfil granulométrico do furo 12 e gráfico relacionando a média granulométrica do sedimento com a profundidade de deposição da amostra, e equação da reta correspondente	73
Figura 4.4. Características em água profunda das frentes-de-onda incidentes no delta do rio São Francisco	74
Figura 4.5. Figura indicando para cada idade estudada, a refração de cada frente-de-onda, bem como a contribuição parcial dessa frente-de-onda para a deriva litorânea efetiva	77
Figura 4.6. Deriva litorânea efetiva em 8 ka cal., 4,7 ka cal. e no presente	78
Figura 4.7. Principais feições morfológicas indicadoras de sentido de deriva litorânea encontradas na planície deltaica	81
Figura 4.8. Esquema mostrando o sistema morfodinâmico entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Coordenadas geográficas, altitude e profundidade de perfuração dos furos de sondagem SPT 27

Tabela 2.2 Informações das frentes-de-onda em água profunda utilizadas para a realização da refração de ondas e cálculo da deriva litorânea 41

Tabela 3.1 Datações de radiocarbono das dezesseis amostras coletadas nos furos de sondagem 50

Tabela 5.1 Características dos estuários, deltas e fase de transição entre estuário e delta sob diferentes abordagens 96

1. Introdução

Nesta introdução faremos uma abordagem sucinta sobre deltas, deltas dominados por ondas, e sobre o delta do rio São Francisco, com o intuito de contextualizar a presente tese. Esse conhecimento, que se baseou em trabalhos anteriores, foi valioso para nortear esta tese. Além disso, serão apresentados os objetivos deste trabalho, uma breve caracterização da área de estudo, bem como a maneira como a tese está estruturada.

1.1 Deltas

O termo delta foi cunhado por Heródoto, no século V A. C., para designar as terras aluviais entre os distributários do rio Nilo (Le Blanc, 1975) porque essas apresentavam o formato da letra grega “ Δ ”. Na primeira metade do século XIX, ele foi introduzido na literatura geológica por Lyell, que o definiu como terras aluviais, de qualquer formato, depositadas por um rio em sua desembocadura (Le Blanc, 1975).

Os deltas são ambientes importantes para as civilizações desde a Antiguidade. Eles têm oferecido diversas facilidades para as populações que neles se estabeleceram, como proximidade a cursos fluviais e à zona costeira e terras férteis para a agricultura. Apesar de sua relevância para o desenvolvimento de importantes civilizações, como a do Egito, os primeiros trabalhos científicos sobre deltas foram publicados apenas no final do século XIX por Credner em 1878 e por Gilbert em 1885 e 1890 (Le Blanc, 1975). Esse último estudou deltas lacustres propondo uma seção vertical para os depósitos deltaicos, que exerceu importante influência na literatura geológica (Gilbert, 1885, 1890 apud Le Blanc, 1975). Apesar desses trabalhos iniciais, a intensificação do estudo dos ambientes deltaicos ocorreu apenas em meados do século XX, com o objetivo de reconhecer possíveis ambientes geradores e armazenadores de hidrocarbonetos (Le Blanc, 1975).

Na atualidade, além dos estudos voltados para a indústria do petróleo, vêm sendo realizados trabalhos preocupados com os aspectos ambientais dessas regiões. A intensificação da ocupação em alguns deltas, com um aumento significativo dos impactos ambientais, tem gerado uma preocupação crescente com o manejo dessas áreas, bastante suscetíveis a problemas como erosão costeira, subsidência, enchentes e intrusão salina (Sánchez-Arcilla et al., 1998). Em muitos deltas, como os dos rios Nilo,

Ebro, Pó, Ganges, e outros, a ocorrência de um ou vários desses problemas tem causado perda da qualidade de vida e gerado gastos excessivos na tentativa de conter esses processos (Allison, 1998; Cencini, 1998; Sánchez-Arcilla et al., 1998; Stanley e Warne, 1998).

Apesar do reconhecimento da importância dos deltas datar de séculos e da existência de intensa ocupação e problemas ambientais nesses ambientes na atualidade, o entendimento dos processos envolvidos na formação dos deltas ainda é incompleto e controverso.

Várias tentativas de sistematizar o conhecimento sobre esses ambientes demonstraram que são inúmeros os fatores envolvidos na formação deltaica, como o regime fluvial, os processos costeiros, o comportamento estrutural da bacia de deposição, fatores climáticos, entre outros (Morgan, 1970; Coleman e Wright, 1975; Galloway, 1975; Jiménez e Sánchez-Arcilla, 1997; Sánchez-Arcilla e Jiménez, 1997). A grande quantidade de fatores envolvidos resulta do fato desses ambientes se formarem na interface entre os continentes e os oceanos, recebendo influências de ambos. Além disso, o fato desse ser um ambiente formado em uma desembocadura fluvial faz com que ele sofra também influência de fatores associados à sua bacia de drenagem, que em muitos deltas chega a milhares de quilômetros quadrados, ocupando regiões muito distantes da costa.

Por sua simplicidade, a sistematização proposta por Galloway (1975) foi a de maior repercussão na literatura, e a classificação proposta por esse autor tem sido usada com frequência, muito embora tenha também recebido críticas e complementações (Walker, 1992; Orton e Reading, 1993; Jiménez et al., 1997; Bhattacharya e Giosan, 2003). Galloway (1975) afirma que a morfologia deltaica é resultado da interação entre o suprimento de sedimentos fluviais e os processos da bacia, principalmente ondas e marés. Com base nisso ele propõe que os deltas sejam agrupados em três tipos principais: deltas dominados por processos fluviais, deltas dominados por ondas e deltas dominados por marés. Em particular, a geometria dos deltas (alongado, lobado, estuarino, etc) e a presença de cordões litorâneos e barras de maré têm sido utilizadas para distinguir os três tipos de delta.

Além dos esforços até aqui mencionados de identificar os principais fatores que influenciam na formação deltaica, tentativas no sentido de distinguir esse ambiente de outros ambientes deposicionais, em particular de estuários, deram grande contribuição para o conhecimento desses ambientes. Nesta linha, destacam-se os trabalhos de Curray (1964), Dalrymple et al. (1992) e Boyd et al. (1992).

Curry (1964) destaca que a relação entre variação do nível do mar e aporte sedimentar resulta em situações de transgressão e regressão marinha¹, o que tem influência determinante no ambiente deposicional costeiro. Baseando-se nesse princípio, Dalrymple et al. (1992) e Boyd et al. (1992) mostraram que estuários e deltas são ambientes que se formam na desembocadura fluvial, sendo o estuário formado preferencialmente em situações de transgressão, e os deltas em situação de regressão.

Durante o Quaternário, as frequentes variações do nível eustático resultaram em diversas fases regressivas e transgressivas, o que resultou no desenvolvimento sucessivo de ambientes fluviais, estuarinos e deltaicos nos vales dos grandes rios. No Pleistoceno Tardio, devido à descida do nível do mar que culminou com o Último Máximo Glacial (UMG), vales profundos foram escavados nas plataformas continentais; durante a subida do nível do mar subsequente, esses vales foram inundados, iniciando-se uma fase transgressiva, onde predominou a existência de estuários. Entre 8,5 e 6,5 ka estes foram substituídos por deltas, logo que as taxas de subida eustática do nível do mar diminuíram (Stanley e Warne, 1994).

A formação de lagunas e estuários e sua migração em direção ao continente na fase transgressiva que se seguiu ao UMG, seguida pelo seu preenchimento e posterior desenvolvimento de deltas a partir da metade do Holoceno, foi verificada em deltas do mundo todo, como nos dos rios Guadiana (Morales, 1997), Mekong (Ta et al., 2002), Ombrone (Bellotti et al., 2004), Pó (Bondesan et al., 1995; Amorosi e Milli, 2001), Tiber (Bellotti et al., 1994; Amorosi e Milli, 2001), Saloum (Ausseil-Badie et al., 1991), Vermelho (Hori et al., 2004), além de nos deltas da costa brasileira (Dominguez et al., 1981, 1982, 1987, 1992; Bittencourt et al., 1982; Suguio et al., 1982, 1985; Dominguez, 1986, 1990, 1996; Martin et al., 1993a, 1996). Em todos esses deltas verifica-se na porção interna a existência de antigas lagunas, algumas delas atualmente transformadas em zonas úmidas ou retrabalhadas e recobertas por sedimentos fluviais, enquanto na porção externa observa-se a presença de cordões litorâneos, que se formaram em ambiente de mar aberto após o preenchimento das lagunas. Essa morfologia recorrente em deltas de diversas partes do mundo comprova o importante papel das variações do nível do mar na formação desses ambientes.

¹ Não há consenso na literatura quanto à utilização dos termos regressão e transgressão. Alguns autores os consideram como sinônimo de descida e subida do nível relativo do mar, respectivamente. No entanto, os utilizaremos como sinônimos de migração da linha de costa no sentido do oceano e do continente respectivamente, como também utilizado por Curry (1964).

As diferentes posições que o nível do mar ocupou ao longo do Quaternário também determinaram a formação de diferentes tipos deltaicos (Porebski e Steel, 2006). Os deltas que se formaram no UMG, quando o nível do mar esteve por volta de 100 a 120 m abaixo do nível do mar atual (Fairbanks, 1989, 1990; Fleming et al., 1998; Peltier e Fairbanks, 2006; Hanebuth et al., 2009), localizavam-se em ambientes profundos, próximos ou abaixo da quebra da plataforma. Nessa situação, a alta declividade do talude favorece depósitos de leques submarinos, influenciados por processos gravitacionais, como correntes de turbidez, deslizamentos e fluxos de detritos, e também a ocorrência de diapirismo e falhas de crescimento (Summerhayes et al., 1978; Elliott, 1993; Sestini, 1993; Panin e Jipa, 2002). Os deltas formados nessas condições são chamados de deltas de quebra de plataforma (*shelf-margin deltas*), e diferem significativamente daqueles de plataforma (*shelf deltas*), que se desenvolvem em ambientes mais rasos e de menor declividade, que favorece uma progradação mais rápida e com menos feições resultantes de fluxos gravitacionais (Galloway, 1975; Elliott, 1993). Os deltas de plataforma são comuns em situações de nível de mar alto, quando a linha de costa se encontra sobre a plataforma, como ocorre no presente. Registros de leques submarinos deltaicos associados ao UMG foram descritos na quebra da plataforma nos deltas dos rios Nilo (Summerhayes et al., 1978; Sestini, 1993), Danúbio (Panin e Jipa, 2002) e Ebro (Maldonado, 1975). Durante a fase de transgressão que se seguiu ao UMG, a linha de costa migrou sobre a plataforma, cessando a deposição dos leques. Atualmente os três deltas formam-se sobre a plataforma, e é provável que pouco sedimento fluvial alcance o talude. A porção moderna do delta do rio Mississipi, que se forma próximo a quebra da plataforma, é uma exceção entre os deltas modernos, que são deltas de plataforma.

1.2 Deltas dominados por ondas

Os deltas dominados por ondas têm particularidades importantes quando comparados aos outros tipos deltaicos. Ao contrário destes, seus sedimentos são transportados transversalmente ao rio, o que gera depósitos orientados paralelamente à linha de costa, como cordões litorâneos, pontais, barreiras e dunas (Wright e Coleman, 1972, 1973; Coleman e Wright, 1975; Galloway, 1975). A dispersão dos sedimentos fluviais é feita pela deriva litorânea, que é, portanto, um importante agente geomorfológico neste tipo de delta.

Alguns dos primeiros trabalhos sobre deltas dominados por ondas foram aqueles de Wright e Coleman (1972, 1973) e Coleman e Wright (1972). Esses autores correlacionaram a descarga fluvial com a energia de ondas junto à costa, por meio de um índice² que permitiu identificar diferentes tipos deltaicos, desde o mais dominado por ondas até o mais dominado por processos fluviais. Embora esses autores tenham se preocupado com a energia de ondas junto à linha de costa, eles não trataram especificamente do papel da deriva litorânea dela resultante.

Os trabalhos a respeito dos deltas da costa brasileira representaram uma grande contribuição ao estudo da influência da deriva litorânea nos deltas dominados por ondas (Bittencourt et al., 1982; Dominguez et al., 1983; Suguio et al., 1985; Dominguez, 1990, 1996; Martin et al., 1993a). Os estudos desses deltas permitiram a proposição de um modelo explicativo geral para a evolução desses ambientes, segundo o qual a vazão fluvial atua como um molhe hidráulico, barrando os sedimentos de origem marinha transportados pela deriva litorânea, depositando-os a barlamar da desembocadura. Por outro lado, os sedimentos fluviais são transportados pela deriva litorânea e depositados a sotamar da desembocadura, onde formam pontais que abrigam áreas protegidas onde se desenvolvem manguezais. Essa deposição diferenciada nas porções a barlamar e a sotamar da desembocadura fluvial explicaria a assimetria existente em alguns deltas brasileiros, como os dos rios São Francisco, Jequitinhonha e Paraíba do Sul (Bittencourt et al., 1982; Dominguez et al., 1983; Suguio et al., 1985; Dominguez, 1990, 1996; Martin et al., 1993a). Esse modelo de deposição foi posteriormente corroborado por Bhattacharya e Giosan (2003), que estudaram outros exemplos no mundo, como os dos deltas dos rios Danúbio (Romênia), Guadiana (Portugal e Espanha) e Brazos (Estados Unidos).

O papel da deriva litorânea no desenvolvimento dos deltas dominados por ondas foi tratado também por Mathers et al. (1999) em um trabalho sobre os deltas da costa da Albânia. Considerando a uni- e a bi-direcionalidade da deriva litorânea, esses autores propuseram dois modelos para o desenvolvimento dos deltas na Albânia. Segundo esses autores as correntes unidirecionais resultam na formação de deltas assimétricos chamados de deltas de pontais (*spit-deltas*). Nesses deltas ocorre a formação de pontais que crescem a sotamar da desembocadura fluvial até se desconectarem da costa,

² O índice criado por Wright e Coleman (1972, 1973) e Coleman e Wright (1972) foi denominado **índice de descarga efetiva**, e é obtido por meio da divisão entre a descarga fluvial por unidade do canal pela energia de ondas na costa por unidade de crista de onda. Esse índice fornece um instrumento quantitativo para relacionar diferentes deltas quanto à importância relativa da energia fluvial e de ondas.

quando então passam a migrar em direção ao continente por processos de sobrelavagem, até se unirem à costa sem deixar registro das lagunas pré-existentes. As correntes bidirecionais, por outro lado, resultam na formação de deltas simétricos e cuspidiformes. O registro dos dois processos se dá pela presença de cristas praias, que na costa da Albânia, são as feições predominantes da planície deltaica.

Bhattacharya e Giosan (2003), preocupados com a questão da assimetria em deltas dominados por ondas, propuseram um índice de assimetria, calculado por meio da razão entre a taxa de transporte da deriva litorânea (em m^3/ano) e a descarga média fluvial (em milhões de $m^3/mês$). O cálculo do índice para alguns deltas mostrou valores menores do que 200 para deltas simétricos e valores maiores do que 200 para deltas assimétricos e defletidos. Ao contrário de Mathers et al. (1999), esses autores associaram a assimetria à força das correntes longitudinais e não a sua uni ou bi-direcionalidade. Apenas os deltas defletidos, aqueles em que o rio percorre durante a sua evolução um trajeto paralelo à linha de costa, foram associados por esses autores à unidirecionalidade das correntes (Bhattacharya e Giosan, 2003).

A questão da uni e bi-direcionalidade das correntes tem uma relação direta com a origem dos sedimentos deltaicos. Quando as correntes são unidirecionais, os sedimentos da porção a barlamar do delta não têm necessariamente uma origem fluvial; isso só vai ocorrer se os sedimentos forem provenientes de outros lobos encontrados a barlamar da desembocadura, como acontece nos deltas dos rios Danúbio, Ródano e no lobo Damietta, no rio Nilo. Do contrário, os sedimentos terão origem marinha, sendo provenientes da plataforma ou da erosão de outros trechos da linha costa, como ocorre nos deltas dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Paraíba do Sul, Guadiana e Senegal. Por outro lado, nos deltas onde ocorre uma divergência da deriva litorânea efetiva, como nos deltas dos rios Ebro, Pó, Tiber, Níger e Vermelho, os sedimentos do delta podem ser inteiramente de origem fluvial. A questão da origem de sedimentos leva à discussão acerca da definição do termo delta, que tem sido associado pela maioria dos autores com depósitos de origem fluvial. O estudo dos deltas assimétricos demonstra que sedimentos marinhos também podem ser responsáveis pela construção deltaica. Zenkovich (1967) foi um dos primeiros autores a reconhecer a importância dos sedimentos de origem marinha na formação deltaica.

Os trabalhos sobre os deltas dominados por ondas têm demonstrado portanto, que o rio tem dois papéis na formação do delta: fornecer sedimentos e atuar como um molhe hidráulico, que a depender do sentido da deriva litorânea, pode contribuir para a

deposição de sedimentos marinhos no delta. A observância dessas questões tem levado a definições alternativas para delta, que priorizam a importância do rio na sua formação, mas não restringem seus depósitos aos de origem fluvial, como a definição proposta por Bhattacharya e Walker (1992), que definem delta como uma protuberância formada em um ponto onde um rio entra em um corpo de água mais amplo.

Além dos trabalhos citados, que procuraram explicar o papel da deriva litorânea na dinâmica deltaica, outros trabalhos preocuparam-se em mostrar o seu papel na evolução geológica dos deltas, retratando as mudanças de deriva litorânea que teriam ocorrido durante o Holoceno. Nessa linha destacam-se os trabalhos sobre os deltas dos rios Doce (Martin et al., 1993a, 1997a), Paraíba do Sul (Dominguez et al., 1983, Martin et al., 1984, 1993a, 1997a), Jequitinhonha (Dominguez et al., 1983, 2004), São Francisco (Dominguez et al., 1983; Martin et al., 1984; Guimarães e Dominguez, 2005), Arno e Ombrone (Pranzini, 2001). Parte desses trabalhos assume que as mudanças na deriva litorânea se devem a mudanças climáticas, como variações nos padrões de ventos e alteração na frequência das diferentes frentes-de-onda (Martin et al., 1984, 1993a, 1997a; Dominguez et al., 2004). A outra parte deles relaciona tais alterações às mudanças de orientação da linha de costa (Pranzini, 2001; Guimarães e Dominguez, 2005). Apesar das duas causas atuarem concomitantemente, as mudanças na orientação da linha de costa, sozinhas, podem gerar mudanças na deriva litorânea importantes, como inicialmente demonstrou Komar (1973). Esse autor simulou a evolução de deltas no computador, e mostrou que, de fato, esses evoluem até alcançar um formato cuspidiforme, onde a orientação da linha de costa se ajusta às condições de onda, levando o delta a uma orientação de equilíbrio. Pranzini (2001) também observou que os deltas dos rios Arno e Ombrone adquiriram uma posição de equilíbrio por meio do posicionamento da desembocadura fluvial frontalmente ao somatório das ondas incidentes. Esses trabalhos demonstraram que o ajuste entre a deriva litorânea e a orientação da linha de costa tem papel fundamental na evolução dos deltas dominados por ondas.

1.3 O delta do rio São Francisco

O delta do rio São Francisco é considerado um típico delta dominado por ondas. Sua planície deltaica em grande parte formada por cordões litorâneos sugere que os sedimentos ali depositados foram retrabalhados pelas ondas.

Os trabalhos até agora feitos sobre a área sugerem que sua formação ocorreu associada a uma deriva litorânea unidirecional, que juntamente com o efeito de molhe fluvial, teria provocado a deposição de sedimentos marinhos a barlar da desembocadura e sedimentos fluviais a sotamar (Bittencourt et al., 1982; Dominguez, 1996). O delta é, portanto, considerado um delta assimétrico, conforme a classificação de Bhattacharya e Giosan (2003).

Além disso, o início da deposição dos sedimentos deltaicos tem sido associado ao abaixamento do nível relativo do mar (Dominguez et al., 1981, 1983, 1987, 1992; Flexor et al., 1984; Suguio et al., 1985; Dominguez, 1987, 1990; Martin et al., 1993a, 1996), que teria se iniciado na costa brasileira por volta de 5,6 ka cal. (Martin et al., 2003). O abaixamento do nível relativo do mar teria fornecido os sedimentos para a evolução deltaica, por meio de um mecanismo inverso à regra de Brunn, que forneceria sedimentos da antepraia para a praia com o gradativo abaixamento do nível relativo do mar.

A pequena quantidade de estudos sobre a evolução da área clama pela realização de novos trabalhos que possam fornecer mais informações a respeito. Nesse contexto se insere essa tese, que apresenta a primeira tentativa de descrever a arquitetura deposicional do delta, com base em informações de sondagem. Todos os trabalhos anteriores feitos na área basearam-se no estudo de seus depósitos superficiais; este é o primeiro com dados estratigráficos do Quaternário, podendo, portanto, contribuir para o entendimento da história evolutiva da região desde o UMG até o presente. Além disso, seguindo tradição na literatura de reconhecer a deriva litorânea como importante agente geomorfológico nos deltas dominados por ondas, essa tese ocupa-se também de reconhecer as mudanças na deriva litorânea ocorridas durante a evolução do delta, a causa de tais mudanças, bem como o seu papel na evolução da área.

1.4 Objetivos

O objetivo geral desse trabalho é definir o arcabouço estratigráfico do delta do rio São Francisco, além de reconhecer o papel de diferentes fatores controladores da sua evolução, tais como as variações do nível do mar e as mudanças nos padrões de dispersão dos sedimentos ao longo da linha de costa.

Temos como objetivos específicos:

1. Caracterizar a arquitetura deposicional do delta com base em informações de furos de sondagem;
2. Modelar a dispersão de sedimentos ao longo da linha de costa em diferentes estágios evolutivos do delta, reconhecer as causas das mudanças verificadas nos padrões de deriva litorânea, bem como o papel dessas mudanças na evolução do delta;
3. Avaliar o papel das variações do nível do mar na evolução do delta, especialmente durante o Holoceno.

1.5 Área de estudo

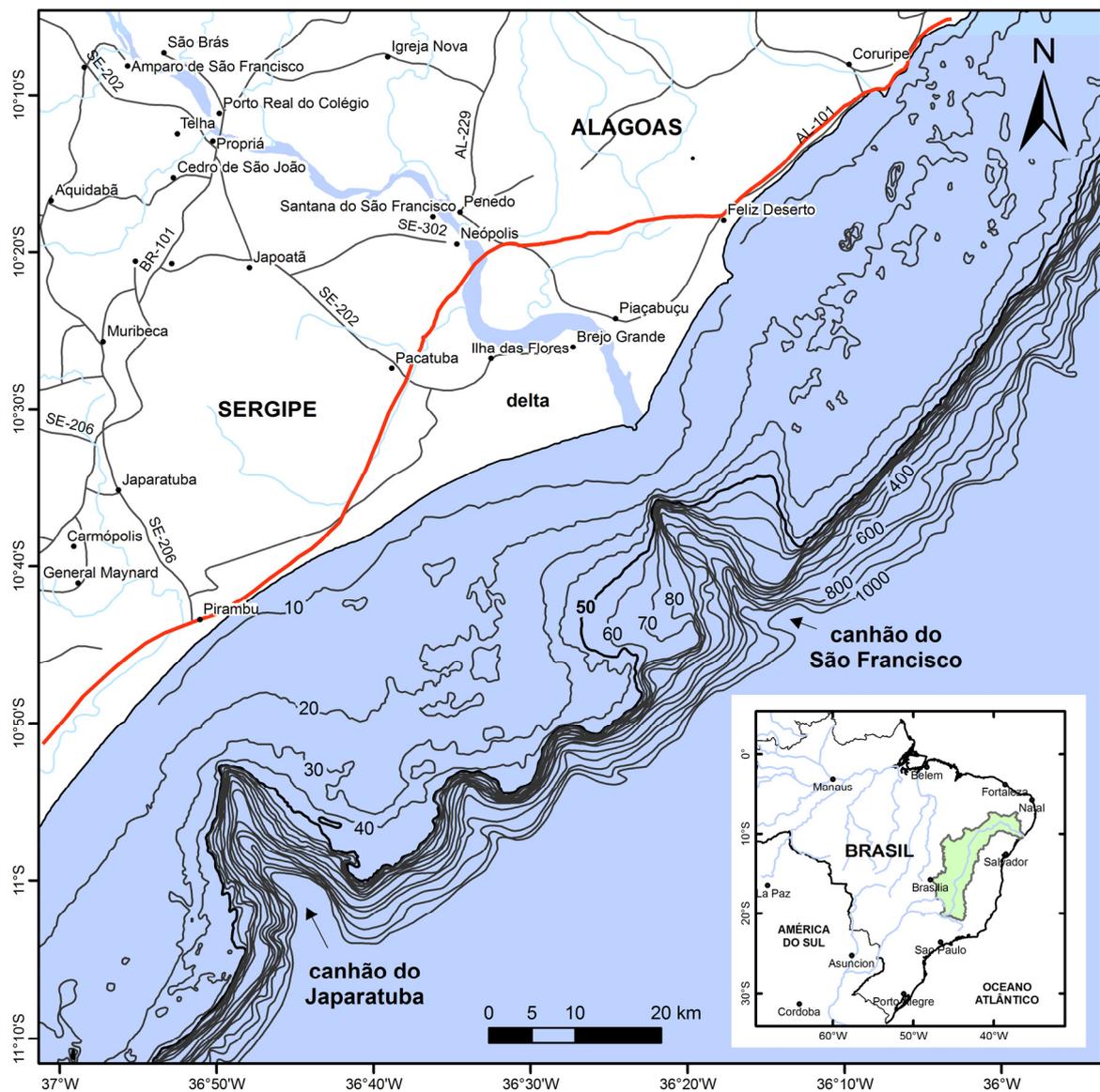


Fig. 1.1 Localização do delta do rio São Francisco, suas principais vias de acesso e a batimetria da plataforma continental adjacente; a linha vermelha delimita os depósitos litorâneos do Quaternário de depósitos mais antigos; no detalhe, em verde, a bacia hidrográfica do rio São Francisco.

O delta do rio São Francisco localiza-se na divisa dos Estados de Sergipe e Alagoas, entre as latitudes de 10° e 11°S e as longitudes de 36° e 37°W (Fig. 1.1). É um dos mais proeminentes deltas da costa brasileira, com 800 km². A região do delta é relativamente pouco ocupada, tendo a sua maior localidade, Piaçabuçu – AL, apenas 17,5 mil habitantes (IBGE, 2009).

1.5.1 Regime fluvial

O rio São Francisco é um dos maiores rios da América do Sul com extensão de 2.863 km e com uma bacia de drenagem de 634.000 km², que abrange 7,4% do território nacional (Fig. 1.1 detalhe). O rio nasce na Serra da Canastra, em Minas Gerais, em altitudes por volta de 1800 m. Ele drena regiões de clima variado, desde tropical úmido, nas nascentes, onde a pluviosidade é de 1500 mm/ano, até regiões com clima tropical semi-árido, em seu compartimento médio e sub-médio, cuja pluviosidade é de 650 mm/ano (Souza e Knoppers, 2003; Medeiros et al., 2007; CBHSF, 2009).

Antes da construção de grandes barragens no rio São Francisco, que se iniciaram na década de 50 do século XX, os valores de vazão média e de material transportado em suspensão próximo à desembocadura eram de 3010 m³/s e 69 x 10⁵ t/ano, respectivamente. Hoje, após a construção de 33 barragens, das quais 9 no próprio rio São Francisco, estes valores foram reduzidos respectivamente para 1760 m³/s e 2,28 x 10⁵ t/ano (Medeiros et al., 2007; CBHSF, 2009). Além da redução nas descargas médias anuais também foi observada uma diminuição nas variações interanuais e sazonais de vazão fluvial. Picos de vazão entre 8000 e 15000 m³/s, comuns entre janeiro e março, foram fortemente suavizados para valores menores do que 3000 m³/s, após a construção das barragens, especialmente após a construção da barragem de Xingó, em 1994 (Fig. 1.2) (Medeiros et al., 2007).

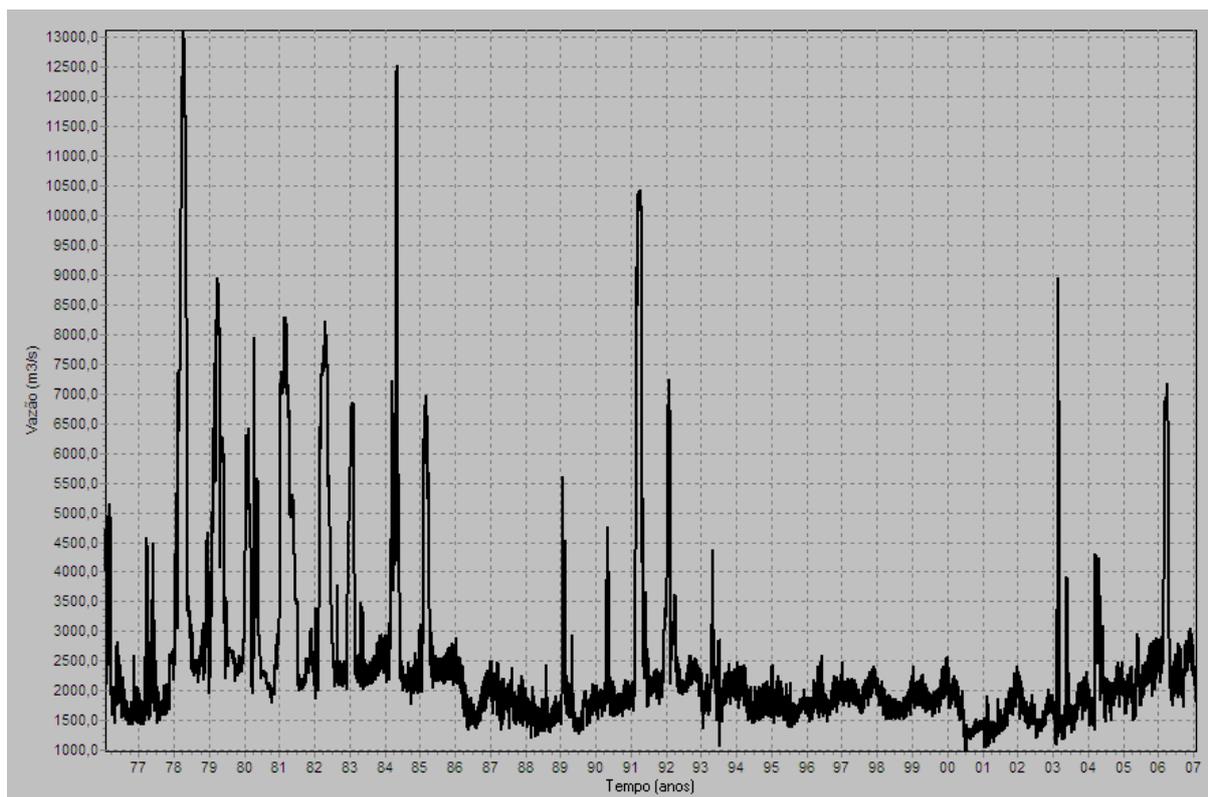


Fig. 1.2. Dados de vazão do rio São Francisco na estação de Propriá – AL, a 80 km da foz (ANA, 2009).

1.5.2 Clima

A região do delta do rio São Francisco apresenta clima semi-úmido do tipo mediterrâneo, com 4 a 5 meses secos na primavera e no verão, e período chuvoso no outono e no inverno (Nimer, 1989). A pluviosidade média anual na região é de 1500 mm anuais, e a temperatura média anual de 24 a 26° C (Nimer, 1989). A média climatológica da distribuição mensal das temperaturas, precipitação e evaporação da cidade de Aracaju-SE, a 90 km da região de estudo, estão apresentadas nas figuras 1.3 e 1.4 (INMET, 2009).

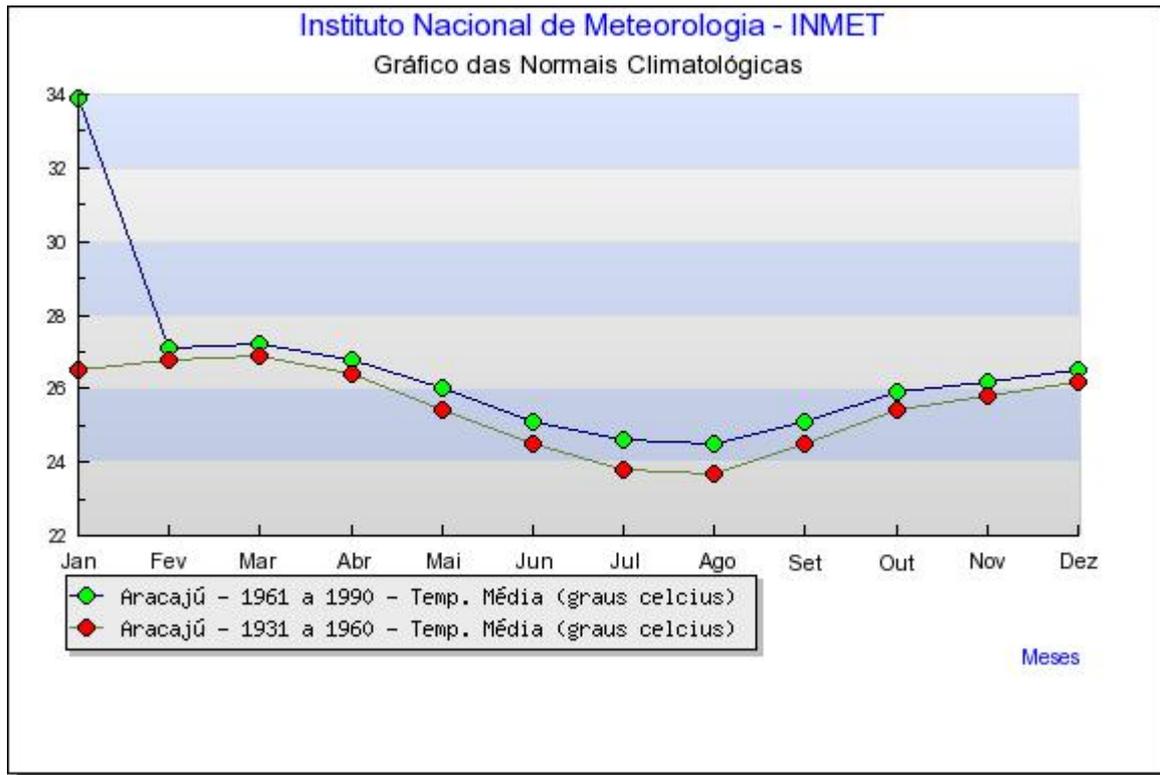


Fig. 1.3. Temperaturas médias mensais da cidade de Aracaju-SE entre os anos de 1931 e 1960, em vermelho, e entre os anos de 1961 e 1990, em verde (INMET, 2009).

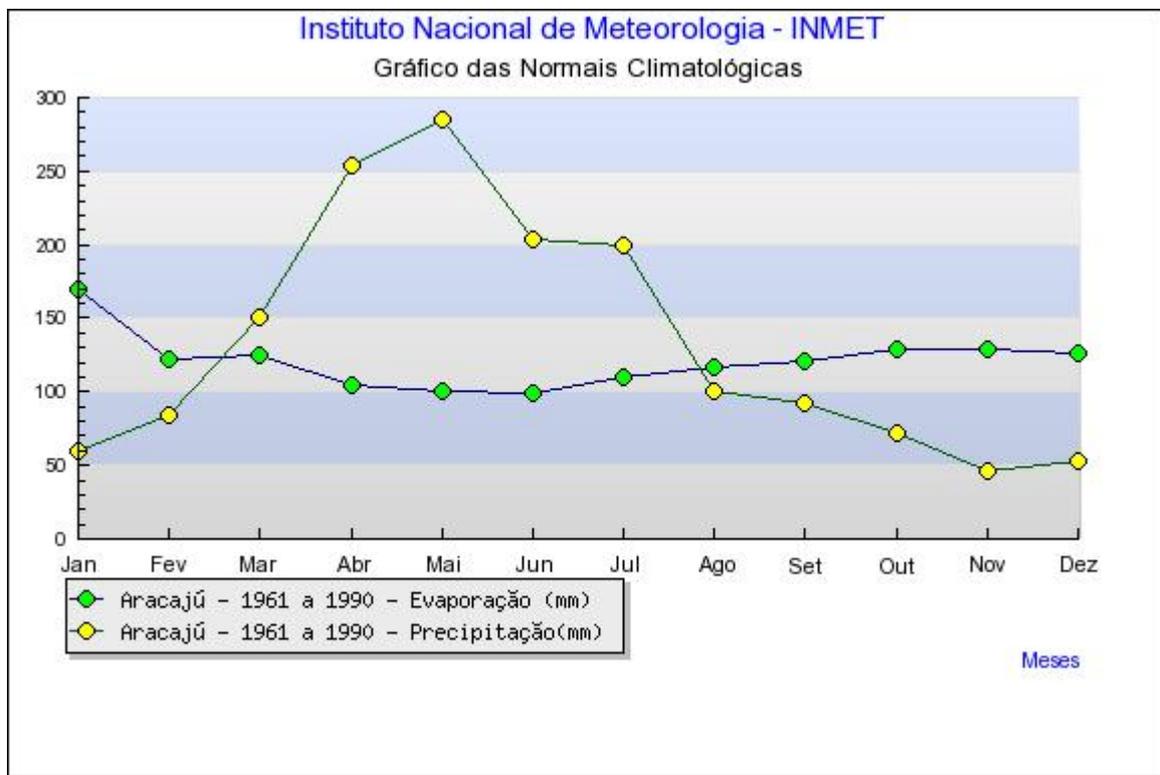


Fig. 1.4. Precipitação média mensal, em amarelo, e evaporação média mensal, em verde, da cidade de Aracaju-SE, entre os anos de 1961 e 1990 (INMET, 2009).

1.5.3 Geologia regional

O delta do rio São Francisco é composto por depósitos sedimentares quaternários limitados a noroeste por depósitos terciários da Formação Barreiras. Ambos os pacotes sedimentares sobrepõem-se a depósitos sedimentares da bacia Sergipe-Alagoas, que se estende na parte emersa do continente em uma faixa de 20 a 50 km e se prolonga pela parte submersa, onde se encontra a maior parte da bacia. Esta se formou durante a abertura do Atlântico Sul no final do Jurássico e no Cretáceo, e se apresenta como um meio-gráben de direção NE-SO, com blocos escalonados por falhas de mesma direção, com mergulho para sudeste. Como as demais bacias da margem continental brasileira, passou pelos estágios evolutivos da abertura do Atlântico: sinéclise, pré-rifte, rifte e margem passiva, apresentando depósitos correlacionáveis com todos esses estágios (Fig. 1.5) (Souza-Lima et al., 2002; Neto et al., 2007).

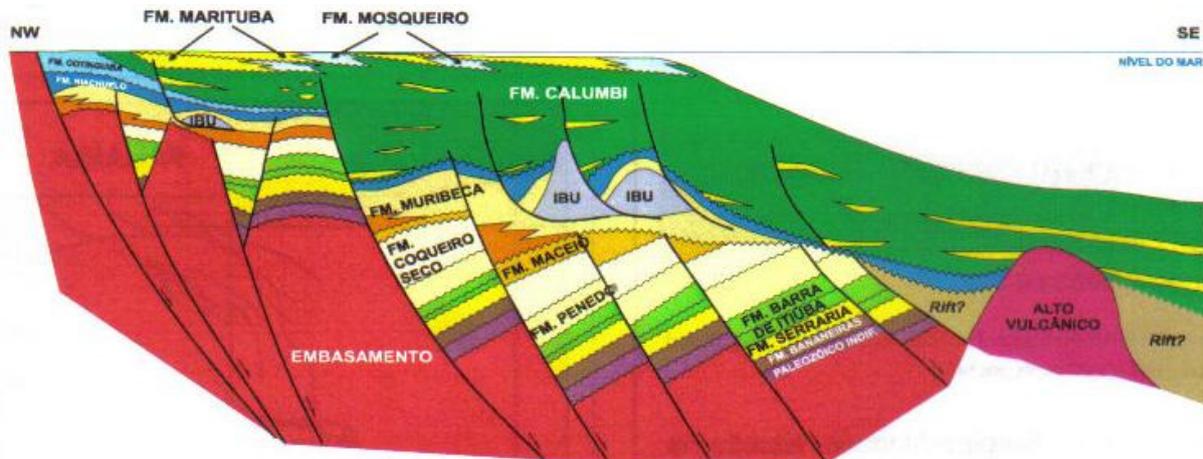


Fig. 1.5. Seção geológica esquemática da sub-bacia de Sergipe que compõe a bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima, 2006).

FANEROZÓICO

Cenozóico

Quaternário

- Q2a - Depósitos aluvionares recentes; areia com intercalações de argila e cascalho, e cascalho e restos de matéria orgânica
- Q2b - Depósitos aluvionares recentes; areia com intercalações de argila e cascalho, e cascalho e restos de matéria orgânica
- Q2pm - Depósitos de pântanos e margues; areia, silte, argila e matéria orgânica
- Q2m - Depósitos de pântanos e margues; areia, silte, argila e matéria orgânica
- Q1 - Depósitos flúvio-ligunares; lama arenosa e carbonosa

Terciário

- ENb - Grãos Esfriados; arenito, argilito e conglomerático, argilito fino e arenoso e conglomerado

Mesozóico

Crétáceo

- Grupo Sergipe - K2a - Formação Cotiunguba; Membro Sapucarí; calciluito maciço
- Formação Riachuelo - K1a - Membros Taguari e Angico indiscriminados; calciluito e folhelho interstratificados e arenito fino a conglomerático e calciluito maciço; arenito e folhelho interstratificados; calcarenito e calciluito ondulado e oolítico

Grupo Coruripe

- K1pc - Formação Rio Piranga e Coqueiro Seco indiscriminados; calciluito fossilífero e folhelho intercalado com arenito, silto e calcário
- K1pe - Formação Perêdo; arenito com intercalações de folhelho, silto e calcário
- K1pi - Formação Serra da Ilha; folhelho calcítico com intercalações de calcário e arenito

Jurássico

Grupo Perucaba

- Jks - Formação Serra; arcóseo e arenito
- J3pb - Formação Bananeiras; folhelho e argilito
- Jka - Indiviso; folhelho, argilito, arcóseo e arenito

Triássico

- CKp - Grupos Igreja Nova e Perucaba indiscriminados; conglomerado polimítico, siltilito, arenito e folhelho; arenito, folhelho, argilito e arcóseo

Carbonífero

- Grupo Igreja Nova - P1ar - Formação Aracaré; arenito, silto e folhelhos intercalados; calcário colônial e silteito
- C2bb - Formação Batanga - Membro Boacica; siltilito e folhelho lamelado
- CPI - Indiviso; conglomerado polimítico, siltilito, arenito e folhelho

PROTEROZÓICO

Neoproterozóico

- Provincia Borborema
- Subprovincia Meridional Externa
- Faixa de Dobramentos Sergipana

Granitoides Pós-Orogênicos

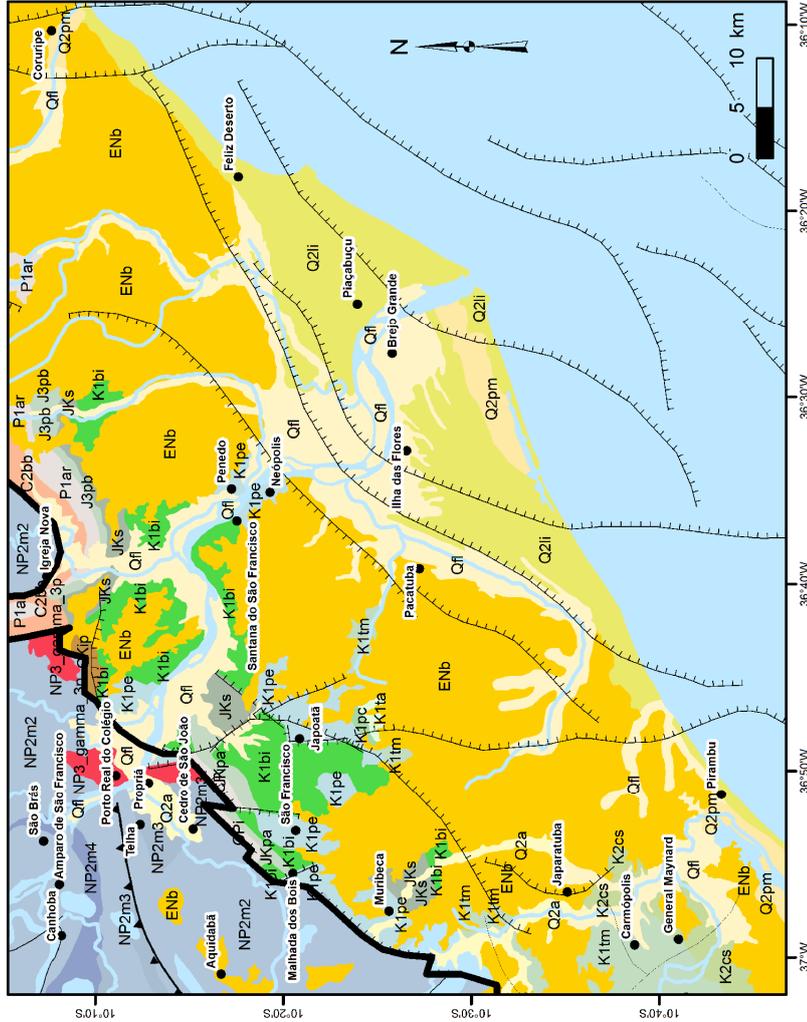
- NP3_gamma_3p - Suite intrusiva Propriá; biotita granito porfirítico, calciluito de alto K a alcalino, com autólitos maficos

Criogeniano

Granitoides Ceddo e Sinorogênicos

Grupo Mucururé

- NP2m4 - metagrauvaca, metarenito e metasiltilito
- NP2m3 - metarritmito (siltilito e filito) e lenes de metakeratólio e metadiácio
- NP2m2 - granada - biotita xisto, metagrauvaca, metarritmito



- Zona de cisalhamento transpressional sinistral
- Falha extensional (normal)
- Falha extensional encoberta
- Falha extensional do embasamento - Margem Continental
- Falha indiscriminada - Margem Continental

— limite da Bacia Sergipe-Alagoas

Fig. 1.6. Mapa geológico e estrutural da região do delta do rio São Francisco e plataforma continental adjacente; linha preta grossa indica limite continental da Bacia Sergipe-Alagoas (modificado de MME, 2004).

Os depósitos terciários da Formação Barreiras têm formato tabular, tendo espessuras de 20 a 30 m no seu limite noroeste, onde recobrem a borda da bacia, e alcançando de 100 a 120m nas proximidades do litoral. Suas espessuras são também controladas por altos e baixos estruturais (Ponte, 1969). Esses depósitos são exclusivamente terrígenos, formados por arenitos e conglomerados com matriz argilosa, altamente imaturos. Eles têm sido classicamente considerados como depósitos de origem continental, originários de um sistema de leques aluviais coalescentes (MME, 1983). Há, no entanto, trabalhos mais recentes que atestam sua origem marinha (Dominguez e Araújo, 2008).

Os depósitos quaternários do delta têm origem fluvial, marinha, fluviomarina e eólica (MME, 1983). Eles são topograficamente mais baixos, e estão separados dos depósitos terciários por falésias com cerca de 50m de altura. Esse limite adentra os depósitos terciários e apresenta formato em “V” com o vértice no eixo do rio; e é extremamente retilíneo e simétrico em relação a esse eixo (Fig. 1.6). Acredita-se que sua formação foi controlada tectonicamente (Ponte, 1969; Bittencourt et al., 1999).

1.5.4 Feições geológico-geomorfológicas

A planície deltaica do rio São Francisco é composta por depósitos pleistocênicos e holocênicos (Figs. 1.7 e 1.8). Adjacente às falésias que separam o delta dos depósitos da Formação Barreiras, no sopé das mesmas, depositaram-se leques aluviais de idade pleistocênica. Estes depósitos têm sedimentos não-consolidados, predominantemente arenosos e mal selecionados, contendo de argila a seixos (Bittencourt et al., 1982; Barbosa, 1985; Dominguez, 1996).

Anexados aos leques depositaram-se dois conjuntos de cordões litorâneos, na forma de terraços; o mais interno tem idade pleistocênica, apresentando altitudes entre 6 e 8 m, o mais externo tem idade holocênica e altitudes entre 2 e 3 m. Entre os dois conjuntos de cordões litorâneos ocorre uma estreita zona úmida; do lado nordeste do delta, cortada pelo rio Marituba (Figs. 1.7 e 1.8). Os terraços pleistocênicos apresentam sedimentos arenosos, de granulação média a grosseira e grãos subangulares,

apresentando também níveis cascalhosos. Os terraços holocênicos são arenosos, bem selecionados, com granulação fina a média, com grãos subangulares e subarredondados (Bittencourt et al., 1982; MME, 1983; Barbosa, 1985; Dominguez, 1996).

Na porção mais externa dos terraços holocênicos, sobre eles, depositaram-se duas gerações de dunas, uma em posição mais interna, mais antiga e atualmente inativa; e outra que bordeja a linha de costa, mais recente e ainda em desenvolvimento (Fig. 1.7). A geração mais antiga apresenta dunas com altura média de 26 m, sendo comum a formação de lagos entre elas. Encontra-se atualmente vegetada. Formou-se a partir de 3000 anos AP (Barbosa e Dominguez, 2004). O campo de dunas mais recente apresenta diferentes províncias morfológicas: lençóis de areia, junto à linha de costa, dunas isoladas e interdunas na porção intermediária do campo, e dunas complexas, com até 33 m de altura, na sua porção mais interna. As dunas deste campo migram a uma taxa de 11 a 36 m/ano. Acredita-se que esse campo originou-se há poucos séculos (Barbosa e Dominguez, 2004).

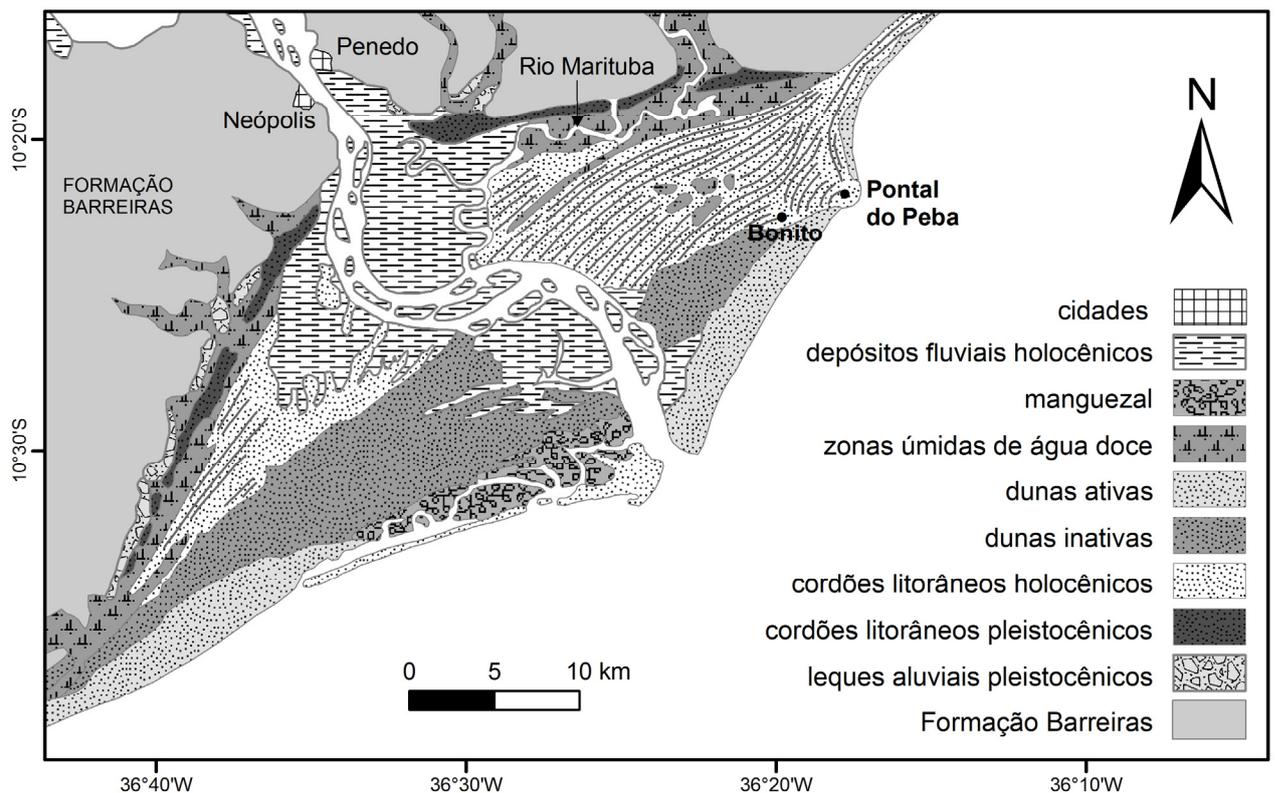


Fig. 1.7. Principais feições geológico-geomorfológicas da planície deltaica do rio São Francisco, modificado de Bittencourt et al. (1982).

Na parte mais externa da planície deltaica, a sudoeste da desembocadura, ocorre um manguezal, que se formou em áreas protegidas por ilhas arenosas (Figs. 1.7 e 1.8). Estas se formaram a partir de sedimentos de barra desembocadura, retrabalhados pela deriva litorânea de sentido NE-SO, que os transportou para sotamar. As ilhas arenosas são gradativamente anexadas à linha de costa, e podem ser facilmente verificadas dentro do manguezal (Bittencourt et al., 1982; Dominguez, 1996).

Na localidade de Pontal do Peba, na porção nordeste do delta, existe anexado à linha de costa, um recife de corais, que fica exposto na baixa-mar (Barbosa, 1985). A existência desse recife teve influência na orientação dos cordões litorâneos depositados nessa região do delta. A orientação dos cordões também sugere a existência de outro recife, situado a sudoeste em relação ao recife do Peba, próximo à localidade de Bonito, que hoje se encontra soterrado pelos sedimentos terrígenos da planície deltaica (Fig. 1.7).

Na porção nordeste da planície deltaica, no domínio dos terraços holocênicos, ocorrem regiões rebaixadas constantemente inundadas, que não respeitam em sua morfologia a topografia definida pelos cordões litorâneos (Fig. 1.7). Provavelmente tais depressões estão associadas a processos de subsidência.

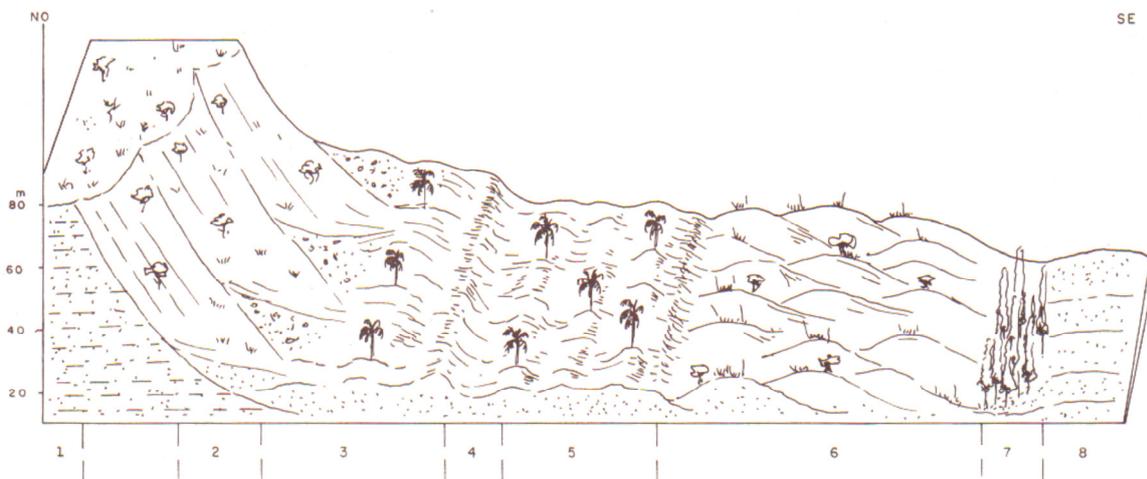


Fig. 1.8. Perfil topográfico de sentido NO-SE da porção sudoeste do delta, modificado de MME (1983): 1. depósitos da Formação Barreiras; 2. depósitos de leques aluviais pleistocênicos; 3. terraços marinhos pleistocênicos; 4. pequena zona úmida rebaixada no limite dos terraços pleistocênicos e holocênicos; 5. terraços marinhos holocênicos; 6. dunas inativas; 7. manguezais; 8. praia atual.

1.5.5 Plataforma continental

A plataforma continental adjacente ao delta é uma das mais estreitas e rasas do mundo, possuindo cerca de 30 km de largura e alcançando profundidades máximas de 50 m junto à quebra da plataforma. A plataforma continental e o talude são cortados pelo canhão do São Francisco, que se localiza frontalmente à desembocadura fluvial, e cuja influência é notada já na isóbata de 20 m. A sudoeste do delta, o canhão do Japarutuba também corta o talude, mas sem nenhum grande rio associado (Fig. 1.1). Segundo Summerhayes et al. (1976), ambos os canhões apresentam vertentes em “V”. O canhão do São Francisco apresenta fundos planos, demonstrando a presença de certa deposição, ao contrário do Japarutuba, no qual ocorre erosão por correntes de fundo. Ainda segundo esses autores, a existência de tributários cobertos por sedimentos nas paredes dos canhões e a existência de blocos no fundo dos canhões sugerem que estes não estão ativos, embora exista alguma movimentação de sedimentos no canhão do São Francisco. Além dos canhões, diversos canais menores, de até 10 m de profundidade, também estão presentes no talude (Summerhayes et al., 1976; França, 1979).

A plataforma continental diretamente na frente da desembocadura fluvial e nas suas adjacências a sul da desembocadura apresenta depósitos lamosos (Fig. 1.9) por uma extensão que conecta a desembocadura fluvial à cabeceira do canhão submarino do São Francisco. Nas regiões mais marginais, sedimentos terrígenos arenosos são predominantes na plataforma interna, enquanto sedimentos carbonáticos arenosos e cascalhosos ocorrem na plataforma externa, sobretudo a nordeste da desembocadura (Fig. 1.9) (Summerhayes et al., 1975; Coutinho, 1981). Os organismos mais comuns que compõem os sedimentos carbonáticos são algas coralinas incrustantes e ramificadas, foraminíferos bentônicos, moluscos e as *Halimeda* (Summerhayes et al., 1975).

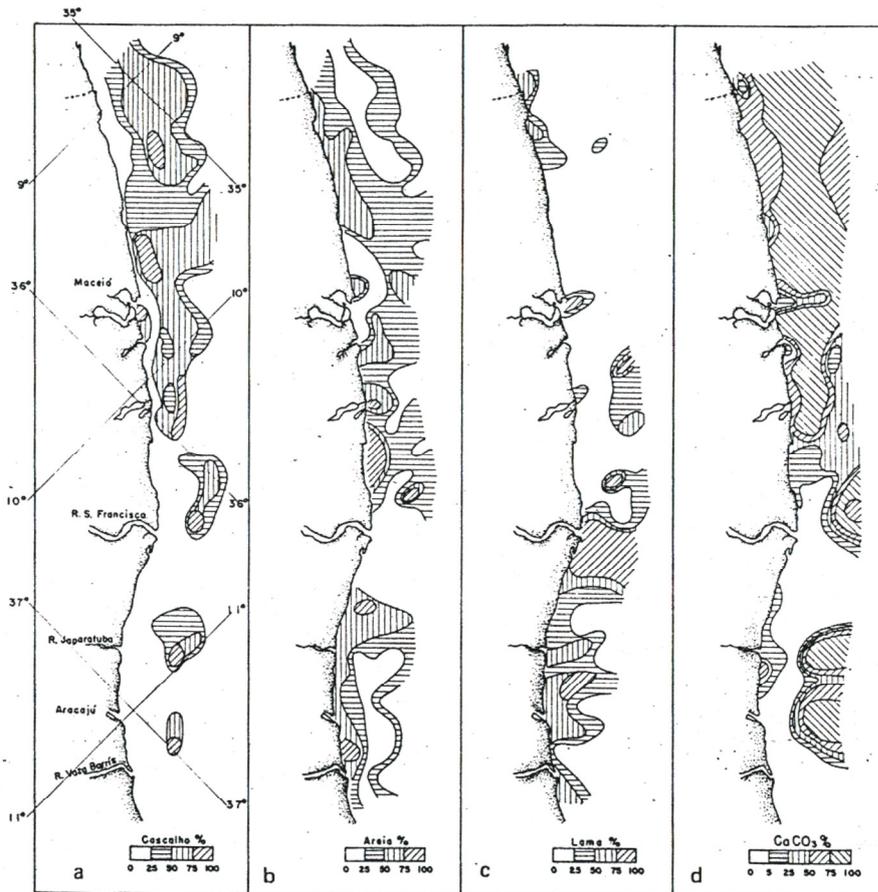


Fig. 1.9. Conteúdo de carbonato de cálcio e distribuição textural dos sedimentos na plataforma continental de Sergipe e Alagoas (Coutinho, 1981).

1.5.6 Condições oceanográficas

As frentes-de-onda em água profunda são predominantemente de leste, seguidas pelas ondas de leste-nordeste e leste-sudeste. As ondas de leste e leste-nordeste apresentam, em geral, alturas de 1 m e períodos de 5 s. As ondas de leste-sudeste são mais elevadas, sobretudo no inverno, apresentando, em geral, alturas de 1,5 m e períodos de 6,5 s (Hogben e Lumb, 1967).

A deriva litorânea, estimada para a região do delta em trabalhos em escala regional, tem sentido NE-SO (Bittencourt et al., 2002, 2005).

O delta está em uma região de micromaré, com altura média em sizígia de 1,74 m, de caráter semidiurno (DHN, 1989).

A região do delta está sob influência da Subcorrente Norte do Brasil, que flui para norte, com mais intensidade nas camadas da coluna de água entre 100 e 500m. Essa

corrente se origina na bifurcação, em latitudes entre 12 e 20° S, do braço sul da Corrente Sul Equatorial, que também origina a Corrente do Brasil, que flui em sentido oposto. Nas camadas mais superficiais da coluna de água, submetidas à influência dos ventos, admite-se certa sazonalidade nas correntes, associadas às mudanças na posição da Zona de Convergência Intertropical (Stramma e Schott, 1999).

1.5.7 Variações do nível do mar

De uma forma geral, as curvas do nível relativo do mar holocênico construídas para a costa nordeste brasileira mostram um nível de mar mais alto que o atual entre 5,9 e 5 ka cal., quando o nível do mar esteve entre 1,3 e 4,7 m acima do atual (Bezerra et al., 2003; Martin et al., 2003; Caldas et al., 2006).

Não existe consenso na literatura a respeito de oscilações de maior frequência e menor amplitude que teriam ocorrido após o nível do mar alto na costa brasileira, na fase de abaixamento do nível do mar a partir de meados do Holoceno. Martin et al. (2003) reconhecem duas oscilações entre 5,6 ka cal. (quando segundo a curva do nível relativo do mar de Salvador destes autores ocorria o nível do mar alto) e o presente. Essas oscilações não teriam durado mais do que 800 anos e teriam gerado variações entre 2,5 e 3,5 m (Fig. 1.10). Há autores, no entanto, que discordam da existência de tais oscilações (Angulo e Lessa, 1997).

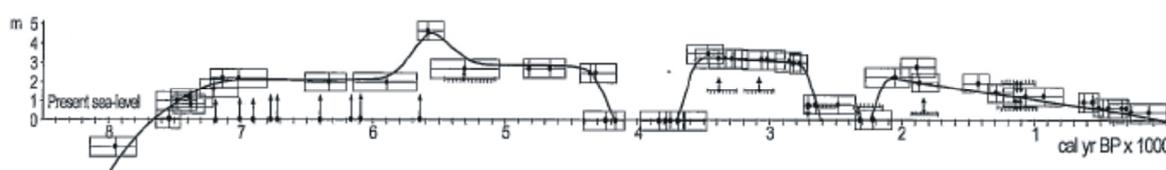


Fig. 1.10. Curva do nível relativo do mar da cidade de Salvador-BA (400 km distante da área de estudo) proposta por Martin et al. (2003).

O abaixamento do nível relativo do mar desde meados do Holoceno nas regiões tropicais, como a costa brasileira, parece estar associado a ajustes glacio-hidro-isostáticos, como demonstrado por diversos autores (Fig. 1.11) (Nakada e Lambeck, 1987, 1989; Mitrovica e Milne, 2002; Milne et al., 2005).

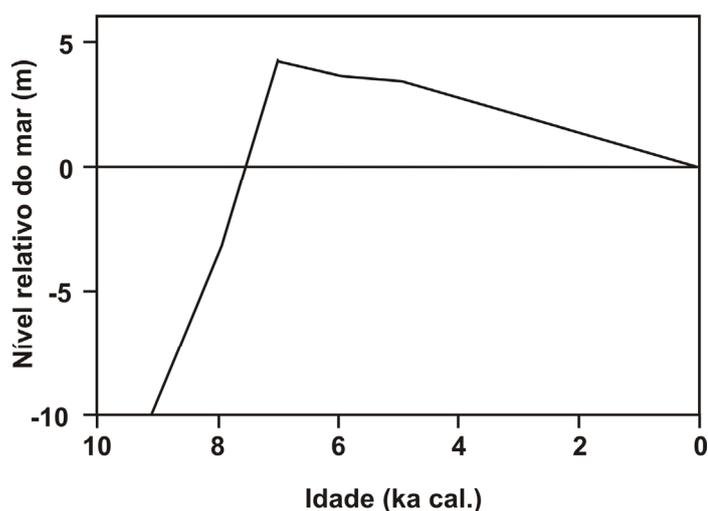


Fig. 1.11. Curva do nível relativo do mar da cidade de Recife-PE (315 km ao norte da área de estudo) gerada por modelo de glácio-hidro-isostasia (Milne et al., 2005).

1.5.8 Evolução paleogeográfica

Os trabalhos anteriores que trataram da evolução paleogeográfica do delta do rio São Francisco e dos demais deltas da costa leste brasileira enfatizaram o papel das variações do nível relativo do mar, deixando em segundo plano o papel desempenhado pelo aporte sedimentar fluvial na evolução desses ambientes (Dominguez et al., 1981, 1987; Suguio e Martin, 1981; Bittencourt et al., 1982, 1983; Barbosa, 1985; Suguio et al., 1985; Barbosa et al., 1986; Martin et al., 1993a, 1996). Seguindo essa linha, três estágios evolutivos principais foram identificados para o delta do rio São Francisco (Fig. 1.12) (Dominguez, 1996):

Estágio A: No período de abaixamento do nível relativo do mar que se seguiu ao máximo da *Penúltima Transgressão* (120 ka), a regressão marinha favoreceu a deposição de cordões litorâneos pleistocênicos (Fig. 1.12 A).

Estágio B: No máximo da *Última Transgressão* (5,1 ka/5,6 ka cal.) a subida do nível do mar erodiu total ou parcialmente os cordões depositados na fase anterior; houve o afogamento dos vales fluviais formando estuários e o estabelecimento de ilhas barreiras formaram pequenas lagunas (Fig. 1.12 B).

Estágio C: O abaixamento do nível do mar que se seguiu ao máximo da *Última Transgressão* favoreceu o preenchimento dos estuários e lagunas e a construção de um conjunto de cordões litorâneos holocênicos, sobre os quais mais tarde se desenvolveriam os dois campos de dunas do delta. As lagunas evoluíram para zonas úmidas salobras e de água doce (Fig. 1.12 C).

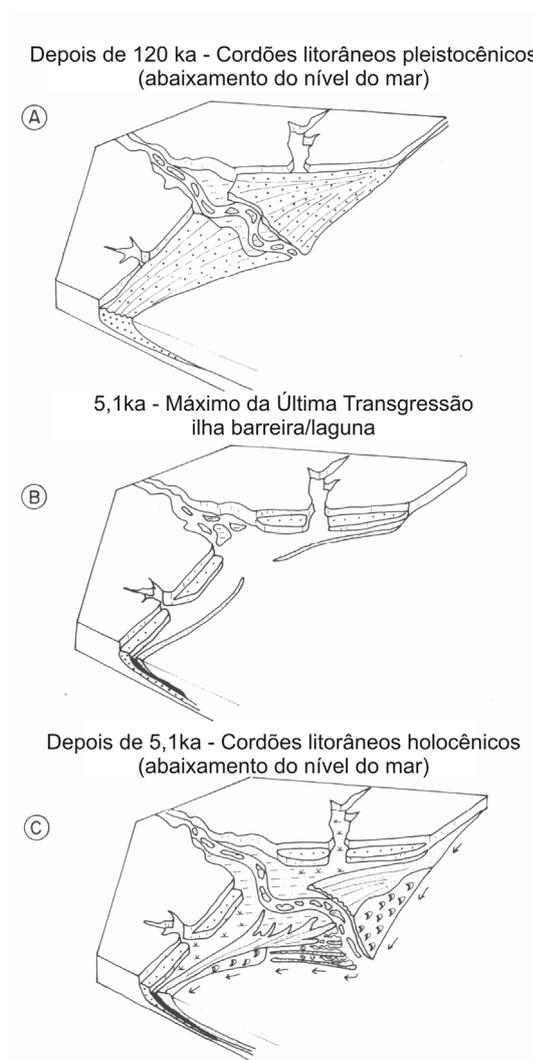


Fig. 1.12. Esquema da evolução paleogeográfica quaternária do delta do rio São Francisco (modificado de Dominguez, 1996).

Como será mostrado no decorrer deste trabalho, este modelo está parcialmente errado, tanto no que se refere à correlação entre o avanço da linha de costa e o abaixamento do nível relativo do mar, como no que diz respeito à data da máxima transgressão na área de estudo. Um novo modelo evolutivo será proposto ao longo desta tese.

1.6 Estrutura da Tese

O presente trabalho está dividido em seis capítulos. O primeiro é esta introdução. Em seguida, no Capítulo 2, será apresentada a metodologia do trabalho. No Capítulo 3 é apresentado um artigo submetido para a publicação sobre a arquitetura deposicional do delta. No Capítulo 4 é apresentado um artigo, ainda não submetido³, sobre as relações morfodinâmicas entre orientação da linha de costa/batimetria, deriva litorânea e descargas fluviais e seu papel na evolução do delta. No Capítulo 5 são apresentados resultados adicionais, que não constaram nos artigos dos capítulos 3 e 4. No Capítulo 6 serão apresentadas as considerações finais com as principais contribuições desse trabalho e com as perspectivas futuras de pesquisa.

³ Antes de submeter este artigo, aguardamos o aceite do artigo apresentado no Capítulo 3, uma vez que este último é utilizado como base para o primeiro.

2. Metodologia

A busca por informações geológicas e o tratamento dos dados obtidos neste trabalho basearam-se em técnicas variadas, que serão expostas neste capítulo.

Este trabalho teve duas abordagens principais. A primeira delas visava a obtenção de dados de subsuperfície, que foram utilizados para obter informações sobre a estratigrafia do Quaternário, inclusive informações cronológicas. A segunda teve como objetivo principal reconhecer as causas das mudanças na deriva litorânea, e seu papel na evolução do delta. Nesse sentido simulou-se a deriva litorânea para diferentes linhas de costa que ocorreram ao longo do Holoceno, baseando-se no clima de ondas atual. A comparação dessa simulação com indicadores morfológicos de deriva litorânea presentes na planície deltaica permitiu averiguar se as mudanças na deriva litorânea se deveram a mudanças na orientação da linha de costa ou no clima de ondas. As etapas expostas a seguir contribuíram para uma ou outra abordagem.

Foram realizados três trabalhos de campo, dentre os quais, dois tiveram a finalidade de conhecer a área de estudo e seus depósitos superficiais, e um teve a finalidade de realizar sondagens para obter os dados de subsuperfície. Este último foi realizado nos meses de agosto e setembro de 2006.

2.1 Sondagens

Foram realizadas quinze sondagens do tipo *Standard Penetration Test* (SPT) na planície deltaica do rio São Francisco para a obtenção de dados estratigráficos (Fig. 2.1). A sondagem SPT é um tipo de sondagem percussiva, na qual um amostrador bipartido de sedimentos, com 66 cm de comprimento, é preso a uma haste, e penetra nos sedimentos por meio da força exercida por um peso sobre a haste, quando este desce em queda livre, chocando-se com ela (Fig. 2.2). A cada 66 cm de penetração, o amostrador era trazido à superfície e aberto, quando então as amostras eram descritas, fotografadas e coletadas para posterior realização da análise granulométrica.

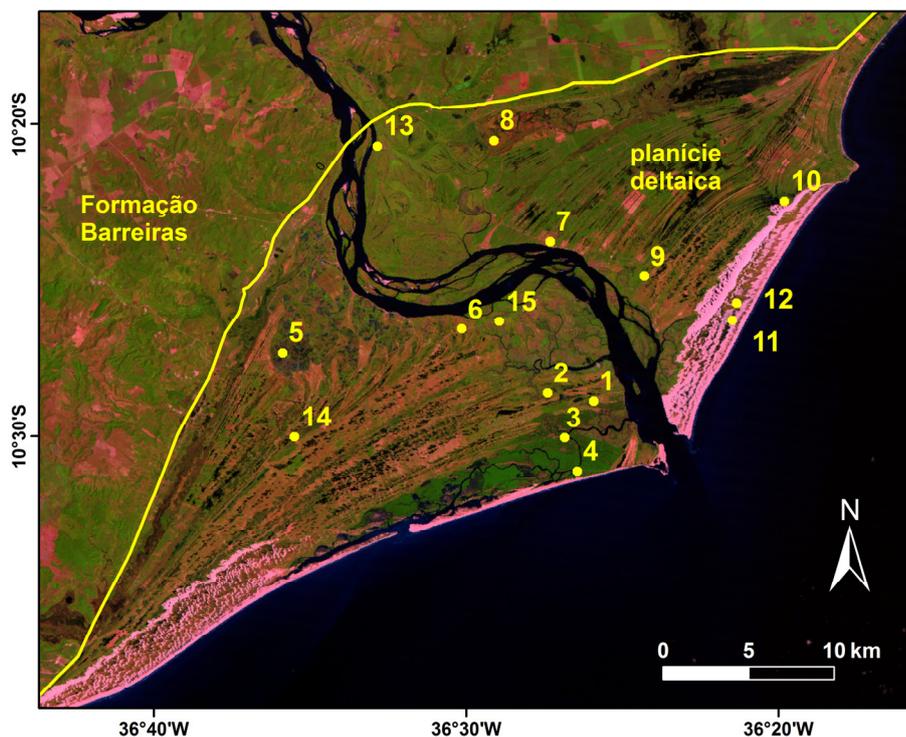


Fig. 2.1. Posição na planície deltaica dos furos de sondagem SPT realizados neste trabalho.

Este método permite a obtenção de amostras em um perfil contínuo. As estruturas sedimentares, eventualmente, podem ser levemente deformadas devido à batida do amostrador, no entanto, na maioria das vezes elas eram preservadas. O método requer atenção, pois ocasionalmente sedimentos das paredes do furo podem cair sobre a sua base, e ser reamostrados. Esses sedimentos, no entanto, na maioria das vezes podem ser identificados pela sua coloração diferenciada e por se apresentarem mais friáveis. Este método geralmente não permite furar mais do que 40 m de profundidade, pois com o aumento da profundidade, as paredes do furo tornam-se instáveis e desmoronam, obstruindo o furo, sobretudo quando os sedimentos perfurados são em sua maioria arenosos. A localização e a profundidade das sondagens realizadas neste trabalho são mostradas na tabela 2.1.



Fig. 2.2. Equipamento utilizado para a realização de sondagens SPT; no detalhe acima, amostrador fixado à haste; no detalhe abaixo, imagem de uma metade do amostrador com sedimentos.

Furo	Coordenadas (WGS1984)		altitude* (m)	profundidade de perfuração (m)
	X	Y		
1	-36,43336823	-10,47946278	6	32,03
2	-36,45797439	-10,47532989	3	5,28
3	-36,44865264	-10,49902031	5	15,16
4	-36,44180873	-10,51661081	4	5,62
5	-36,59946525	-10,45502011	2	40,61
6	-36,50398594	-10,44159327	2	11,22
7	-36,45725735	-10,39419122	6	30,54
8	-36,48770482	-10,34073388	3,52	12,02
9	-36,40691191	-10,41230565	4	13,86
10	-36,3325626	-10,37164848	8	22,57
11	-36,35975251	-10,43569273	3	16,34
12	-36,35754124	-10,42644313	6	20,82
13	-36,54979892	-10,34418006	8	39,94
14	-36,59278155	-10,49969123	7,02	15,52
15	-36,48402718	-10,43729134	4,34	15,88

* altitude estimada pelo modelo numérico do terreno e cartas topográficas, descontando os sedimentos superficiais de aterro.

Tabela 2.1. Coordenadas geográficas (em grau decimal), altitude e profundidade de perfuração dos furos de sondagem SPT.

2.2 Análise granulométrica e parâmetros estatísticos

Após as amostras serem homogeneizadas, foram separados 50 a 100g de cada uma para a realização do peneiramento. Após três lavagens da amostra, as frações lamosa e arenosa foram separadas em uma peneira com malha de 4 Φ . A fração lamosa, após a decantação, foi secada e pesada. A fração arenosa, depois de secada, foi peneirada em peneiras de malha de 1 Φ . Depois do peneiramento, as amostras arenosas foram pesadas.

O cálculo dos parâmetros estatísticos – média, mediana, seleção, assimetria e curtose – foi feito pelo método de Folk e Ward (1957) no programa SISGRAM.

2.3 Análise de agrupamento

A análise de agrupamento é um método estatístico de análise multivariada que procura classificar os valores de uma matriz de dados em grupos discretos (Landim, 2000, 2006). Cada grupo é composto por um conjunto de membros, cujas variáveis são inter-

relacionadas de tal maneira que a correlação entre as variáveis de cada par de membros do grupo é maior ou igual a um certo nível de correlação (Miller e Kahn, 1962). Esse método permite, portanto, a diferenciação de grupos, dentro dos quais os membros apresentam semelhanças entre si, no que tange a diversas variáveis.

A análise de agrupamento tem grande aplicabilidade na geologia, que comumente lida com situações nas quais ocorre a influência de múltiplos fatores que não podem ser isolados e tratados separadamente (Landim, 2000, 2006). Neste trabalho, o método foi utilizado para comparar as 558 amostras coletadas nas sondagens, no que tange aos parâmetros estatísticos de mediana, seleção e assimetria. Sua aplicação baseia-se no princípio de que cada ambiente deposicional se caracteriza por sedimentos com determinadas características de tamanho de grão, seleção e assimetria; e que, portanto, essas três variáveis devem ser levadas em conta conjuntamente na definição desses ambientes.

Existem vários métodos para a realização de análise de agrupamento. Neste trabalho utilizou-se um tipo de método de origem arbitrária, denominado “*k-means*”, no qual o número de grupos a serem criados é definido *a priori* e arbitrariamente, e um número igual de pontos são criados, servindo cada ponto de centróide de um desses grupos. Neste método, os centróides são inicialmente posicionados aleatoriamente entre os objetos que serão classificados, e cada objeto se associa ao centróide mais próximo, definindo os grupos. Em seguida, recalcula-se a posição dos centróides, para que eles posicionem-se nos centros de seus respectivos grupos. Após a mudança de posição dos centróides, mais uma vez agrupam-se os objetos aos centróides mais próximos. Se nenhum objeto mudar de grupo, em relação ao agrupamento inicial, a análise de agrupamento é concluída. Caso contrário, mais uma vez se repetem as etapas de cálculo da posição do centróide, e reagrupamento dos pontos, etapas que se repetem em um “*loop*” até os grupos se definirem. Esse método de agrupamento sempre obterá um resultado, mas este será dependente das posições iniciais definidas para os centróides, e por isso, ele não garante a obtenção do melhor resultado (Matteucci, 2007).

Embora a escolha do número de classes nesse tipo de análise de agrupamento seja livre, existem técnicas para a escolha de um número de classes mais adequado, já que um número muito grande de classes dificulta a comparação entre elas, pois essas se tornam muito semelhantes. Uma técnica simples para a determinação do número de classes adequado é o que segue:

$$k \approx (n/2)^{1/2} \quad (1)$$

onde **k** é o número de grupos a serem criados e **n** o número de elementos que serão classificados (Mardia, 1979 apud Wikipédia, 2009).

Quando a análise de agrupamentos é aplicada a variáveis cujas ordens de grandeza são distintas, é necessário normalizá-las, para que todas tenham a mesma ordem de grandeza, antes de realizar a análise de agrupamento. A normalização é feita pela fórmula:

$$x_i \text{ normalizado} = \frac{x_i - \text{média}(x)}{\text{desvio padrão}(x)} \quad (2)$$

onde **x** é o conjunto de elementos do agrupamento, e **x_i** cada um dos elementos do conjunto (MATLAB, 2004).

A análise de agrupamento foi realizada no programa MATLAB pelo método “*k-means*”. Baseando-se na equação 1, optou-se pela criação de 17 classes, e as amostras foram comparadas no que tange à mediana, seleção e assimetria, após serem normalizadas.

2.4 Identificação das fácies sedimentares

Com base no resultado da análise de agrupamento e nas características das amostras observadas em campo, tais como cor, presença de conchas marinhas, estruturas sedimentares e presença de matéria orgânica foi feita a identificação das fácies sedimentares. Um importante instrumento nessa identificação foram também a posição das amostras na seção sedimentar e sua transição e relação com as amostras vizinhas.

2.5 Datações

Dezesseis amostras, entre conchas e matéria orgânica, foram selecionadas para a realização de datações, que permitiram um melhor controle cronológico da evolução deltaica.

As amostras foram enviadas para datação no **Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory** em Miami, Florida, EUA. Elas foram datadas pelo método de radiocarbono AMS. As amostras de conchas e matéria orgânica foram calibradas com base nas bases de dados MARINE04 (Hughen et al., 2004) e INTCAL04 (Reimer et al., 2004), respectivamente, sem correção de efeito reservatório local.

2.6 Identificação das superfícies estratigráficas e tratos de sistema

As principais superfícies estratigráficas – discordância, superfície transgressiva e superfície de inundação máxima - são aquelas que separam os tratos de sistema. Como esses se distinguem por seus padrões de deposição – progracional ou retrogradacional, e por sua posição na sequência sedimentar (Van Wagoner et al., 1988; Catuneanu, 2002), essas superfícies estratigráficas podem ser reconhecidas analisando esses dois aspectos do pacote sedimentar. Destas superfícies apenas pudemos identificar a superfície de inundação máxima, devido à limitação de profundidade das sondagens realizadas.

Além dessa superfície principal foi possível ainda identificar superfícies de inundação marinha e a superfície de inundação inicial. As superfícies de inundação marinha indicam um aumento abrupto do nível do mar, pois elas separam depósitos de águas mais rasas abaixo de depósitos de águas profundas acima (Van Wagoner et al., 1988; Catuneanu, 2002). Elas puderam ser identificadas analisando-se o padrão de sedimentação, quando este apresentava um aumento de granulometria para o topo, sendo bruscamente interrompido e sobreposto por sedimentos mais finos. Já a superfície de inundação inicial marca a transição entre os depósitos continentais e os marinhos que se sobrepõem a eles, encontrando-se dentro do trato de sistemas transgressivo (Zaitlin et al., 1994). Ela foi identificada como o limite entre as fácies continentais e marinhas.

2.7 Cálculo das taxas de avanço da linha de costa

As taxas de avanço da linha de costa do delta foram calculadas para duas fases do desenvolvimento deltaico, uma que durou de 8 a 4,7 ka cal., e outra de 4,7 ka cal. até o presente. A opção pela divisão nessas duas fases se deu por razões morfológicas, dado que a linha de costa de 4,7 ka cal. apresenta uma direção relativamente retilínea, em

relação à orientação geral da linha de costa dos Estados de Sergipe e Alagoas, onde o delta está situado.

O cálculo da taxa de avanço da linha de costa foi feito para o eixo que liga o ápice do delta a sua foz, que é o eixo de maior largura no delta. A taxa foi obtida para cada fase dividindo-se a distância que a linha de costa avançou no eixo pela duração da fase. As datas que permitiram o controle cronológico (8 e 4,7 ka cal.) foram obtidas por meio das datações de radiocarbono.

2.8 Identificação das linhas de costa e criação das paleobatimetrias

Para o cálculo da refração de ondas, necessário para a simulação da deriva litorânea em diferentes fases do desenvolvimento deltaico, tentamos identificar as linhas de costa que representaram marcos na história evolutiva do delta e inferir suas respectivas paleobatimetrias. Esses marcos representaram linhas de costa bastante distintas morfologicamente, que ocorreram em 8 ka cal., 4,7 ka cal. e no presente.

2.8.1 Identificação das linhas de costa

A identificação das linhas de costa pretéritas (8 e 4,7 ka cal.) foi feita com base nas informações texturais e datações de amostras retiradas dos furos de sondagem. A identificação da linha de costa de 4,7 ka cal. também se baseou na configuração morfológica dos cordões litorâneos, cujos contornos foram interpretados como antigas linhas de costa.

2.8.2 Definição das paleobatimetrias

O problema da obtenção de paleobatimetrias que representassem condições de contorno para a simulação da deriva litorânea foi resolvido em duas etapas. Numa primeira etapa identificou-se a paleobatimetria em um ponto para cada uma das épocas estudadas, por meio da análise textural dos sedimentos (Seção 2.8.2.1). Numa segunda etapa procurou-se obter uma distribuição espacial da paleobatimetria por extrapolação (Seção 2.8.2.2).

A inexistência de informações de sondagem na plataforma continental e também a escassez dessas informações e de datações na região da planície deltaica não permitiu que toda a paleobatimetria fosse identificada por meio da análise textural; este método pôde ser utilizado apenas para a identificação em um único ponto para cada idade estudada (8 e 4,7 ka cal.). Para a utilização desse método é preciso conhecer a textura de uma amostra cuja idade seja a de interesse, daí a dificuldade de sua aplicabilidade quando se tem pouca ou nenhuma informação cronológica, mesmo que haja sondagens. Assim, a escassez de datações não permitiu que a paleobatimetria fosse identificada com base na análise textural, a não ser nos dois pontos mencionados. Nos demais pontos, a paleobatimetria foi obtida por meio de extrapolação dos dados desse ponto para os demais, como será explicado na Seção 2.8.2.2. Esta extrapolação foi essencialmente conceitual, embora tenha se baseado também em algumas informações de sondagem.

2.8.2.1 Etapa 1 - Identificação da paleobatimetria em um ponto com base na análise textural

Como dito anteriormente, para o conhecimento da paleobatimetria em local e época determinados são necessárias informações cronológicas e sedimentares. As informações cronológicas foram obtidas por meio de datações, e definiram a idade para a qual a paleobatimetria foi obtida. A inferência da paleobatimetria pelas informações sedimentares pode ser feita tanto pela textura dos sedimentos como pelos componentes fossilíferos, se a assembléia de fósseis for indicadora de profundidade. No caso desse trabalho, a quantidade de fósseis encontrada foi muito pequena não permitindo a utilização dessa segunda abordagem, de forma que a paleobatimetria foi inferida com base apenas na análise textural.

Esta inferência baseia-se no princípio de que a textura dos sedimentos na plataforma continental interna é diretamente proporcional à velocidade orbital das ondas no fundo marinho, que é definida pelo regime de ondas local, e aumenta com a diminuição da profundidade, aumentando assim a capacidade de mobilização dos sedimentos do fundo marinho. Isso produz um aumento gradativo de granulometria em direção à face de praia (Moore e Curray, 1964; Elliot, 1986; Dunbar e Barrett, 2005). Com base nesse princípio, é possível correlacionar a textura dos sedimentos com a profundidade em que foram depositados, tendo-se conhecimento da altura das ondas. A inferência da profundidade, com base na análise textural, parte do pressuposto de que os

sedimentos da plataforma refletem a energia de ondas da época de sua deposição, ou seja, eles não são reliquiários nem palimpsestos.

Com base nessa relação, alguns trabalhos tentaram relacionar a granulometria da amostra com a profundidade de deposição e a profundidade da transição entre lama e areia na plataforma com a altura significativa da onda (Komar e Miller, 1973; Komar, 1976; Hallermeier, 1981; Dunbar e Barrett, 2005; George e Hill, 2008). A aplicação de tais fórmulas para o cálculo da paleobatimetria no delta do rio São Francisco gerou resultados não realistas ou pouco precisos, o que demonstra que essas fórmulas são muito simplificadas para serem utilizadas em áreas diferentes daquelas para as quais elas foram elaboradas ou geram resultados genéricos demais para que tenham utilidade no caso presente.

Como uma solução alternativa, com base no mesmo princípio, selecionamos um furo de sondagem (furo 12) que apresentou uma seção gradativa típica de praia (granocrescente da antepraia até a face de praia e granodecrescente da face de praia até o pós-praia) para obter a relação entre profundidade e granulometria (Fig. 2.3). A gradação garante que as classes texturais foram depositadas por um processo de progradação. Partiu-se do pressuposto que a deposição ocorreu em situação de ausência de variação do nível relativo do mar. Com base nesse pressuposto, é possível, tendo-se um nível de referência na seção com profundidade de deposição conhecida, comparar as demais camadas da seção com a profundidade de registro desse nível de referência, obtendo-se assim a profundidade de deposição de cada camada. Optamos por utilizar como nível de referência na seção a camada que foi depositada no nível do mar da época, ou seja, na profundidade da época equivalente a zero. Esse nível é o ponto médio da face de praia. Essa opção se deu pela facilidade de sua identificação, pois esse ponto é o de maior granulometria da seção. Tendo conhecimento da profundidade de registro do ponto médio da face de praia, e sabendo-se que ela equivale à profundidade da época zero, pudemos obter a profundidade de deposição das demais camadas descontando-se da sua profundidade de registro a profundidade de registro do ponto médio da face de praia. Por esse método foi possível construir um gráfico correlacionando média granulométrica e profundidade, e obter uma equação linear correlacionando essas variáveis (Fig. 2.3 detalhe). Com base nessa equação podemos calcular a paleobatimetria de qualquer amostra com base na sua granulometria.

Com base nesse método foi possível resolver a primeira etapa do problema - inferir a paleobatimetria para uma determinada amostra em um determinado ponto. Uma

segunda fase seria estabelecer a paleobatimetria nos demais pontos para a mesma época.

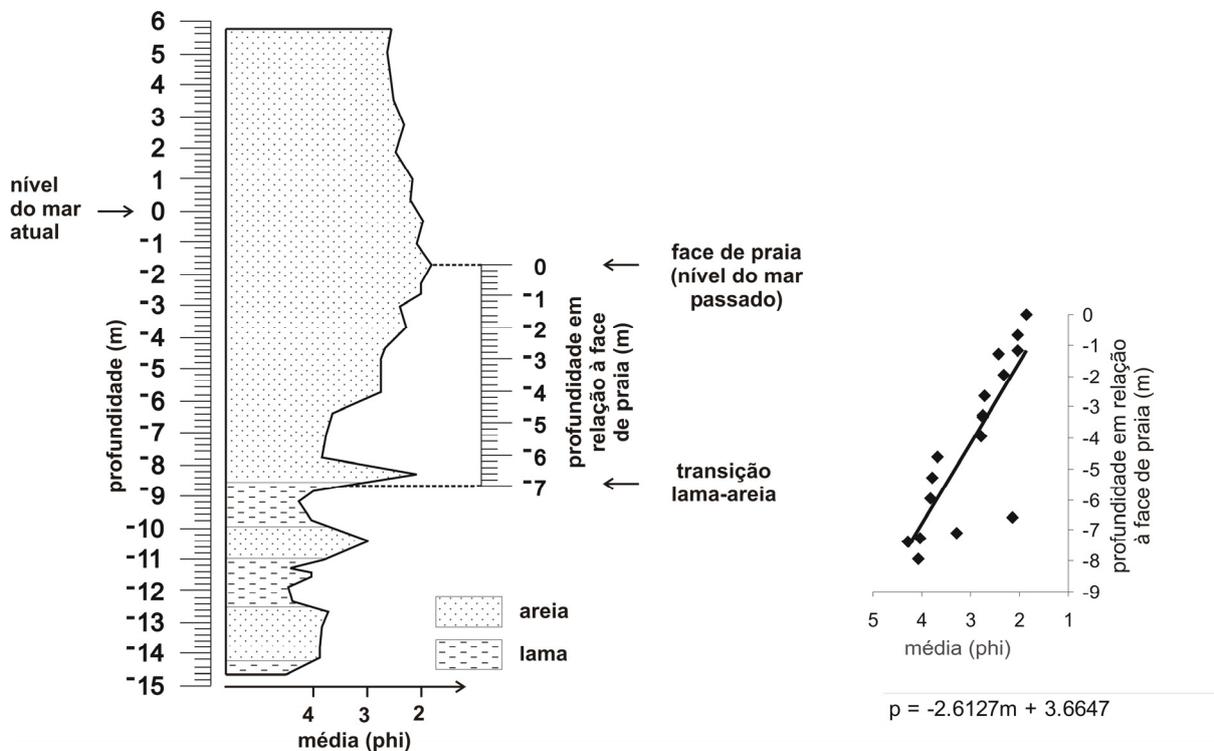


Fig. 2.3. Perfil granulométrico do furo 12 utilizado para a obtenção da equação (a direita, em baixo) que relaciona a profundidade de deposição (p) com a média granulométrica do sedimento (m).

2.8.2.2 Etapa 2 - Extrapolação espacial da paleobatimetria

Como mencionado anteriormente, a ausência de informações de sondagem e de datações nos impediu de calcular a paleobatimetria diretamente na região da plataforma continental e mesmo em algumas partes da planície deltaica. Obtivemos então essa informação de forma indireta, por meio da inferência da cota altimétrica⁴ do fundo marinho da época estudada. Essa inferência baseou-se nos dados da cota altimétrica do fundo marinho do ponto cuja paleobatimetria pôde ser calculada por meio da análise textural, e na declividade estimada da plataforma da época. O furo que contém o ponto cuja

⁴ A cota altimétrica do fundo marinho é a posição do fundo marinho da época estudada medida em relação ao nível do mar atual. Ela não se confunde com a paleobatimetria, que é a cota do fundo marinho em relação ao nível do mar da época, isto é, a espessura da coluna de água da época.

paleobatimetria era conhecida foi denominado *furo de referência*, pois com base nos seus dados de cota altimétrica e paleobatimetria, foi possível calcular a paleobatimetria para qualquer ponto com base em sua cota, como será visto mais adiante.

Como foi dito anteriormente, a paleobatimetria só pode ser calculada por meio da análise textural em dois pontos, um para cada idade estudada. Estes pontos estão contidos nos furos 13 e 9, utilizados como furos de referência, respectivamente, para o cálculo da paleobatimetria de 8 e 4,7 ka cal. A amostra com idade aproximada de 8 ka cal. do furo 13 apresentava cota altimétrica de -19 m, e aquela de idade aproximada de 4,7 ka cal. do furo 9, cota de 0 m, valores que foram denominados cotas de referência, pois esses valores serão extrapolados com base na declividade da plataforma continental para a obtenção da cota altimétrica nos demais pontos.

A extrapolação do dado da cota altimétrica de referência foi feita para uma matriz de pontos dispersos regularmente no espaço (Fig. 2.4). Para fazer o cálculo da cota altimétrica do fundo marinho para os pontos dessa matriz, foi necessário em primeiro lugar a definição de dois limites altimétricos – um superior, que define a posição máxima em que pode ter ocorrido a deposição e um inferior, que delimita a posição mínima em que esta pode ter ocorrido. Os limites máximo e mínimo representam respectivamente o nível de deposição em uma idade mais nova e mais velha do que a idade estudada. A definição desses limites é importante porque eles delimitam um intervalo altimétrico, e a superfície de deposição em uma época intermediária (entre as duas idades limites) precisa ter suas cotas altimétricas dentro desse intervalo. Isso garante o princípio geológico de que no registro geológico, o que está acima é mais novo do que o que está abaixo. A definição desses limites é uma primeira delimitação do âmbito da extrapolação.

Para o cálculo da paleobatimetria de 8 ka cal., optamos por utilizar como limites máximo e mínimo, as cotas altimétricas do fundo marinho atual e do paleorelevo de antes do início da inundação marinha da plataforma (20 ka), respectivamente (Fig. 2.5). As cotas altimétricas do limite máximo são, portanto, plenamente conhecidas, elas correspondem à atual batimetria do fundo marinho (Fig. 2.5 B). Já as cotas altimétricas do limite mínimo foram estimadas com base em informações de alguns furos de sondagem (furos 7 e 10) e com base no reconhecimento da ocorrência de uma intensa incisão fluvial na plataforma durante a descida do nível do mar que culminou no UMG (ver adiante no Capítulo 3) (Fig. 2.5 A). Para o cálculo da paleobatimetria de 4,7 ka cal., optamos em utilizar como limites máximo e mínimo, as cotas altimétricas do fundo marinho atual e da paleobatimetria de 8 ka cal., respectivamente.

Observa-se, portanto, que tínhamos conhecimento de uma topografia inicial e outra final e queríamos reconhecer uma topografia intermediária – o fundo marinho da época estudada. As cotas altimétricas das topografias inicial e final delimitam um pacote sedimentar, e nosso interesse era reconhecer quanto desse pacote foi depositado até a época estudada.

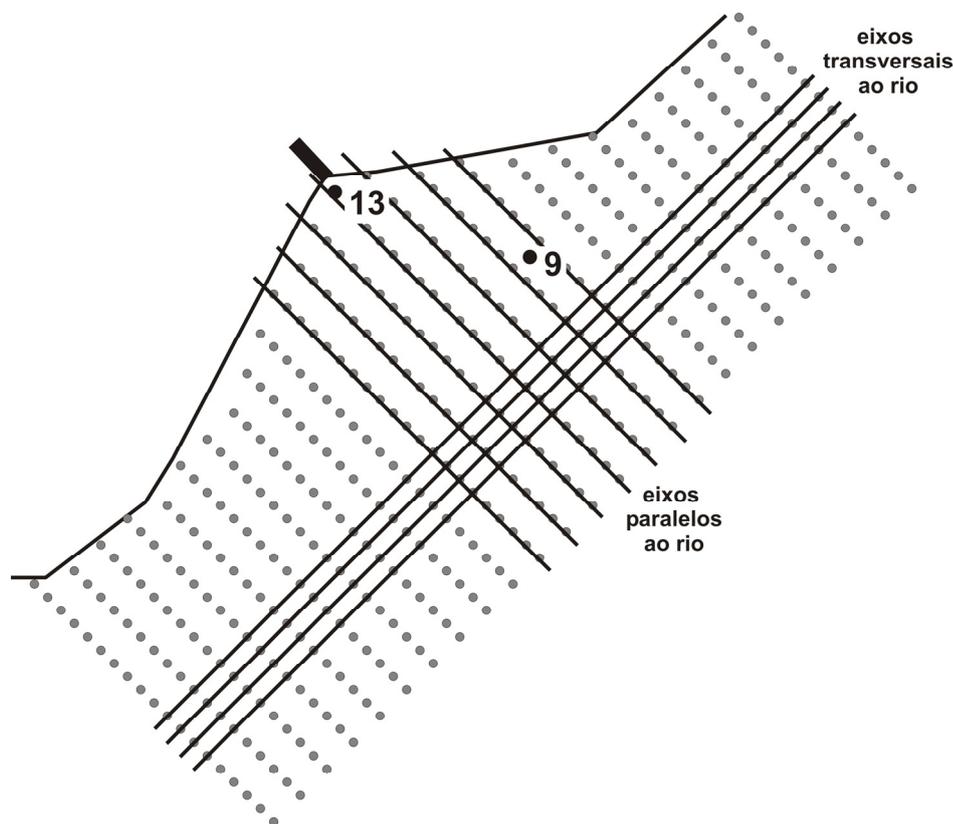


Fig. 2.4. Esquema mostrando a matriz de pontos utilizada para o cálculo da paleobatimetria, onde estão exemplificados alguns eixos paralelos e transversais ao rio. Está indicada também a posição dos dois furos de referência, furos 13 e 9, utilizados como referência para a obtenção das paleobatimetria de 8 e 4,7 ka cal., respectivamente.

O cálculo da cota altimétrica da matriz de pontos baseou-se ainda em dois princípios: (i) nos pontos mais proximais a deposição é maior do que nos pontos mais distais; (ii) nos pontos localizados no eixo do rio a deposição é maior do que nos eixos longe do rio. Ou seja, há uma distribuição desigual de sedimentos tanto nos eixos transversais ao rio, como nos eixos paralelos ao rio (Fig. 2.4).

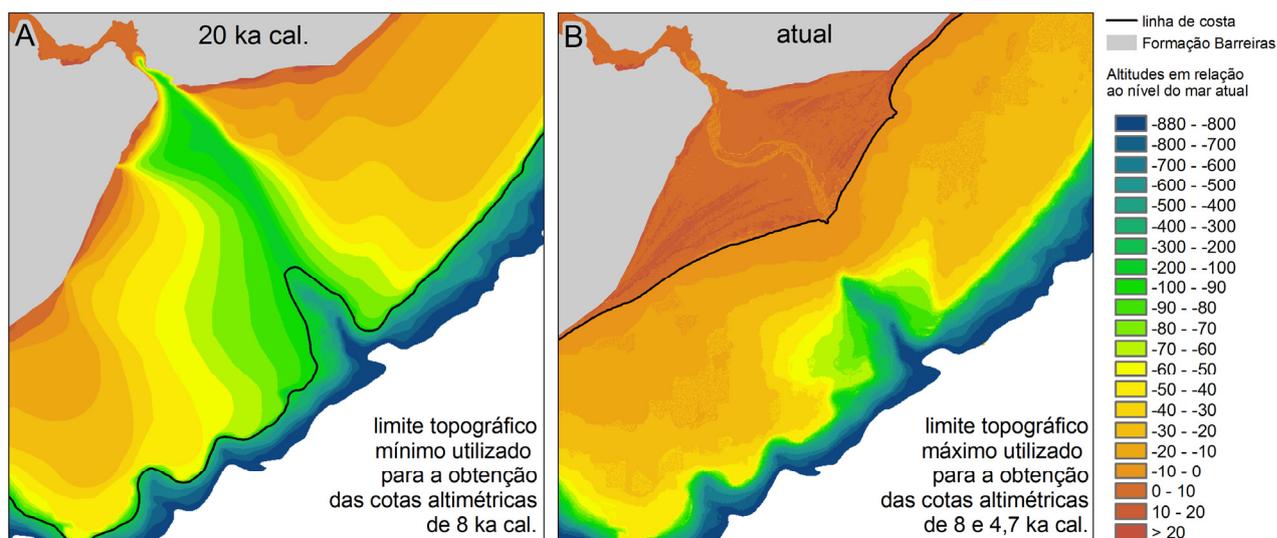


Fig. 2.5. Limites topográficos para o estabelecimento das cotas altimétricas utilizadas para a obtenção das paleobatimetrias de 8 e 4,7 ka cal.: A – limite mínimo utilizado para a obtenção das cotas altimétricas de 8 ka cal., B - limite máximo para a determinação das cotas altimétricas de 8 e 4,7 ka cal.

Do item (i) decorre que a topografia do fundo marinho terá certa declividade nos eixos paralelos ao rio. Essa declividade precisa ser definida. Ela naturalmente é resultado da história deposicional da plataforma, que de certa forma é desconhecida.

O item (ii) garante que ocorrerá uma deposição maior no eixo do rio do que fora desse eixo, o que se explica pela maior disponibilidade de sedimentos no eixo do rio devido à fonte fluvial.

Vistos os princípios da extrapolação, apresentamos a seguir como foi realizado o cálculo das cotas altimétricas.

As cotas altimétricas foram calculadas inicialmente no eixo paralelo ao rio no qual se encontra o furo de referência. Esse cálculo é feito por meio da declividade estimada para a plataforma da época⁵. Tendo-se a informação da declividade da plataforma nesse eixo, foi possível então calcular a cota altimétrica de todos os pontos do eixo, com base na distância deles em relação ao furo de referência, cuja cota altimétrica é conhecida. Observe que esse cálculo, feito ao longo do eixo paralelo ao rio, respeita o princípio (i) exposto acima.

⁵ Os valores de declividade utilizados foram aproximadamente 0,002 e 0,004 para as paleobatimetrias de 8 e 4,7 ka cal., respectivamente.

A proporção dos sedimentos depositados até essa época em relação ao pacote de sedimentos total depositado (aquele entre as cotas altimétricas mínima e máxima) em cada ponto desse eixo foi utilizada para calcular a cota altimétrica nos pontos localizados nos eixos transversais. Essa proporção muda de eixo transversal para eixo transversal por causa da declividade. Utilizando-se essas proporções para o cálculo das cotas altimétricas nos pontos ao longo de cada eixo transversal, garante-se que nos eixos paralelos ao eixo do rio a sedimentação seja proporcional ao pacote de sedimentos ali depositado. Logo, a utilização dessa proporção garantiu que o princípio (ii) fosse respeitado.

Com isso concluiu-se a extrapolação dos dados de cotas altimétricas do fundo marinho. Em seguida averiguou-se a compatibilidade das cotas obtidas com as informações contidas nos demais furos de sondagem, e havendo qualquer incompatibilidade corrigiu-se o valor da cota altimétrica, no sentido de adequá-la às informações das sondagens.

Tendo conhecimento da cota altimétrica de todos os pontos da matriz, foi possível calcular suas paleobatimetrias. A possibilidade de calcular a paleobatimetria com base nas cotas altimétricas parte do pressuposto de que as variações do nível relativo do mar foram iguais em toda a área na qual a paleobatimetria está sendo calculada; parte ainda do pressuposto de que caso tenha ocorrido subsidência por compactação de sedimentos, essa foi uniforme em toda a área estudada.

Assumindo essas simplificações, com base no conhecimento da cota altimétrica e da paleobatimetria do furo de referência, pudemos calcular a paleobatimetria de qualquer ponto, com base na sua cota altimétrica. A paleobatimetria em cada ponto (P_i) será a soma do módulo da diferença entre a cota altimétrica de referência (C_r) e a sua cota altimétrica (C_i) com a paleobatimetria calculada para a posição do furo de referência (P_r), como esquematizado na fórmula abaixo⁶ e na figura 2.6:

$$P_i = P_r + |C_r - C_i| \quad (3)$$

⁶ Esta fórmula tem aplicação sempre que $C_i < C_r$. Nas extrapolações feitas nesse trabalho, essa relação sempre foi verificada, já que os furos de referência localizavam-se em uma posição mais proximal em relação aos demais pontos para os quais foi feita a extrapolação.

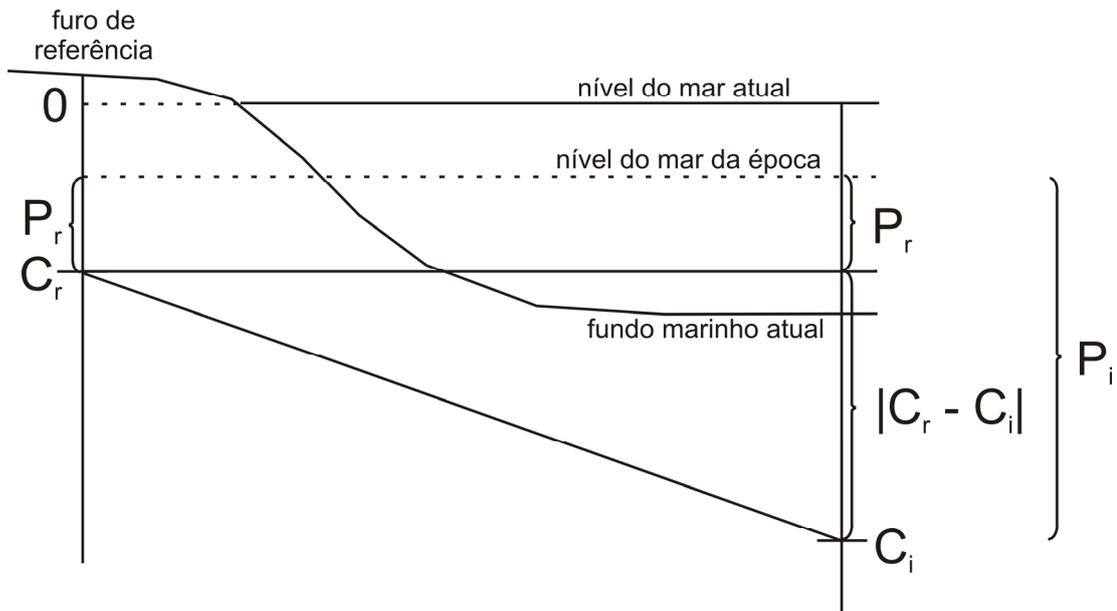


Fig. 2.6. Esquema mostrando o cálculo da paleobatimetria (P_i) de um ponto qualquer com base na sua cota altimétrica (C_i), utilizando-se a cota altimétrica (C_r) e a paleobatimetria (P_r) de um furo de referência.

Obtidas assim as paleobatimetrias para todos os pontos da matriz em uma determinada idade foi possível por meio de uma interpolação obter as paleoisóbatas da época em questão.

Uma série de aproximações e suposições foi utilizada na aplicação desse método, o que resulta em incertezas quanto ao seu resultado. No entanto, nas simulações inversas, nas quais se parte de um resultado conhecido, para descobrir as possíveis condições que o geraram, a realização do teste de condições de contorno hipotéticas é geralmente possível, dado que o resultado final é conhecido (Cowell e Thom, 1994; Cowell et al., 1995). No caso desse trabalho, no qual a paleobatimetria é usada para o cálculo da deriva litorânea, as paleobatimetrias foram testadas comparando as derivas litorâneas simuladas com as reais, que puderam ser inferidas pelas características morfológicas e texturais da planície deltaica, o que será apresentado no Capítulo 4.

É importante mencionar ainda que as maiores incertezas associadas à aplicação desse método neste trabalho resultaram do parcial desconhecimento do limite topográfico mínimo do pacote sedimentar (de 20 ka) e do desconhecimento da declividade da plataforma nos períodos modelados. Pelo menos, o primeiro fator poderia ser eliminado como fonte de incertezas, caso houvesse, por exemplo, informações de sísmica que

mostrassem o limite dos pacotes sedimentares fluviais e marinhos depositados na plataforma; dado este que forneceria um limite topográfico inferior mais exato, diminuindo assim as imprecisões do cálculo. Este comentário procura ressaltar que apesar das incertezas que o método admitiu na aplicação neste trabalho, isso se deu em parte não por problemas do método em si, mas tão somente pela carência de outras informações. Em outras situações, onde haja informações da plataforma, este método de extrapolação poderia ser aplicado gerando resultados menos incertos.

2.9 Refração de ondas

A refração de ondas é responsável por modificar as direções e alturas das ondas, quando estas alcançam águas com profundidades nas quais o fundo marinho passa a exercer influência sobre as ondas. O seu cálculo faz-se então necessário quando informações sobre as ondas, tais como altura e direção, estão disponíveis para ambientes de água profunda, mas deseja-se obtê-las para águas intermediárias ou rasas. Este é o caso deste trabalho, no qual tínhamos dados de ondas de água profunda, fruto de observações de navios, provenientes do inventário de Hogben e Lumb (1967), e buscávamos dados de ondas junto à zona de arrebentação para o cálculo da deriva litorânea.

A refração de ondas foi calculada para as frentes-de-onda mais frequentes apresentadas na quadrícula 33 do sumário de ondas de Hogben e Lumb (1967), com exceção da frente-de-onda proveniente de norte, que não incide na área de estudo devido à orientação da linha de costa. O sumário apresenta os registros de altura e período de onda de cada ocorrência observada dentro de cada setor de 30° de direção de onda. Assim, a refração foi feita para a direção de onda central do setor, tendo sido considerada para cada direção de onda, a altura e o período que tiveram maior ocorrência em cada setor. Os dados de ondas de água profunda utilizados para o cálculo da refração estão apresentados na tabela 2.2.

O cálculo da refração de ondas foi feito no módulo Nearshore Spectral Wave do programa MIKE21 (DHI Software 2005). Não foram considerados no cálculo da refração de ondas os efeitos da fricção com o fundo, da quebra de ondas, da interação de correntes e da ocorrência de ventos locais.

Azimute (°)	Altura (m)	Período (s)	Frequência (%)
30	1	5	5,73
60	1	5	22,64
90	1	5	47,51
120	1,5	6,5	21,69
150	1	5	2,43

Tabela 2.2 Informações das frentes-de-onda em água profunda utilizadas para a realização da refração de ondas e cálculo da deriva litorânea.

2.10 Deriva litorânea

A deriva litorânea foi calculada pelo método exposto em Bittencourt et al. (2002, 2005). Segundo este método, a intensidade da deriva litorânea parcial de cada frente-de-onda refratada pode ser obtida pela fórmula:

$$I = H^2 \sin(\alpha) \cos(\alpha) 100 \quad (4)$$

onde I é a intensidade da deriva litorânea parcial, H é a altura de onda refratada e α é o ângulo que a frente-de-onda refratada faz com a linha de costa.

A deriva litorânea efetiva, por sua vez, equivale à soma das derivas parciais ponderadas pela frequência de incidência de cada frente-de-onda (Bittencourt et al., 2002, 2005).

Embora os valores gerados por esse método sejam adimensionais, não tendo significado enquanto valores absolutos, eles são adequados para uma avaliação comparativa da deriva litorânea entre os diferentes segmentos de linha de costa, pois eles indicam tanto mudanças de sentido da deriva litorânea, como também mudanças em sua intensidade relativa.

A deriva litorânea foi calculada para cada segmento de 5 km da linha de costa. Os dados de direção e altura das ondas refratadas utilizadas no cálculo da deriva litorânea foram obtidos na isóbata de 10 m no ponto ortogonalmente frontal ao ponto central de cada segmento da linha de costa.

3. Arquitetura deposicional do delta do rio São Francisco, Brasil⁷.

RESUMO

O presente trabalho é o primeiro a apresentar dados de subsuperfície do delta do rio São Francisco, que permitiram identificar e datar a transição de estuário para delta na área de estudo. Sondagens do tipo *Standard Penetration Test*, alcançando até 40 m de profundidade, foram feitas na planície deltaica. A análise das amostras coletadas permitiu identificar oito fácies sedimentares principais: lama marinha, areia marinha, areia lamosa estuarina, lama-areia de canal de maré, lama fluvial, areia-cascalho fluvial, areia eólica e “lag” transgressivo. As fácies foram agrupadas em três unidades deposicionais: fluvial, estuarina e deltaica. A unidade fluvial representa o topo dos sedimentos fluviais de idade pleistocênica depositados durante e após o abaixamento do nível do mar que culminou no Último Máximo Glacial (UMG). Durante o UMG a plataforma continental em frente ao delta esteve completamente exposta, o que favoreceu que o rio escavasse um vale profundo na plataforma. Durante a rápida subida do nível do mar após o UMG esse vale foi inundado, e passou a comportar-se como um estuário provavelmente do tipo dominado por ondas. Por volta de 8 ka cal., iniciou-se a progradação deltaica, processo provavelmente associado às diminuições nas taxas de subida do nível do mar. Esse momento marca a transição de estuário para delta na evolução da área. Até 4,7 ka cal., o avanço da linha de costa deu-se a uma taxa de 5,4 m/ano, valor que se reduziu para 2,0 m/ano entre 4,7 ka cal. e o presente. O início da progradação deltaica antecedeu em pelo menos 2100 anos a idade em que o nível do mar alcançou o seu ponto mais alto na costa brasileira, o que sugere que o início da formação do delta não foi condicionado pelo abaixamento do nível relativo do mar, e que o aporte sedimentar fluvial foi significativamente mais importante do que os sedimentos marinhos disponibilizados pelo abaixamento do nível do mar na construção do delta, ao contrário do que propunham trabalhos anteriores.

⁷ Artigo escrito em co-autoria com José Maria Landim Dominguez e Karl Stattegger; versão em inglês submetida para publicação no *GSA Bulletin*.

3.1 Introdução

O início da sedimentação deltaica é controlado pela relação entre as taxas de variação do nível relativo do mar e as taxas de aporte sedimentar fluvial. Essa relação define não só onde a sedimentação deltaica ocorrerá na plataforma continental (Porebski e Steel, 2006), como também quando ocorrerá a transição de estuário para delta (Curry, 1964; Boyd et al., 1992; Dalrymple et al., 1992).

A transição de estuários para deltas foi um fenômeno mundialmente comum entre 8,5 e 6,5 ka em função da diminuição das taxas de subida do nível eustático, como demonstraram Stanley e Warne (1994). Inúmeros trabalhos sobre a estratigrafia dos deltas holocênicos em todo o mundo registraram essa transição (Oomkens, 1974; Gensous et al., 1993; Bellotti et al., 1995; Somoza et al., 1998; Amorosi e Milli, 2001; Ta et al., 2002; Hori et al., 2004; Törnqvist et al., 2004; Hori e Saito, 2007; Tamura et al., 2009; entre outros).

O delta do rio São Francisco é considerado classicamente como um paradigma de delta dominado por ondas (Wright e Coleman, 1973; Galloway, 1975; Bhattacharya e Giosan, 2003). Este postulado baseia-se, entretanto, apenas em dados superficiais da sua planície deltaica, composta por cordões litorâneos, dispostos paralelamente à linha de costa.

Os trabalhos até então realizados sobre os deltas brasileiros dominados por ondas, dentre os quais o do rio São Francisco, discutiram a importância para a construção deltaica (i) da contribuição relativa de sedimentos fluviais e dos marinhos trazidos pela deriva litorânea; e (ii) do abaixamento do nível relativo do mar na disponibilização de sedimentos arenosos para a construção da planície deltaica (Bittencourt et al., 1982; Dominguez et al., 1992; Dominguez, 1996; Martin et al., 1996). Estes trabalhos propuseram que a porção da planície deltaica situada a barlamar da desembocadura fluvial foi construída com sedimentos disponibilizados pelo abaixamento de 4 a 5 m do nível relativo do mar, depositados na forma de barreiras regressivas, enquanto que a porção a sotamar foi construída com sedimentos fluviais.

Esse modelo minimiza a importância dos sedimentos fluviais, considerando que esses são responsáveis apenas pela deposição a sotamar da desembocadura. Por outro lado, ele condiciona o desenvolvimento dos deltas brasileiros ao abaixamento do nível relativo do mar, que teria supostamente fornecido a maior parte dos sedimentos para a

progradação deltaica (Dominguez et al., 1987, 1992; Martin et al., 1996). Com base nesse entendimento, a deposição deltaica na costa brasileira teria se iniciado, segundo esses trabalhos, por volta de 5,6 ka cal., idade em que o mar alcançou o seu nível mais alto na costa brasileira e a partir do qual abaixou cerca de 4 a 5 m (Martin et al., 2003). Essas considerações levaram inclusive ao questionamento do uso do termo *delta* para designar tais ambientes, que no Brasil têm sido designados preferencialmente de *planícies costeiras* (Dominguez, 1996; Martin et al., 1996).

O presente trabalho é o primeiro a apresentar dados de subsuperfície da planície deltaica do rio São Francisco, documentando sua arquitetura deposicional e a transição de estuário para delta durante o Holoceno. Esses dados contribuíram para melhor entender o início da formação do delta do rio São Francisco e sua relação com as variações do nível relativo do mar e o aporte sedimentar fluvial durante o Holoceno.

3.1.1 Área de estudo

O rio São Francisco é um dos maiores rios da América do Sul com extensão aproximada de 2900 km e com uma bacia de drenagem de 634 000 km² (Fig. 3.1). Antes da construção de grandes barragens, que se iniciaram na década de 50 do século XX, os valores de vazão média e de material transportado em suspensão na sua desembocadura eram de 3010 m³/s e 69 x 10⁵ t/ano, respectivamente. Hoje, após a construção de nove grandes barragens no rio, estes valores foram reduzidos respectivamente para 1760 m³/s e 2,28 x 10⁵ t/ano (Medeiros et al., 2007).

A planície deltaica apresenta uma área de aproximadamente 800 km² (Fig. 3.1). Os sedimentos deltaicos estão encaixados em um embaiamento nos depósitos sedimentares terciários da Formação Barreiras e separados dos mesmos por falésias inativas, possivelmente controladas por falhas normais (Bittencourt et al., 1999). Dois conjuntos de cordões litorâneos estão presentes na planície deltaica. Os cordões localizados na parte mais interna da planície são de idade pleistocênica, associados ao MIS 5e, enquanto aqueles localizados em posição mais externa são holocênicos. Sobre estes últimos depositaram-se duas gerações de dunas, uma mais antiga, atualmente inativa e recoberta por vegetação, e outra mais recente, em pleno desenvolvimento. Na parte mais externa da planície, a sudoeste da desembocadura, desenvolveu-se um manguezal, protegido por

pontais arenosos (Bittencourt et al., 1982; Dominguez, 1996; Barbosa e Dominguez, 2004) (Fig. 3.1).

A plataforma continental adjacente ao delta é estreita, possui cerca de 30 km de largura e alcança profundidades máximas de 50 m junto à quebra da plataforma. A plataforma continental e o talude são cortados pelo canhão do São Francisco, cuja influência é notada já na isóbata de 20 m (França, 1979) (Fig. 3.1).

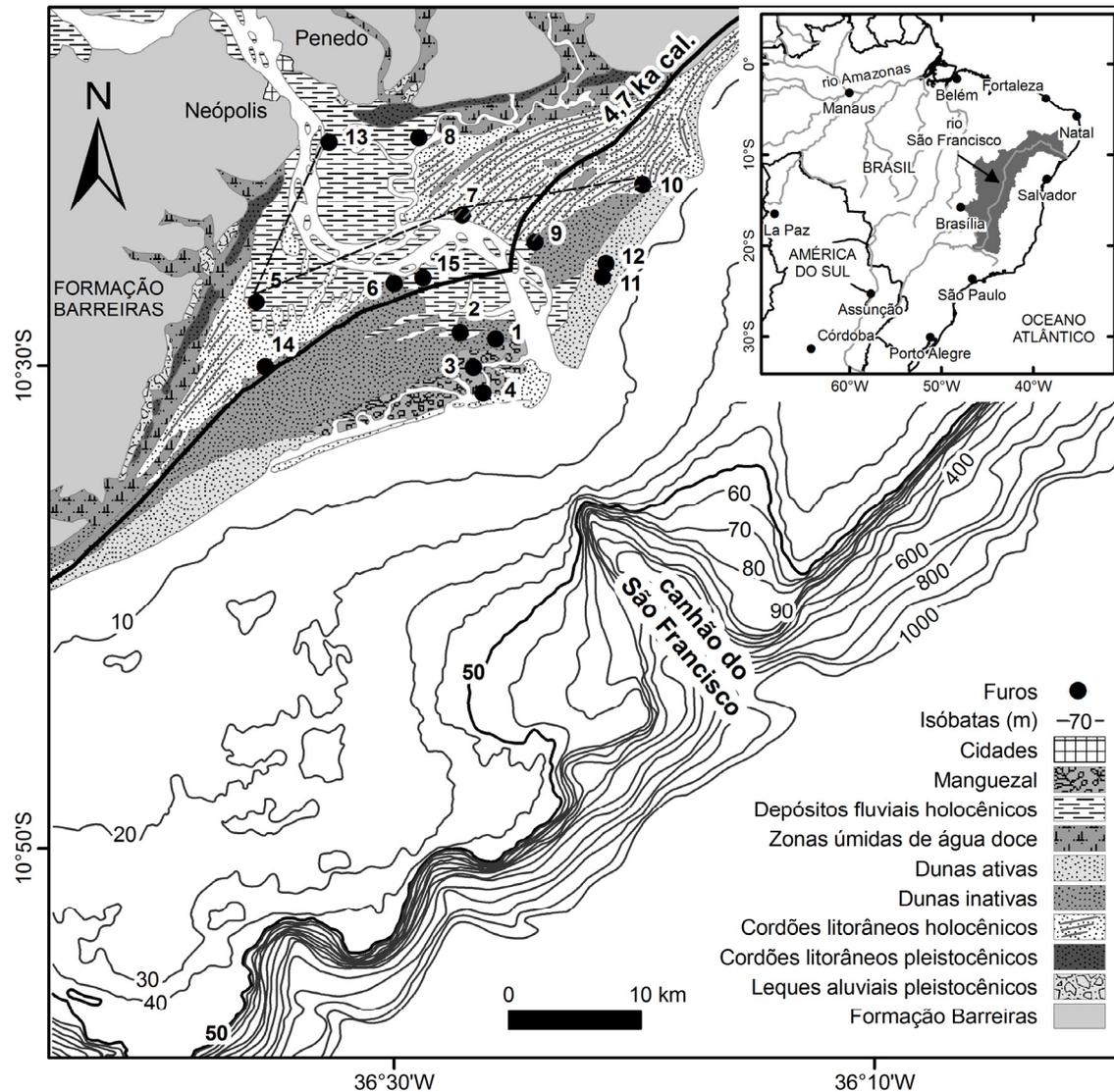


Fig. 3.1. Planície deltaica do rio São Francisco com principais unidades geológico-geomorfológicas, modificado de Bittencourt et al. (1982), posição dos furos de sondagem, características da plataforma continental adjacente (isóbata de 50 m marca a quebra da plataforma), posição da seção da figura 3.4 (linha tracejada) e posição da linha de costa

em 4,7 ka cal. (linha contínua). No detalhe: bacia hidrográfica do rio São Francisco em cinza.

As frentes-de-onda em água profunda são predominantemente de leste, seguidas pelas ondas de leste-nordeste e leste-sudeste, com alturas em torno de 1 e 1,5 m e períodos em torno de 5 e 6,5 s (Hogben e Lumb, 1967).

A região do delta é uma região de micromarés. A altura média da maré de sizígia é 1,74 m (DHN, 1989).

Embora não exista uma curva do nível relativo do mar disponível para a área de estudo, as curvas do nível do mar mais próximas da região mostram que o máximo holocênico alcançou entre 1,3 e 4,7 m acima do nível do mar atual, o que teria ocorrido por volta de 5,9 - 5 ka cal. Desde então, o nível do mar passou a abaixar (Bezerra et al., 2003; Martin et al., 2003; Caldas et al., 2006).

3.2 Metodologia

Foram realizados na planície deltaica 15 furos de sondagem pelo método *Standard Penetration Test* com profundidades de até 40 metros. A cada 66 cm, o amostrador era trazido à superfície e as amostras eram descritas, fotografadas e coletadas. Em laboratório, a análise granulométrica foi feita por peneiramento a seco com abertura de malha de 1 Φ . Os parâmetros estatísticos de cada amostra foram calculados pelo método de Folk e Ward (1957).

Dezesseis amostras de matéria orgânica e conchas foram datadas pelo método ^{14}C -AMS pelo **Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory**, em Miami, Florida, EUA. As amostras de conchas e matéria orgânica foram calibradas com base no banco de dados MARINE04 (Hughen et al., 2004) e INTCAL04 (Reimer et al., 2004), respectivamente.

Nossa discussão estará concentrada principalmente nos furos 5, 7, 10 e 13, que são os que melhor ilustram a passagem da fase estuarina para a fase deltaica do rio São Francisco.

3.3 Fácies sedimentares

Foram identificadas oito fácies sedimentares principais: lama marinha, areia marinha, areia lamosa estuarina, lama-areia de canal de maré, lama fluvial, areia-cascalho fluvial, areia eólica e “lag” transgressivo.

A **fácies de lama marinha** é caracterizada pela presença de lama plástica de coloração cinza a cinza escura, com níveis e manchas enegrecidos, presença de laminação plano-paralela e eventualmente presença de estratificação lenticular (Fig. 3.2 A). Ela apresenta fragmentos de conchas das espécies *Mulinia cleryana* (Orbigny, 1846), *Anachis obesa* (C. B. Adams, 1845), *Olivella minuta* (Link, 1807), *Odostomia virginiae* (Altena, 1975), *Tégula viridula* (Gmelin, 1791), *Bittium varium* (Pfeiffer, 1840), *Diodora listeri* (Orbigny, 1842), *Creseis acicula* (Rang, 1828), *Dentalium americanum* (Chenu, 1843); dos gêneros *Donax* (Linnaeus, 1758), *Ostrea* (Linnaeus, 1758) e *Turbonilla* (Risso, 1826); e da família *Pholadidae* (Lamarck, 1809). As principais características que contribuíram para a sua interpretação como de origem marinha foram a presença dessas conchas marinhas e de amostras muito bem selecionadas, com teores de areia menores do que 2 %, indicando deposição de sedimentos que estavam em suspensão em ambiente profundo. Essa fácies pode ter sido depositada em ambiente de baía aberta ou protegida, ou ainda, em ambiente de mar aberto.

A **fácies de areia marinha** é caracterizada pela presença de areia cinza, com baixo ou nenhum teor de lama, em geral moderadamente selecionada, podendo apresentar níveis com maior concentração de mica, além de laminação plano-paralela e eventualmente laminação cruzada (Fig. 3.2 B). Apresenta fragmentos de conchas das espécies *Strigilla pisiformis* (Linnaeus, 1758), *Trachycardium muricatum* (Linnaeus, 1758), *Divaricella quadrisulcata* (Orbigny, 1842), *Olivella minuta* (Link, 1807), *Odostomia virginiae* (Altena, 1975); e dos gêneros *Tellina* (Linnaeus, 1758), *Donax* (Linnaeus, 1758), *Fissurella* (Linnaeus, 1758) e *Ostrea* (Linnaeus, 1758). Em geral a areia é predominantemente siliciclástica, apresentando, no entanto, altos teores de grãos carbonáticos em algumas amostras do furo 10. Em geral, essa fácies apresenta-se como depósitos espessos (10-14 m) com granocrescência ascendente, passando de areia muito fina na base a areia fina a média em direção ao topo. Nesses casos foi interpretada como tendo sido depositada na zona litorânea, contendo depósitos de antepraia, praia e pós-praia. Essa fácies também foi encontrada na forma de depósitos pouco espessos (6-85 cm) cercados por sedimentos lamosos, casos em que foi interpretada como depósitos residuais de ilha barreira e deltas de maré. A presença de conchas marinhas, a melhor

seleção em comparação com as amostras de areia fluvial, bem como sua posição na seção, sobreposta à fácies de lama marinha (no caso de deposição na zona litorânea) ou inserida nela (no caso da deposição na forma de ilhas-barreiras), contribuíram para a interpretação dessa fácies como sendo de areia marinha.

A **fácies de areia lamosa estuarina** é caracterizada pela presença de areia com teores de lama variando entre 10 e 45%. Apresenta com frequência estratificação “*flaser*” e eventualmente fragmentos de conchas, entre as quais as do gênero *Corbula* (Bruguière, 1797) (Fig. 3.2 C). Essa fácies é expressiva apenas no furo 13, e foi interpretada como pertencente a um delta de cabeceira de estuário, devido à sua posição no ápice do delta.

A **fácies de lama-areia de canal de maré** é caracterizada geralmente pela presença de várias camadas granodecrescentes sobrepostas separadas por contato abrupto. Cada camada apresenta espessura entre 4 e 25 cm, gradando de areia grossa a muito fina na base a lama no topo, e apresenta frequentemente estratificação lenticular e “*flaser*”. Eventualmente estão presentes marcas de onda, mica e níveis carbonosos (Fig. 3.2 D). Ela foi interpretada como depósito de preenchimento de canal de maré. Essa fácies não foi encontrada nos furos 5, 7, 10 e 13.

A **fácies de lama fluvial** é caracterizada pela presença de lama compacta, com teor de areia entre 10 e 45%, exibindo tonalidades de marrom, branco e laranja. É rica em matéria orgânica e apresenta-se localmente oxidada (Fig. 3.2 E).

A **fácies de areia-cascalho fluvial** é caracterizada por: (i) areia pobremente selecionada de coloração cinza a cinza esverdeada, com presença de grânulos e seixos; e (ii) seixos clasto-suportados bem arredondados e levemente achatados, de até 6 cm de diâmetro (Fig. 3.2 F). Esta fácies inclui depósitos de preenchimento de canal fluvial e depósitos de barra de meandro. São encontrados sedimentos de duas idades distintas, como será visto mais adiante: pleistocênica, na base dos furos 7 e 10, e holocênica, nas partes superiores dos furos 7 e 13.

A **fácies de areia eólica** é caracterizada pela presença de areia fina, de coloração cinza clara a bege, moderadamente bem selecionada, com teor de lama muito baixo (menor que 5%) ou ausente. Apresenta padrão agradacional e ausência de estruturas sedimentares. Eventualmente apresenta-se oxidada (Fig. 3.2 G). Essa fácies encontra-se, em geral, no topo dos furos realizados sobre os cordões litorâneos holocênicos, que parecem ser, a julgar pelas características sedimentares, antigas dunas frontais; e no campo de dunas ativo do delta.

A **fácies de “lag” transgressivo** é caracterizada pela presença de areia fina pobremente selecionada, com restos de madeira e eventualmente grânulos, localizada no contato entre sedimentos continentais e marinhos. Foi interpretada como o conjunto de sedimentos que teriam sido retrabalhados durante a transgressão marinha. Foi encontrada apenas nos furos 7 e 10, com espessuras de 38 cm e 19 cm, respectivamente.

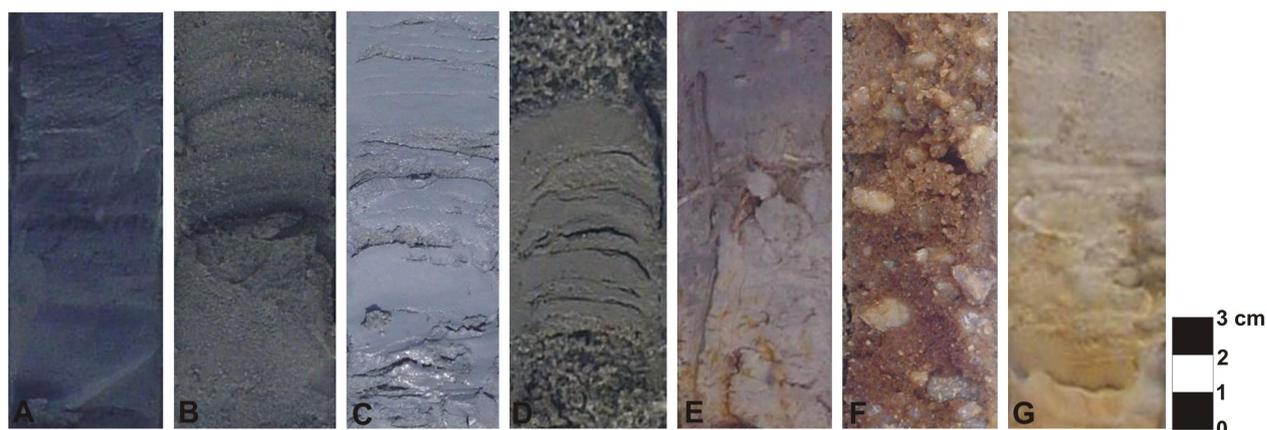


Fig. 3.2. Fotografias das fácies sedimentares: A – lama marinha; B – areia marinha; C – areia lamosa estuarina; D – lama-areia de canal de maré; E – lama fluvial; F – areia-cascalho fluvial; G – areia eólica.

3.4 Datações de radiocarbono

As datações obtidas estão apresentadas na tabela 3.1. A relação das idades obtidas, a fácies datada, o tipo de material datado – concha ou matéria orgânica e a posição da amostra em relação ao nível do mar atual estão apresentadas na figura 3.3, na qual também é apresentada a curva do nível do mar de Barbados (Peltier e Fairbanks, 2006).

A comparação da altitude das amostras com a curva do nível do mar mostra que a deposição das amostras mais antigas deu-se sob condições de elevadas taxas de subida do nível do mar, enquanto a deposição das mais novas (depositadas a partir de 8 ka cal.) deu-se sob taxas reduzidas de subida do nível do mar. Esta diferença, como será visto a seguir, condicionou a formação de diferentes ambientes deposicionais.

Furo	Número do laboratório	Amostra	Altitude (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade de radiocarbono medida	Idade de radiocarbono convencional (anos AP)	Idade calibrada (anos cal. AP) (2 σ intervalo)
1	Beta-236155	SA13AA	-1.61 a -2.13	concha	-2.5	2300 \pm 40	2670 \pm 40	2460-2300
3	Beta-236156	SC9aa	-0.28 a -0.92	matéria orgânica (madeira)	-29.3	1190 \pm 40	1120 \pm 40	1140-940
4	Beta-236157	SD8aa	-0.62 a -1.58	matéria orgânica (madeira)	-28.8	1220 \pm 40	1160 \pm 40	1180-970
5	Beta-236158	SE12aa	-5.6 a -6.26	concha	-0.8	5900 \pm 40	6300 \pm 40	6860-6660
5	Beta-236159	SE56aac	-33.99 a -34.65	concha	-2.2	9340 \pm 40	9710 \pm 40	10660-10500
6	Beta-236160	SF12Baa	-5.89 a -6.14	matéria orgânica (fragmento de plantas)	-28	5040 \pm 40	4990 \pm 40	5890-5810 5760-5620
7	Beta-236161	SG36Aa	-20.54 a -21.2	matéria orgânica (madeira)	-28.1	8450 \pm 40	8400 \pm 40	9490-9400 9360-9320
8	Beta-248787	SH16aa	-7.3 a -7.58	concha	-0.7	6410 \pm 50	6810 \pm 50	7420-7240 4850-4800
9	Beta-236162	SI17Aaa	0.04 a -0.3	matéria orgânica (fragmento de plantas)	-27	4250 \pm 40	4220 \pm 40	4760-4690 4680-4640
10	Beta-248788	SJ16aa	-2.24 a -2.9	concha	0.8	3010 \pm 40	3430 \pm 40	3380-3220
10	Beta-236163	SJ29Baa	-10.29 a -10.61	matéria orgânica (madeira)	-23.9	7980 \pm 40	8000 \pm 40	9010-8710
11	Beta-248789	SK23	-12.02 a -12.68	concha	-0.4	1430 \pm 40	1830 \pm 40	1470-1290 1680-1670
12	Beta-236164	SL6aa	1.36 a 0.7	matéria orgânica (madeira)	-27.7	1690 \pm 40	1650 \pm 40	1620-1500 1500-1490 1470-1420
13	Beta-236165	SM28aa	-10.48 a -11.14	matéria orgânica (fragmento de plantas)	-26.2	6350 \pm 40	6330 \pm 40	7320-7170
13	Beta-248790	SM41Aaa	-20.06 a -20.63	concha	-0.7	7540 \pm 50	7940 \pm 50	8500-8320
13	Beta-236166	SM56Bbb	-30.62 a -31.28	concha	-1.8	7870 \pm 50	8250 \pm 50	8980-8600

Tabela 3.1. Datações de radiocarbono das dezesseis amostras coletadas nos furos de sondagem. Ver figura 3.1 para a localização dos furos.

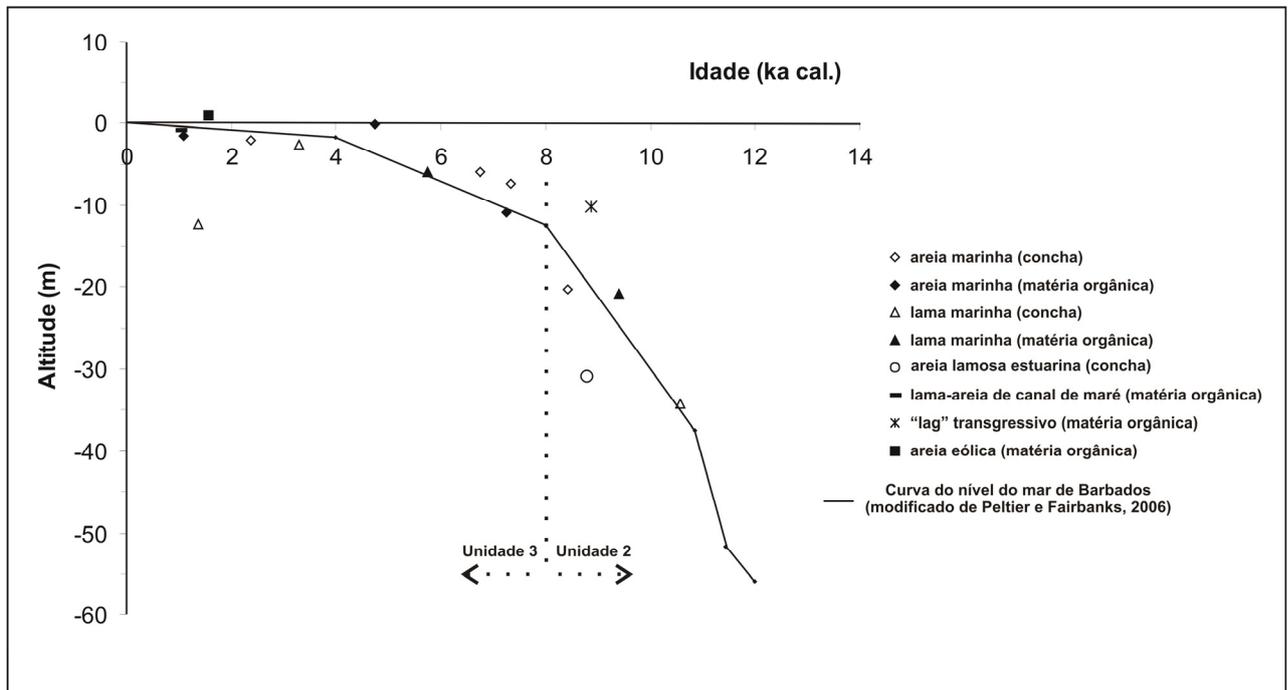


Fig. 3.3. Idades das amostras datadas plotadas em função de suas posições em relação ao nível do mar atual, e comparação com a curva do nível do mar de Barbados proposta por Peltier e Fairbanks (2006). Também são indicadas as fácies sedimentares em que as amostras foram encontradas e o tipo de material datado (concha ou matéria orgânica).

3.5 Arquitetura deposicional

As fácies sedimentares foram agrupadas em três unidades segundo o seu ambiente deposicional principal: (1) fluvial, (2) estuarino e (3) deltaico. Essas três unidades se sucederam no tempo geológico, refletindo as mudanças do nível do mar desde o Último Máximo Glacial (UMG) até o presente (Fig. 3.4).

Unidade 1 – Fluvial

A unidade 1 caracteriza-se por depósitos fluviais de idade pleistocênica. Faz parte dessa unidade a fácies de areia-cascalho fluvial localizada na base dos furos 7 e 10 (Fig. 3.4). A idade pleistocênica desses depósitos foi inferida por meio das datações encontradas na base da unidade 2, que se sobrepõe a eles (9.490-9.320 anos cal. AP e 9.010-8.710 anos cal. AP nos furos 7 e 10, respectivamente) (Fig. 3.4).

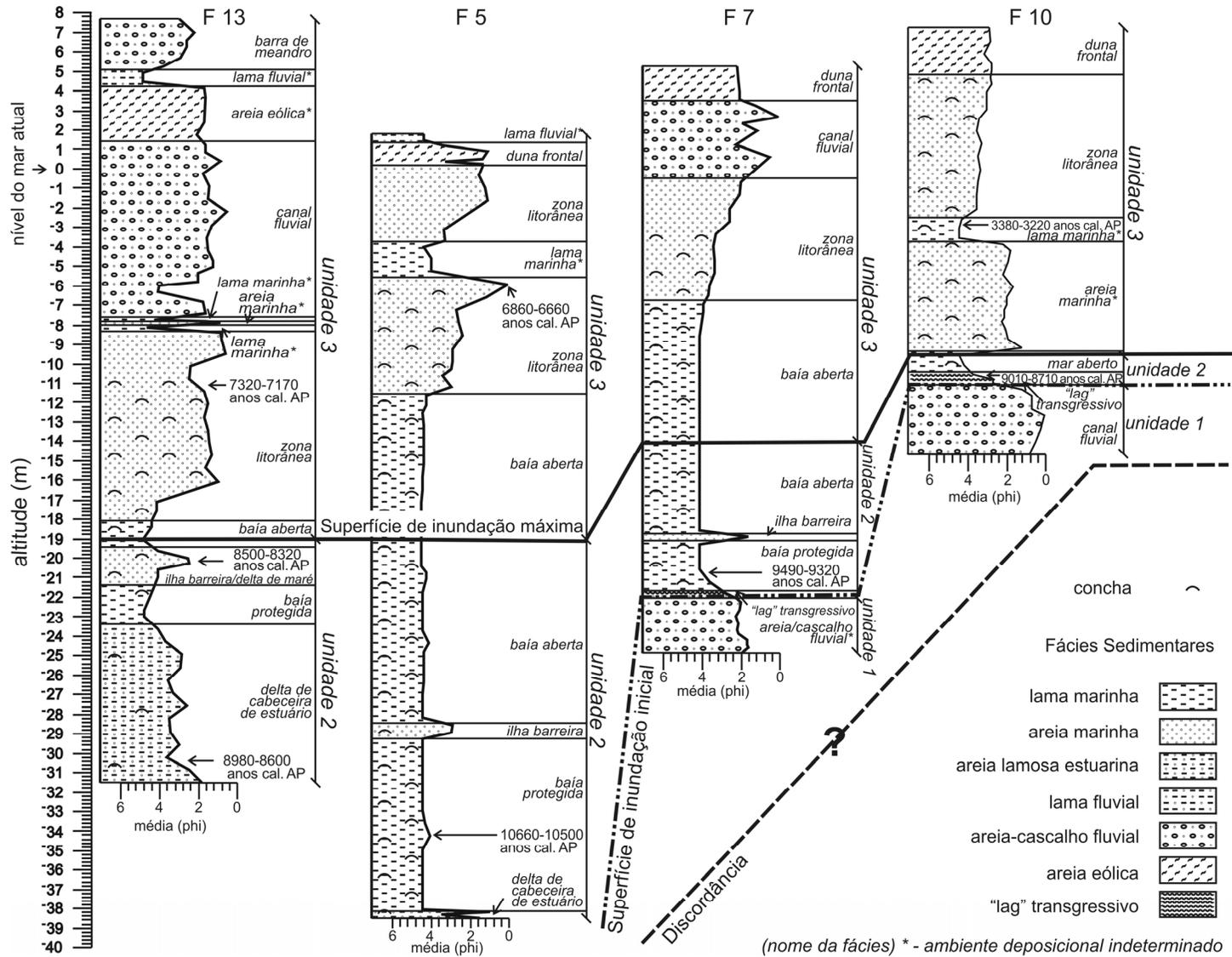


Fig. 3.4. Perfis granulométricos dos furos de sondagem 13, 5, 7 e 10, com idades das amostras datadas, fácies sedimentares, provável ambiente deposicional, unidades deposicionais e principais superfícies estratigráficas. Quando não foi possível indicar com precisão o ambiente deposicional, este foi indicado pelo nome da fácies sedimentar seguida de *.

A unidade 1 representa o topo do pacote de sedimentos fluviais, que se depositou durante e após o abaixamento do nível do mar que culminou no UMG, quando o nível do mar esteve 123 m abaixo do nível atual (Hanebuth et al., 2009). Durante o UMG e em grande parte do Período Glacial Tardio, a plataforma continental na região esteve exposta. Essa sedimentação ocorreu no interior do vale inciso esculpido pelo rio São Francisco durante o abaixamento do nível do mar. Não é possível afirmar a profundidade exata da incisão feita pelo rio, dada a limitação da profundidade dos furos de sondagem utilizados nesse estudo. Entretanto, furos realizados na região para extração de água subterrânea indicam que a incisão foi mais profunda que 80 m (CPRM, 2006). As espessuras da unidade 2 nos furos 13, 5 e 7 (Fig. 3.4) sugerem que provavelmente a maior incisão ocorreu ligeiramente a sul em relação à atual posição do canal. Apesar de hoje o canal do rio estar muito próximo do furo 7, neste local a incisão não foi tão profunda. Por outro lado, esta parece ter sido mais profunda no local do furo 5, situado a sul da atual posição do canal (Figs. 3.1 e 3.5 A).

O topo da unidade 1 é delimitado pela superfície de inundação inicial, que marca o início da inundação marinha sobre os depósitos fluviais, separando sedimentos fluviais e estuarinos (Zaitlin et al., 1994). Essa superfície não é síncrona, pois depende da topografia do terreno e do aporte sedimentar. Ela ocorre primeiramente onde a topografia é mais baixa. Não sabemos a sua idade nas posições mais próximas ao eixo maior de incisão, mas foram certamente mais antigas do que 10.660-10.500 anos cal. AP, idade determinada para a fácies de lama marinha da unidade 2 na posição mais basal do furo 5 (Fig. 3.4). Na margem do eixo principal de incisão, essa superfície tem idades mais novas que 9.490-9.320 anos cal. AP e 9.010-8.710 anos cal. AP, nos furos 7 e 10, respectivamente (Fig. 3.4). Essas idades foram obtidas de fragmentos de madeira possivelmente da fase fluvial anterior à deposição da unidade 2 e que foram retrabalhadas durante a transgressão. A fácies de “lag” transgressivo, localizada sobre essa superfície, representa os sedimentos remobilizados durante a transgressão marinha (Van Wagoner et al., 1990).

A superfície de inundação inicial marca o fim da acumulação da unidade 1 e o início da unidade 2 (Fig. 3.4).

Unidade 2 – Estuarina

A unidade 2 é caracterizada por depósitos típicos de estuário. A deposição dessa unidade iniciou-se com a inundação marinha do vale inciso (Fig. 3.5 B).

Essa unidade é composta pelas fácies assim dispostas (Fig. 3.4): (1) nos furos 5 e 13, o empilhamento de fácies de areia lamosa estuarina, lama marinha, areia marinha (camada fina) e lama marinha, que é interpretado como resultado de deposição respectivamente em ambientes de delta de cabeceira de estuário/baía, de baía protegida, de ilha-barreira/deltas de maré, e de baía aberta, que se sucederam no tempo; (2) no furo 7, a sucessão de fácies de “lag” transgressivo, lama marinha, areia marinha (camada fina) e lama marinha, que é interpretada como resultado de deposição de “lag” transgressivo, seguida por deposição em ambiente de baía protegida, de ilha-barreira e de baía aberta, respectivamente; e (3) no furo 10, a sucessão de fácies de “lag” transgressivo e lama marinha, que é interpretada como deposição de “lag” transgressivo sucedida por condições de mar aberto.

A ausência de depósitos de delta de cabeceira de estuário nos furos 7 e 10 sugere que as taxas de subida do nível relativo do mar foram muito mais expressivas que as taxas de deposição de sedimento nesses locais durante a inundação holocênica. No furo 13, a presença de depósitos de delta de cabeceira de estuário na parte mais basal do furo com idades por volta de 8.600-8.900 anos cal. AP explica-se pelo fato desse furo localizar-se no ápice do delta, isto é, no ponto onde o rio São Francisco desaguava ao sair do vale fluvial encaixado nos depósitos terciários da Formação Barreiras (Fig. 3.1) e por isso, o ponto mais favorável para a deposição dos sedimentos fluviais.

A presença de uma camada fina arenosa, com espessura entre 6 e 85 cm, no meio da lama marinha presente nos furos 5, 7 e 13 é sugestiva de que o estuário formado nessa fase tenha sido do tipo dominado por ondas, protegido por uma ilha-barreira (Dalrymple et al., 1992; Zaitlin et al., 1994). A possível migração dessa ilha-barreira acompanhando a transgressão marinha teria deixado essa fina camada arenosa como um depósito residual. No furo 10, a ausência dessa camada decorre de sua posição mais marginal em relação ao eixo principal do vale inciso, encontrando-se provavelmente fora do vale, daí a pequena espessura dos sedimentos holocênicos aí acumulados.

A unidade 2 é delimitada no topo teoricamente pela superfície de inundação máxima, que separa os depósitos retrogradacionais dos depósitos progradacionais. Essa superfície não é síncrona, pois depende do aporte sedimentar (Van Wagoner et al., 1990). Por isso ela ocorre primeiramente junto à desembocadura fluvial, onde esse aporte é maior, e posteriormente nas regiões mais distais. No furo 13, ela tem idade aproximada

de 8 ka cal., conforme deduzido da sequência de datações realizadas nesse furo (7.320-7.170 anos cal. AP acima da superfície e 8.500-8.320 anos cal. AP abaixo dela).

A superfície de inundação máxima marca o fim da deposição da unidade 2 e o início da deposição da unidade 3 (Fig. 3.4).

Unidade 3 - Deltaica

A unidade 3 caracteriza-se por depósitos lamosos marinhos e fluviais e por depósitos arenosos variados – marinhos, fluviais e eólicos. Sua deposição ocorreu a partir de cerca de 8 ka cal. nas partes mais proximais da planície deltaica (furo 13). O início de sua deposição esteve provavelmente associado à diminuição nas taxas de subida do nível do mar nesta época (Fig. 3.3), o que permitiu que a taxa de aporte sedimentar fluvial superasse a taxa de criação de espaço de acomodação resultante da subida do nível do mar. A progradação, no entanto, não foi contínua, podendo ter sido interrompida por rápidas inundações marinhas, conforme sugerem as camadas de lama marinha presentes entre os depósitos arenosos observadas nos furos 13, 5 e 10 (Fig. 3.4).

Essa unidade é delimitada na base teoricamente pela superfície de inundação máxima e no topo pela superfície atual de deposição. Fazem parte dessa unidade, em todos os furos, a fácies de lama marinha posicionada sobre a superfície de inundação máxima, bem como todas as fácies que se sobrepõem a ela (Fig. 3.4). Ao contrário da unidade 2, que apresenta espessura maior nos furos próximos ao eixo da incisão, essa unidade apresenta espessura relativamente uniforme, indicando que a depressão formada pelo vale inciso foi preenchida em sua maior parte durante as fases fluvial e estuarina.

A arquitetura deposicional das fácies sedimentares presentes no delta do rio São Francisco é comparável com o setor externo (segmento 1) do modelo de preenchimento de vales incisos de Zaitlin et al. (1994). Nesse segmento, o preenchimento dos vales incisos inicia-se com sedimentação fluvial. Inicialmente, essa sedimentação é progradacional, compondo o trato de sistemas de mar baixo, mas após o início da transgressão, ela se torna retrogradacional, passando a fazer parte do trato do sistema transgressivo. Com o prosseguimento da transgressão marinha, o ambiente fluvial é substituído por um estuarino. Na fase estuarina depositam-se, nessa ordem, depósitos de cabeceira de baía, de baía central, de barreira marinha e de mar aberto. Esses depósitos são retrogradacionais, e por isso podem ser incluídos no topo do trato de sistemas

transgressivo. Em uma fase posterior, os depósitos passam a ser progradaçãoais, ocorrendo depósitos de mar aberto, costeiros e fluviais, nessa ordem, padrão de deposição que corresponde ao trato de sistemas de mar alto.

Como foi visto, essa arquitetura foi parcialmente identificada sob a atual planície deltaica do rio São Francisco. As unidades 1 e 2, fluvial e estuarina, que são essencialmente retrogradacionais, podem ser incluídas dentro do trato de sistemas transgressivo, enquanto a unidade 3, deltaica, essencialmente progradaçãoal, pode ser incluída dentro do trato do sistema de mar alto.

Por causa da profundidade limitada das sondagens, não foi possível conhecer a espessura total dos depósitos fluviais pleistocênicos, tendo sido documentado apenas o seu topo, o que prejudica uma posição mais assertiva a respeito da classificação desse ambiente dentro do esquema de tratos de sistemas, bem como impede por completo a identificação da posição da superfície transgressiva, que separa o trato de sistemas de mar baixo do trato de sistemas transgressivo. Essa limitação de profundidade impediu também, naturalmente, a identificação da posição da discordância que marca o limite da seqüência e a profundidade total da incisão (Fig. 3.4).

3.6 Taxas médias de avanço da linha de costa

As datações realizadas na fácies de areia marinha da unidade 3 mostraram que o delta experimentou duas fases com diferentes taxas de avanço da linha de costa durante a sua construção: uma entre 8 e 4,7 ka cal., e outra entre 4,7 ka cal. e o presente. A taxa média de avanço da linha de costa em cada fase foi calculada no eixo do rio, que é o eixo de maior espessura do delta, dividindo-se a largura da planície deltaica nesse eixo pelos anos de duração de cada fase de construção. A posição da linha de costa de 4,7 ka cal. (Figs. 3.1 e 3.5 D) foi inferida pela configuração dos cordões litorâneos da planície deltaica, e sua idade obtida por meio da datação do furo 9 (Tabela 3.1). Essa linha de costa é relativamente retilínea em relação à orientação geral da linha de costa na região onde o delta está inserido, representando, portanto, um importante marco morfológico na evolução do delta. Entre 8 e 4,7 ka cal., o avanço médio da linha de costa foi de 5,4 m/ano, taxa que caiu para 2,0 m/ano nos últimos 4700 anos.

Esse comportamento das taxas de progradação da linha de costa foi descrito para outros deltas (Coutellier e Stanley, 1987; Ta et al., 2002; Tanabe et al., 2006), e tem sido

associado a diversas causas. No caso do delta do rio São Francisco, o decréscimo nas taxas de progradação pode estar relacionado com (i) a formação do campo de dunas no delta a partir de 3 ka (Barbosa e Dominguez, 2004); (ii) o transporte de sedimentos fluviais para o canhão do São Francisco; e (iii) o aumento do espaço de acomodação junto à linha de costa conforme o delta passa a progradar em ambiente cada vez mais profundo.

3.7 Modelo evolutivo

Com base nos resultados desse trabalho, um modelo evolutivo simplificado foi proposto para a região do delta do rio São Francisco, conforme representado na figura 3.5.

Durante a maior parte do último ciclo glacial, a plataforma continental esteve exposta subaereamente, o que se explica pelas suas pequenas profundidades, que favoreceram a incisão de um vale profundo diretamente conectado com o canhão submarino (Fig. 3.5 A).

Durante a subida do nível do mar após o UMG, o vale inciso foi inundado, passando a comportar-se como um estuário dominado por ondas, possivelmente protegido por ilhas-barreiras (Fig. 3.5 B). Nesse período, o vale inciso foi quase completamente preenchido.

A máxima inundaçãõ no eixo do vale ocorreu por volta de 8 ka cal. (Fig. 3.5 C), iniciando-se então a sedimentaçãõ deltaica. Nessa época, o aporte sedimentar fluvial superou o espaço criado pela subida do nível do mar, e então a linha de costa passou a progradar. O avanço da linha de costa deu-se a uma taxa elevada até ela alcançar uma posição relativamente retilínea em 4,7 ka cal. (Fig. 3.5 D). A partir dessa data, a linha de costa continuou a avançar até alcançar a configuração de cúspide atual (Fig. 3.5 E), porém, com uma taxa bem menor.

Adicionalmente, é importante mencionar que, nos últimos 60 anos, nove grandes barragens foram construídas no rio São Francisco. Estima-se que hoje a descarga de sedimentos na desembocadura fluvial represente apenas 3,3% de seu valor antes da construção dessas barragens (Medeiros et al., 2007). Essa redução resultou em processos erosivos, como o que causou, na década de 90, a destruição do povoado do Cabeço, localizado próximo à desembocadura deste rio (Bittencourt et al., 2007a). É possível, portanto, que estejamos testemunhando uma fase destrutiva do delta,

essencialmente erosiva, como verificado em diversos deltas do mundo afetados pela construção de barragens (Jiménez et al., 1997; Cencini, 1998; Stanley e Warne, 1998; Panin e Jipa, 2002; entre outros). Os dados do presente trabalho, no entanto, não permitem avaliar essas modificações mais recentes, cuja influência ainda é observada de forma evidente apenas na proximidade da desembocadura.

3.8 Considerações finais

A arquitetura deposicional do delta do rio São Francisco compreende três unidades deposicionais desde o final do Pleistoceno preservadas sob a atual planície deltaica: uma fluvial, uma estuarina, e finalmente uma deltaica. As taxas de variação do nível do mar foram possivelmente o principal fator que definiu a idade da transição entre esses ambientes deposicionais.

A progradação deltaica iniciou-se por volta de 8 ka cal., associada possivelmente à diminuição nas taxas de subida eustática do nível do mar na fase final da deglaciação. Esse resultado é consistente com o início de outros deltas modernos, que se deu entre 8,5 e 6,5 ka (Stanley e Warne, 1994; Törnqvist et al., 2004; Hori e Saito, 2007; Tamura et al., 2009).

O início da progradação deltaica antecedeu em pelo menos 2.100 anos a idade em que o nível do mar atingiu o seu ponto mais alto na costa brasileira; assim, ela ocorreu durante a elevação (ainda que a taxas menores) do nível relativo do mar, não sendo portanto relacionada com o abaixamento do nível relativo do mar, como postulavam os trabalhos anteriores sobre os deltas brasileiros. Inicialmente, a progradação deltaica ocorreu com uma taxa acelerada de 5,4 m/ano. Após 4,7 ka cal., a taxa de progradação diminuiu para 2,0 m/ano, mesmo ocorrendo durante uma fase de abaixamento do nível relativo do mar.

Os resultados aqui apresentados sugerem que durante a construção do delta, o aporte sedimentar fluvial foi significativamente mais importante do que os aportes de sedimentos marinhos disponibilizados pelo abaixamento do nível relativo do mar. Uma expressiva diminuição no aporte sedimentar fluvial foi observada apenas nos últimos 60 anos devido à construção de barragens no rio, resultando em uma erosão localizada até agora nas adjacências da desembocadura, e cujo efeito de longo prazo ainda não foi avaliado.

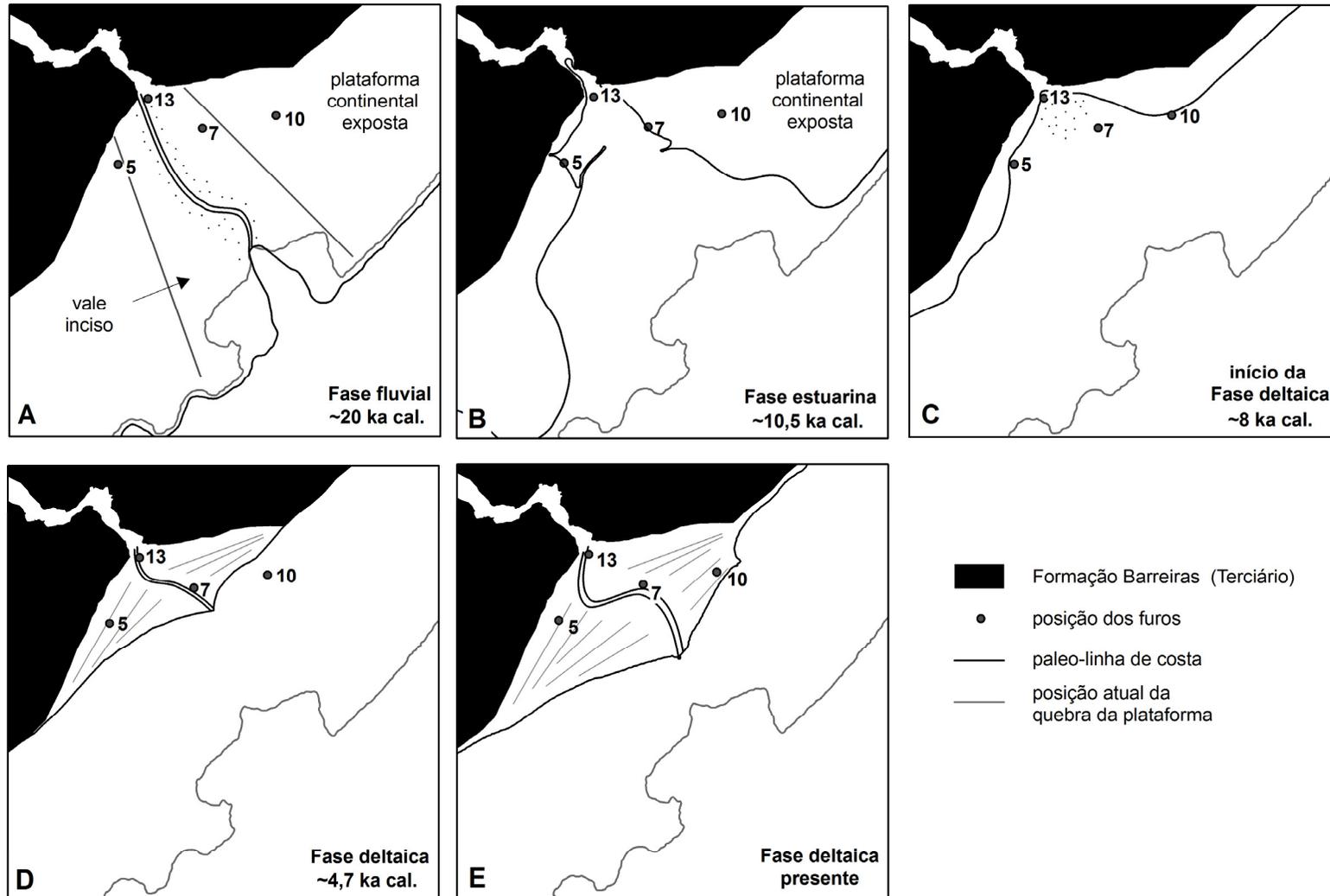


Fig. 3.5. Modelo evolutivo desde o Último Máximo Glacial até o presente para a região do delta do rio São Francisco.

3.9 Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq/CTHIDRO pelo financiamento dessa pesquisa. Junia K. Guimarães agradece aos colegas que deram apoio no trabalho de campo: Ana Carolina Nowatzki, Israel Silva Maranhão, Luís Carlos da Silveira Fontes, Tais Kalil Rodrigues e Soraia Conceição Bispo, e ao Prof. Dr. Osmário Resende Leite pela identificação das espécies de moluscos, além do CNPq e DAAD pelo suporte das bolsas de doutorado e doutorado sanduíche, respectivamente.

3.10 Referências

Amorosi, A.; Milli, S., 2001. Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere River deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology* 144: 357–375.

Barbosa, L.M.; Dominguez, J.M.L., 2004. Coastal dune fields at the São Francisco river strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 443-456.

Bellotti, P.; Milli, S.; Tortora, P.; Valeri, P., 1995. Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence. *Sedimentology* 42: 617-634.

Bezerra, F.H.R.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K., 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State Coast, Brazil. *Marine Geology* 196: 73-89.

Bhattacharya, J.P.; Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50: 187-210.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Ferreira, Y.A., 1982. Dados preliminares sobre a evolução do delta do São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário,

influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, p. 49-62.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Ussami, N., 1999. Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. *Journal of Coastal Research* 15 (2): 505-519.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Fontes, L.C.S.; Sousa, D.L.; Silva, I.R.; Silva, F.R., 2007a. Wave refraction, river damming, and episodes of severe shoreline erosion: the São Francisco river mouth, northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research* 23 (4): 930-938.

Boyd, R.; Dalrymple, R.; Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80: 139-150.

Caldas, L.H.O.; Stattegger, K.; Vital, H., 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology* 228: 39-53.

Cencini, C., 1998. Physical processes and human activities in the evolution of the Po Delta, Italy. *Journal of Coastal Research* 14(3): 774–793.

Coutellier, V.; Stanley, D.J., 1987. Late Quaternary stratigraphy and paleogeography of the eastern Nile delta, Egypt. *Marine Geology* 77: 257-275.

CPRM, 2006. *Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS)*. Disponível em: <http://siagas.cprm.gov.br>

Curray, J.R., 1964. Transgressions and Regressions. In: Miller, R.L. (ed.), *Papers in Marine Geology*, p. 175-203.

Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.; Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (6): 1130-1146.

DHN, 1989. *Carta Náutica n. 1000 Brasil – Costa Leste de Maceió ao rio Itariri*.

Dominguez, J.M.L., 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas. *Geological Society Special Publication* 117: 217-231.

Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: Numedal, D.; Pilkey, O.H.; Howard, J.D. (eds.), *Sea-Level Flutuaction and Coastal Evolution, SEPM Special Publication* 41: 115–127.

Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L., 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology* 80: 213–232.

Folk, R.L.; Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (1): 3-26.

França, A.M.C., 1979. Geomorfogia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In: PETROBRÁS – DNPM – CPRM – DHN – CNPq, *Série Projeto REMAC* 7, p. 89 – 127.

Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M.L. (ed.) *Deltas, models for exploration*. Houston Geol. Soc., Houston, p. 87-98.

Gensous, B.; Williamson, D.; Tesson, M., 1993. Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France). In: Posamentier, H.W.; Summerhayes, C.P.; Haq, B.U.; Allen, G.P. (eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations, International Association of Sedimentologists Special Publication* 18: 197-211. Blackwell Publications.

Hanebuth, T.J.J.; Stattegger, K.; Bojanowski, A., 2009. Termination of the Last Glacial Maximum sea-level lowstand: the Sunda-Shelf data revisited. *Global & Planetary Change* 66: 76-84.

Hogben, N.; Lumb, F.E., 1967. Ocean Wave Statistics. National Physical Laboratory. Ministry of Technology. Her Majesty's Stationary Office, London.

Hori, K.; Tanabe, S.; Saito, Y.; Haruyama, S.; Nguyen, V.; Kitamura, A., 2004. Delta initiation and Holocene sea-level change: example from the Song Hong (Red River) Delta, Vietnam. *Sedimentary Geology* 164: 237-249.

Hori, K.; Saito, Y., 2007. An early Holocene sea-level jump and delta initiation. *Geophysical Research Letters* 34, L18401, doi: 10.1029/2007GL031029.

Hughen, K.A.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Bertrand, C.J.H.; Blackwell, P.G.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Cutler, K.B.; Damon, P.E.; Edwards, R.L.; Fairbanks, R.G.; Friedrich, M.; Guilderson, T.P.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; Manning, S. W.; Ramsey, C.B.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J.R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F.W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E., 2004. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46:1059-1086.

Jiménez, J.A.; Sánchez-Arcilla, A.; Valdemoro, H.I.; Gracia, V.; Nieto, F., 1997. Processes reshaping the Ebro Delta. *Marine Geology* 144: 59–79.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazilian coast: Consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68 (3): 303–354.

Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19 (1): 101-124.

Medeiros, P.R.P.; Knoppers, B.A.; dos Santos Junior, R.C.; de Souza, W.F.L., 2007. Aporte fluvial e dispersão de matéria particulada em suspensão na zona costeira do rio São Francisco (SE/AL). *Geochimica Brasiliensis* 21(2): 212-231.

- Oomkens, E., 1974. Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger Delta complex. *Sedimentology* 21: 195-222.
- Panin, N.; Jipa, D., 2002. Danube River sediment input and its interaction with the North-western Black Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54: 551-562.
- Peltier, W.R.; Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25: 3322-3337.
- Porebski, S.J.; Steel, R.J., 2006. Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research* 76: 390-403.
- Reimer, P.J.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Bertrand, C.J.H.; Blackwell, P.G.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Cutler, K.B.; Damon, P.E.; Edwards, R.L.; Fairbanks, R.G.; Friedrich, M.; Guilderson, T.P.; Hogg, A. G.; Hughen, K.A.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; Manning, S.W.; Ramsey, C.B.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J.R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F.W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E., 2004. INTCAL04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1029-1058.
- Somoza, L.; Barnolas, A.; Arasa, A.; Maestro, A.; Rees, J.G.; Hernandez-Molina, F.J., 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology* 117: 11-32.
- Stanley, D.J.; Warne, A.G., 1994. Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science* 265: 228-231.
- Stanley, D.J.; Warne, A.G., 1998. Nile Delta in its destruction phase. *Journal of Coastal Research* 14 (3): 794-825.
- Ta, T.K.O.; Nguyen, V.L.; Tateishi, M.; Kobayashi, I.; Saito, Y.; Nakamura, T., 2002. Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre

Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sedimentary Geology* 152: 313-325.

Tamura, T.; Saito, Y.; Sieng, S.; Ben, B.; Kong, M.; Sim, I.; Choup, S.; Akiba, F., 2009. Initiation of the Mekong River delta at 8 ka: evidence from the sedimentary succession in the Cambodian lowland. *Quaternary Science Reviews* 28: 327-344.

Tanabe, S.; Saito, Y.; Vu, Q.L.; Hanebuth, T.J.J.; Ngo, Q.N.; Kitamura, A., 2006. Holocene evolution of the Song Hong (Red River) delta system, northern Vietnam. *Sedimentary Geology* 187: 29-61.

Törnqvist, T.E.; González, J.L.; Newsom, L.A.; Van der Borg, K.; De Jong, A.F.M.; Kurnik, C.W., 2004. Deciphering Holocene sea-level history on the U.S. Gulf Coast: A high-resolution record from the Mississippi Delta. *Geological Society of America Bulletin* 116: 1026–1039.

Wright, L.D.; Coleman, J.M., 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean waves and river discharge regimes. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57 (2): 370-398.

Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, R.M.; Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concept for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods in Exploration Series 7*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 55 pp.

Zaitlin, B.A.; Dalrymple, R.W.; Boyd, R., 1994. The Stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes. In: Dalrymple, R.W.; Boyd, R.; Zaitlin, B.A. (eds.), *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*, *SEPM Special Publication* 51: 44-60.

4. Relações morfodinâmicas entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais na evolução do delta do rio São Francisco, Brasil⁸.

RESUMO

O objetivo do presente trabalho foi modelar as derivas litorâneas para diferentes momentos da evolução do delta do rio São Francisco no Holoceno, discutir as causas das mudanças verificadas e o papel delas na evolução do delta. Foram selecionados três momentos principais para a análise: 8 ka cal., 4,7 ka cal. e o presente, para os quais foram simuladas a refração das frentes-de-onda de maior frequência de incidência, e calculadas as derivas litorâneas parciais e efetivas.

Verificamos que o delta do rio São Francisco apresentou diferentes orientações de linha de costa e derivas litorâneas ao longo do seu desenvolvimento no Holoceno. Em 8 ka cal. a linha de costa era embaiada, e a deriva litorânea convergia para dentro do embaçamento. Em 4,7 ka cal. a linha de costa tornou-se retilínea, e a deriva litorânea adquiriu sentido NE-SO e intensidades elevadas. A partir de então, a linha de costa adquiriu formato em cúspide e a deriva litorânea, ainda de sentido NE-SO, diminuiu consideravelmente de intensidade.

A orientação da linha de costa atual está quase em equilíbrio em relação às frentes-de-onda incidentes. Esse equilíbrio é diferente nos dois flancos do delta. O flanco a nordeste da desembocadura dispõe-se quase frontalmente ao somatório das frentes-de-onda incidentes, apresentando uma deriva litorânea efetiva baixa, com a linha de costa apresentando uma orientação próxima daquela em que o transporte é zero. No flanco a sudoeste da desembocadura, a deriva diminui gradativamente da foz em direção às regiões mais periféricas, distribuindo uniformemente os sedimentos fluviais. A intensa refração que as ondas experimentam até alcançar este flanco atenua significativamente a altura com que as ondas chegam à linha de costa. Condições em que a orientação da linha de costa apresente transporte zero só podem ser alcançadas no flanco a barlar da desembocadura, pois o efeito de molhe fluvial possibilita que a linha de costa se altere até alcançar a posição de equilíbrio.

⁸ Artigo escrito em co-autoria com José Maria Landim Dominguez e Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt.

Os resultados desse trabalho sugerem que as mudanças de orientação da linha de costa e de deriva litorânea ocorridas ao longo do Holoceno foram consequência de ajustes morfodinâmicos entre a deriva litorânea, a orientação da linha de costa/batimetria e as descargas fluviais. Esses ajustes foram impulsionados por mecanismos de retroalimentação, não sendo necessário recorrer a mudanças climáticas ou de outros parâmetros ambientais para explicar as mudanças ocorridas.

4.1 Introdução

O delta do rio São Francisco é conhecido mundialmente por se tratar de um paradigma de delta dominado por ondas (por exemplo: Wright e Coleman, 1973; Bhattacharya e Giosan, 2003). Apesar da grande quantidade de trabalhos sobre deltas dominados por ondas, poucos deles se preocuparam em estudar o papel da deriva litorânea na formação desse tipo de delta, podendo-se citar os de Giosan et al. (1999, 2005), no delta do rio Danúbio (Romênia), Mathers et al. (1999), nos deltas da costa adriática da Albânia, Pranzini (2001), nos deltas dos rios Arno e Ombrone (Itália) e Bhattacharya e Giosan (2003), que produziram um trabalho de síntese considerando os deltas dos rios Danúbio, Guadiana (Portugal/Espanha), Brazos (EUA), São Francisco e Paraíba do Sul (Brasil).

Nos trabalhos sobre os deltas brasileiros dominados por ondas o papel da deriva litorânea tem sido enfatizado durante as últimas três décadas (Bittencourt et al., 1982, 2007a, 2007b; Martin e Suguio, 1992; Dominguez et al., 1992, 2004; Dominguez, 1996; Martin et al., 1996, 1998). Alguns desses trabalhos destacaram a importância na formação desses deltas dos sedimentos marinhos disponibilizados pelo abaixamento do nível relativo do mar, transportados pela deriva litorânea, e depositados a barlamar da desembocadura fluvial por causa do efeito de molhe fluvial (Bittencourt et al., 1982; Dominguez et al., 1987, 1992; Martin et al., 1996). Esse processo resulta em uma assimetria na planície deltaica, com a porção a barlamar da desembocadura fluvial formada por sedimentos marinhos, e a porção a sotamar formada por sedimentos fluviais. Tal modelo implica um sentido unidirecional para a deriva litorânea efetiva ao longo da frente deltaica, que resulta em transporte efetivo dos sedimentos fluviais para sotamar (Bittencourt et al., 1982; Dominguez et al., 1987, 1992; Dominguez, 1996; Martin et al., 1996).

Bhattacharya e Giosan (2003) propõem a denominação de deltas assimétricos para os deltas que apresentam (i) depósitos de cordões litorâneos amalgamados na porção a barlar da desembocadura, formados por sedimentos marinhos e (ii) depósitos de cordões litorâneos não-amalgamados, separados por zonas baixas lamosas, na porção a sotamar, formados por sedimentos fluviais; à semelhança do que ocorre nos deltas dominados por ondas da costa brasileira. O delta do rio São Francisco tem, até agora, sido enquadrado nessa categoria (Bhattacharya e Giosan, 2003).

Apesar da contribuição desses trabalhos para o conhecimento geral da dinâmica do delta do rio São Francisco, sua abordagem não contempla as mudanças geológicas ocorridas ao longo do tempo na evolução da área. Uma exceção é o trabalho de Bittencourt et al. (2007a), que trata das modificações históricas na posição da linha de costa junto à foz do rio São Francisco. Assim, por exemplo, e não apenas no que se refere ao delta do rio São Francisco, mas também aos outros deltas do Brasil e do mundo, foram poucos os trabalhos que analisaram o papel de eventuais mudanças no sentido da deriva litorânea na sedimentação deltaica holocênica, podendo ser citados os trabalhos de Martin e Suguio (1992), Dominguez et al. (1992) e Bittencourt et al. (2007b) no delta do rio Doce (Brasil), de Pranzini (2001) nos deltas dos rios Arno e Ombrone, e de Dominguez et al. (2004) no delta do rio Jequitinhonha (Brasil). Uma análise desses trabalhos permite identificar duas causas a que se atribuem as mudanças na deriva litorânea: mudanças climáticas, com conseqüente alteração na frequência direcional das frentes-de-onda, e ajustes morfodinâmicos associados a mudanças na orientação da linha de costa.

O presente trabalho tem por objetivo avaliar o papel das mudanças nas características da deriva litorânea de sedimentos na evolução holocênica do delta do rio São Francisco, assim como discutir as possíveis causas dessas mudanças.

4.1.1 Área de estudo

O delta do rio São Francisco, com uma área de cerca de 800 km², localiza-se na costa leste-nordeste brasileira. O rio tem aproximadamente 2900 km de extensão e drena uma área de 634000 km² (Fig. 4.1). Antes da construção de grandes barragens, iniciada na década de 50 do século XX, este rio apresentava descargas fluviais médias líquida e sólida de, respectivamente, 3010 m³/s e 69 x 10⁵ t/ano. Atualmente esses valores caíram para 1760 m³/s e 2,28 x 10⁵ t/ano, respectivamente (Medeiros et al., 2007).

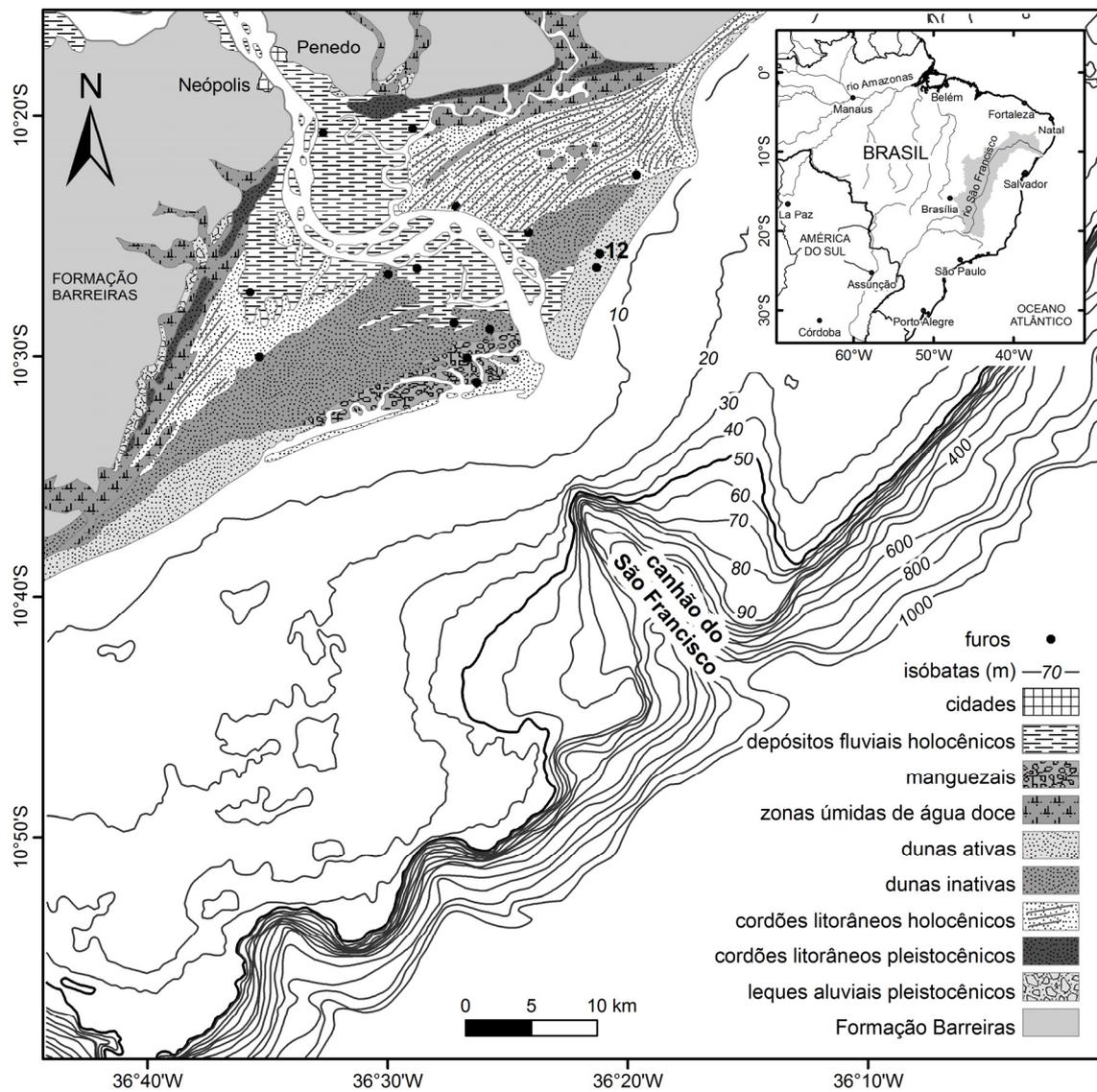


Fig. 4.1. Delta do rio São Francisco com principais feições geológico-geomorfológicas (modificado de Bittencourt et al., 1982), batimetria e posição dos furos de sondagem (Guimarães et al., “submetido”); no detalhe, bacia hidrográfica do rio São Francisco em cinza.

O delta, que é constituído por depósitos pleistocênicos e holocênicos, está encaixado em uma reentrância da linha de costa esculpida nos depósitos terciários da Formação Barreiras, e é separado dos mesmos por paleofalésias com cerca de 30 m de altura. Os depósitos pleistocênicos, localizados na porção mais interna da planície, são

depósitos de leques aluviais, depositados no sopé das paleofalésias, e de cordões litorâneos. Quanto aos depósitos holocênicos, destacam-se os de cordões litorâneos, que ocupam a maior parte da planície e estão recobertos, nas regiões mais externas, por dois campos de dunas, um inativo e outro ativo. Estão presentes ainda depósitos holocênicos fluviais, de zonas úmidas e de manguezais (Bittencourt et al., 1982; Dominguez, 1996; Barbosa e Dominguez, 2004) (Fig. 4.1).

A plataforma continental adjacente ao delta é estreita, possuindo largura média de cerca de 30 km e profundidades máximas em torno de 50 m. A borda da plataforma é cortada pelo canhão do São Francisco, cuja influência é sentida a partir da isóbata de 20 m (França, 1979) (Fig. 4.1).

A região da foz do rio São Francisco apresenta altura média de 1,74 m para as marés de sizígia, com caráter semi-diurno (DHN, 1989).

Não existem curvas de nível relativo do mar para a área de estudo; todavia, curvas construídas para regiões próximas indicam que o nível do mar holocênico alcançou um máximo entre 5,9 e 5 ka cal., atingindo altitudes entre 1,3 e 4,7 m acima do nível do mar atual, e apresentando tendência geral de descida desde então (Bezerra et al., 2003; Martin et al., 2003; Caldas et al., 2006).

As frentes-de-onda com maiores frequências de incidência na área de estudo são aquelas provenientes de leste (90°), leste-nordeste (60°) e leste-sudeste (120°). As ondas de leste e leste-nordeste têm altura predominante de 1 m e período de 5 s, e são mais frequentes no verão, enquanto as ondas provenientes de sudeste têm altura predominante de 1,5 m e período de 6,5 s, sendo mais frequentes no inverno (Hogben e Lumb, 1967).

Não existem medidas de deriva litorânea para a área de estudo, mas modelagens numéricas em escala regional indicam uma deriva litorânea de sentido NE-SO em toda a região do delta (Bittencourt et al., 2002, 2005).

4.1.1.1 Evolução paleogeográfica

Conforme discutido em outro trabalho, que abordou a evolução da região da planície deltaica durante o Quaternário com base em furos de sondagem (Guimarães et al., "submetido"), a plataforma continental esteve exposta subaereamente durante o Último Máximo Glacial (UMG), o que favoreceu a incisão de um vale profundo nesta plataforma. Com a posterior subida do nível do mar, o vale inciso foi inundado, passando

a se comportar como estuário. A máxima inundação na planície deltaica ocorreu por volta de 8 ka cal. (Fig. 4.2 A), quando se iniciou a sedimentação deltaica e a linha de costa embaiada passou a progradar. Por volta de 4,7 ka cal. a linha de costa adquiriu uma configuração relativamente retilínea (Fig. 4.2 B) e, a partir dessa data, a continuação da progradação levou à formação da cúspide deltaica atual (Fig. 4.2 C). Entre 8 e 4,7 ka cal. o avanço da linha de costa ocorreu à taxa elevada de 5,4 m/ano, que se reduziu para 2,0 m/ano entre 4,7 ka cal. e o presente (Guimarães et al., “submetido”).

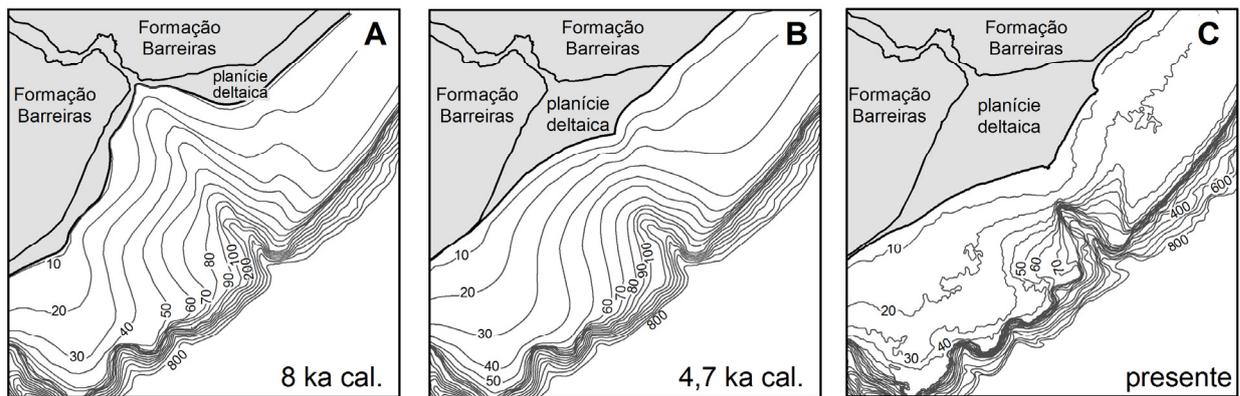


Fig. 4.2. Linhas de costa e batimetrias em 8 ka cal., 4,7 ka cal. e no presente.

4.2 Materiais e métodos

No presente trabalho simulamos a deriva litorânea para três traçados da linha de costa, de 8 ka cal., 4,7 ka cal. e presente, que representam marcos significativos na história evolutiva do delta do rio São Francisco durante o Holoceno (Seção 4.1.1.1) (Fig. 4.2).

A simulação da deriva litorânea para cada uma dessas linhas de costa obedeceu a três etapas principais: (1) reconstrução da paleobatimetria; (2) determinação da refração de ondas para as frentes-de-onda incidentes e (3) cálculo da deriva litorânea.

4.2.1 Reconstrução da paleobatimetria

Para os cenários de 8 e 4,7 ka cal., a reconstrução de parte da batimetria foi feita a partir de informações texturais obtidas de 15 furos de sondagem realizados na planície deltaica por Guimarães et al. (“submetido”) (ver figura 4.1 para localização dos furos).

Onde não havia informações texturais, especialmente na plataforma continental, a paleobatimetria foi estimada conceitualmente considerando a retirada da clinoforma deltaica presente na batimetria atual, supostamente ausente no cenário de 8 ka cal., e ainda incipiente no cenário de 4,7 ka cal.

A reconstrução da paleobatimetria baseada na textura dos sedimentos fundamenta-se no princípio de que o tamanho do grão sedimentar na plataforma continental interna está relacionado com a velocidade das ondas no fundo marinho. Esta é diretamente proporcional à altura da onda, e inversamente proporcional à sua profundidade. A diminuição da profundidade resulta em aumento progressivo da velocidade próxima ao fundo, aumentando assim a capacidade de mobilização dos sedimentos do fundo marinho. Isso resulta em um aumento gradativo de granulometria no sentido da face de praia (por exemplo: Moore e Curray, 1964; Elliott, 1986; Dunbar e Barrett, 2005).

Diversos trabalhos relacionaram a granulometria dos sedimentos com a velocidade orbital das ondas, assim como a profundidade da transição lama–areia na plataforma continental com a altura significativa da onda (Komar e Miller, 1973; Komar, 1976; Hallermeier, 1981; Dunbar e Barrett, 2005; George e Hill, 2008). A aplicação das fórmulas apresentadas nestes trabalhos para a reconstrução da paleobatimetria no delta do rio São Francisco produziu resultados muito variados e incompatíveis com as observações. Dessa forma, de modo a relacionar a granulometria do sedimento com a profundidade de deposição, foi selecionado um furo de sondagem (furo 12) (Fig. 4.1) que apresentava uma sequência progradacional completa com granocrescência ascendente, típica de areias litorâneas (Fig. 4.3). Assim, com base no pressuposto de que esta sequência sedimentar tenha resultado da progradação da linha de costa sob condições de nível relativo do mar estável, foi possível estabelecer uma relação entre a textura dos sedimentos e seu desnível vertical em relação à fácies da face de praia. Este desnível corresponderia, portanto, à paleopropriedade de deposição. Este procedimento permitiu estabelecer uma relação linear entre a média granulométrica do sedimento e a paleopropriedade (Fig. 4.3 encarte), que pôde então ser aplicada a outras fácies marinhas e transicionais presentes nas demais sondagens realizadas. Verificou-se, dessa forma, que a profundidade da transição lama–areia ocorre por volta de 7 m de profundidade na área de estudo.

Na região da plataforma continental, onde não havia informações texturais, a paleobatimetria foi reconstruída de modo esquemático. Para o cenário de 8 ka cal., removeu-se a clinoforma deltaica da batimetria atual, conectando-se o vale inciso

existente na época com o canhão do São Francisco. Para o cenário de 4,7 ka cal., considerou-se como referência o desenvolvimento de uma clinoforma incipiente na cabeceira do canhão submarino então existente.

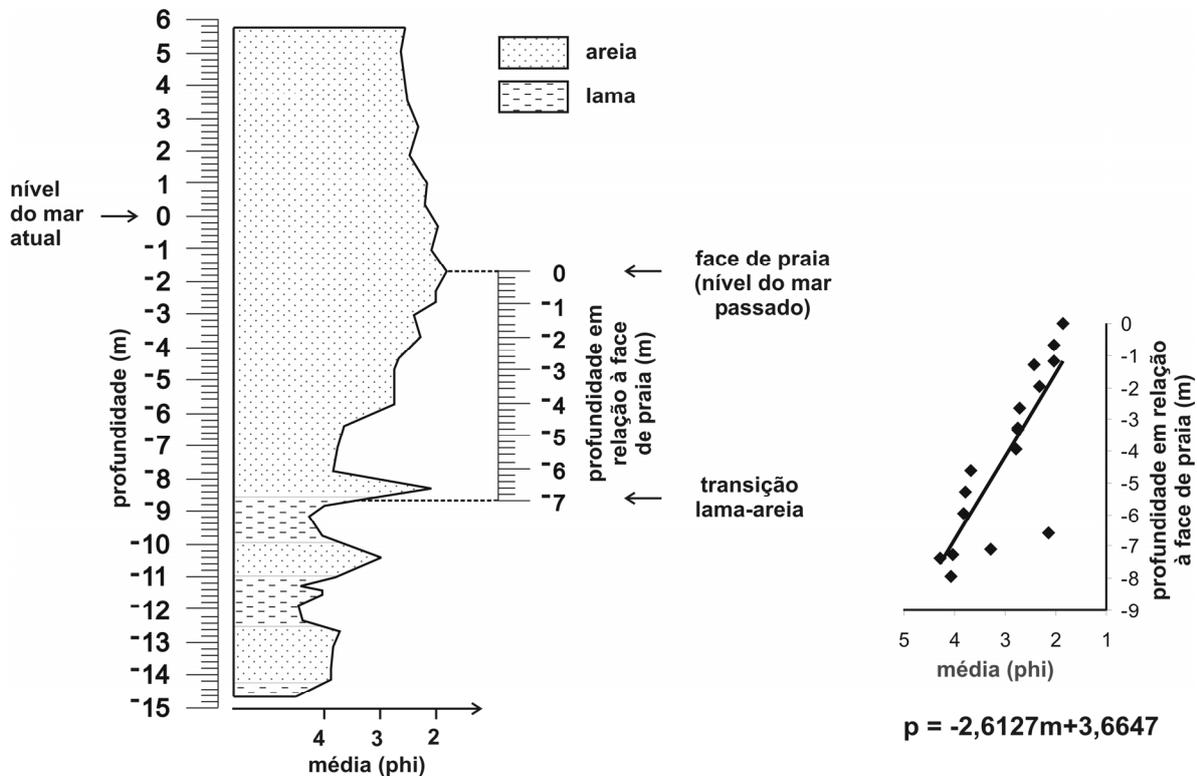


Fig. 4.3. Perfil granulométrico do furo 12; no detalhe, gráfico relacionando a média granulométrica do sedimento com a profundidade de deposição da amostra, e equação da reta correspondente.

Uma série de aproximações foi necessária para a obtenção dessas paleobatimetrias, o que implica necessariamente incertezas no que se refere às reconstruções aqui realizadas. Todavia, nas simulações inversas, nas quais se parte de um resultado conhecido para descobrir as possíveis condições que o geraram, a realização do teste de condições de contorno hipotéticas é geralmente possível, dado que o resultado final é conhecido (Cowell e Thom, 1994; Cowell et al., 1995). No caso desse trabalho, no qual a paleobatimetria é usada para o cálculo da deriva litorânea, a reconstrução das paleobatimetrias foi satisfatoriamente testada, comparando-se as derivas litorâneas simuladas com aquelas inferidas a partir de indicadores geomorfológicos (como por exemplo, pontais recurvos) e texturais da planície deltaica, o

que será apresentado na Seção 4.3.4.

4.2.2 Modelagem da refração de ondas

A modelagem da refração de ondas foi feita para as frentes-de-onda apresentadas na figura 4.4 por meio da utilização do programa MIKE 21 (DHI Software 2005). Os parâmetros de onda utilizados nesse trabalho foram extraídos da quadrícula 33 do sumário estatístico de ondas de Hogben e Lumb (1967), elaborado com base em observações visuais a partir de navios. Neste sumário, as frentes-de-onda estão agrupadas em setores abrangendo 30°, que serão referidos nesse trabalho pelo valor de seu ângulo central. Consideramos todos os setores de frentes-de-onda com frequência de incidência maior do que 1%, com exceção daquele proveniente de norte, que não incide na área, devido à orientação da linha de costa. As frequências de incidência das ondas dos setores considerados nesse estudo, também extraídas de Hogben e Lumb (1967), foram recalculadas para que a soma das frequências de incidência de todos os setores considerados totalizasse 100%. A altura e o período de onda considerados foram os que apresentaram o maior número de ocorrências dentro de cada setor. A direção, a altura, o período e a frequência de incidência das ondas utilizadas neste trabalho são mostradas na figura 4.4.

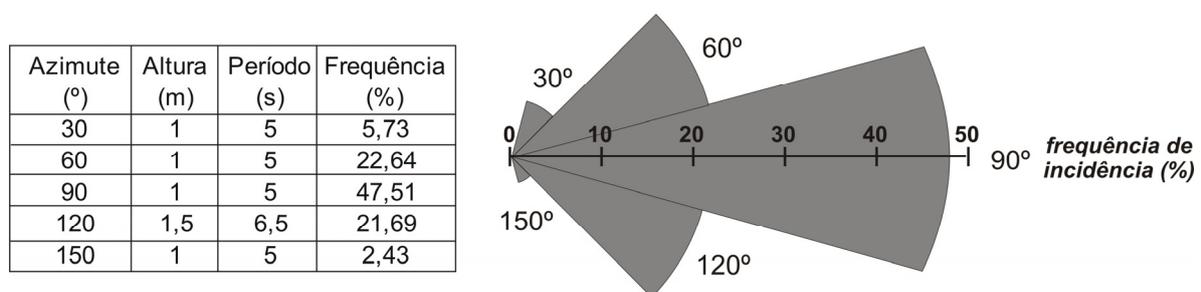


Fig. 4.4. Características em água profunda das frentes-de-onda incidentes no delta do rio São Francisco: azimuth, altura, período e frequência de incidência.

4.2.3 Cálculo da deriva litorânea

Para o cálculo da deriva litorânea, os dados de direção e altura das ondas refratadas foram extraídos na isóbata de 10 m. A deriva litorânea foi determinada para

cada segmento de 5 km da linha de costa. O método de cálculo foi o descrito por Bittencourt et al. (2002, 2005). A intensidade da deriva litorânea para cada frente-de-onda refratada foi calculada pela fórmula:

$$I = H^2 \sin(\alpha) \cos(\alpha) 100$$

onde:

I - intensidade da deriva litorânea parcial.

H - altura da onda refratada.

α - ângulo que a frente-de-onda refratada faz com a linha de costa.

O sentido e a intensidade da deriva litorânea efetiva foram obtidos por meio da soma das derivas parciais ponderadas pela frequência de incidência de cada frente-de-onda (Bittencourt et al., 2002, 2005).

Embora os valores gerados por esse método sejam adimensionais, não tendo significado enquanto valores absolutos, eles são adequados para uma avaliação comparativa da deriva litorânea entre os diferentes segmentos de linha de costa, pois eles indicam tanto mudanças de sentido da deriva litorânea, como também mudanças em sua intensidade relativa.

4.3 Resultados

4.3.1 Paleobatimetrias

A evolução das batimetrias de 8 ka cal. até os dias atuais mostra o gradativo preenchimento da depressão formada pela incisão fluvial do UMG concomitante ao avanço da clinofórmula deltaica (Fig. 4.2).

A batimetria de 8 ka cal. é caracterizada por isóbatas reentrantes típicas de canhão submarino, não apresentando qualquer indício de progradação deltaica (Fig. 4.2 A). Como visto na Seção 4.1.1.1, nessa época ocorreu a máxima inundação marinha na região do delta, e a sedimenta o fluvial até então se encontrava em grande parte restrita ao vale fluvial encaixado na Forma o Barreiras. Apenas a partir desse estágio inicia-se a

progradação deltaica (Guimarães et al., “submetido”).

Em 4,7 ka cal. a reentrância da linha de costa existente anteriormente já havia sido preenchida. As isóbatas com geometria reentrante relacionadas com o vale inciso ainda eram visíveis na plataforma, já se observando, porém, a influência incipiente da clinofoma deltaica junto à foz do rio (Fig. 4.2 B).

A batimetria atual, por sua vez, mostra a notável presença da clinofoma deltaica, que prograda sobre a cabeceira do canhão do São Francisco (Fig. 4.2 C).

4.3.2 Refração de ondas

Os diagramas de refração de onda construídos para os três cenários de linha de costa modelados estão representados na figura 4.5.

Os diagramas de refração para o cenário de 8 ka cal. mostram uma distribuição desigual da altura de onda no interior da reentrância. De maneira geral, a alturas das ondas provenientes dos setores 30° , 60° , 90° e 120° é menor no flanco nordeste da reentrância do que no flanco sudoeste, pois o flanco nordeste encontra-se mais protegido em relação a essas frentes-de-onda (Fig. 4.5 A-D). As frentes-de-onda provenientes do setor 150° , no entanto, sofrem refração equivalente nos dois flancos da reentrância (Fig. 4.5 E).

Os diagramas de refração para o cenário de 4,7 ka cal. mostram uma distribuição mais ou menos uniforme das alturas das ondas ao longo da linha de costa, já que a orientação desta é praticamente retilínea nesse cenário. A magnitude da refração diminui progressivamente à medida que aumenta o azimute de direção de propagação de onda, de tal modo que as ondas provenientes do setor 120° e 150° alcançam a linha de costa praticamente sem sofrer refração (Fig. 4.5 F-J).

Os diagramas de refração para o cenário atual mostram que a refração das frentes-de-onda provenientes dos setores 30° , 60° , 90° e 120° é maior no flanco sudoeste do delta em comparação com o flanco nordeste, uma vez que o primeiro apresenta-se mais protegido em relação a essas frentes-de-onda (Fig. 4.5 K-N). Já as frentes-de-onda provenientes do setor 150° sofrem refração equivalente nos dois flancos da cúspide (Fig. 4.5 O).

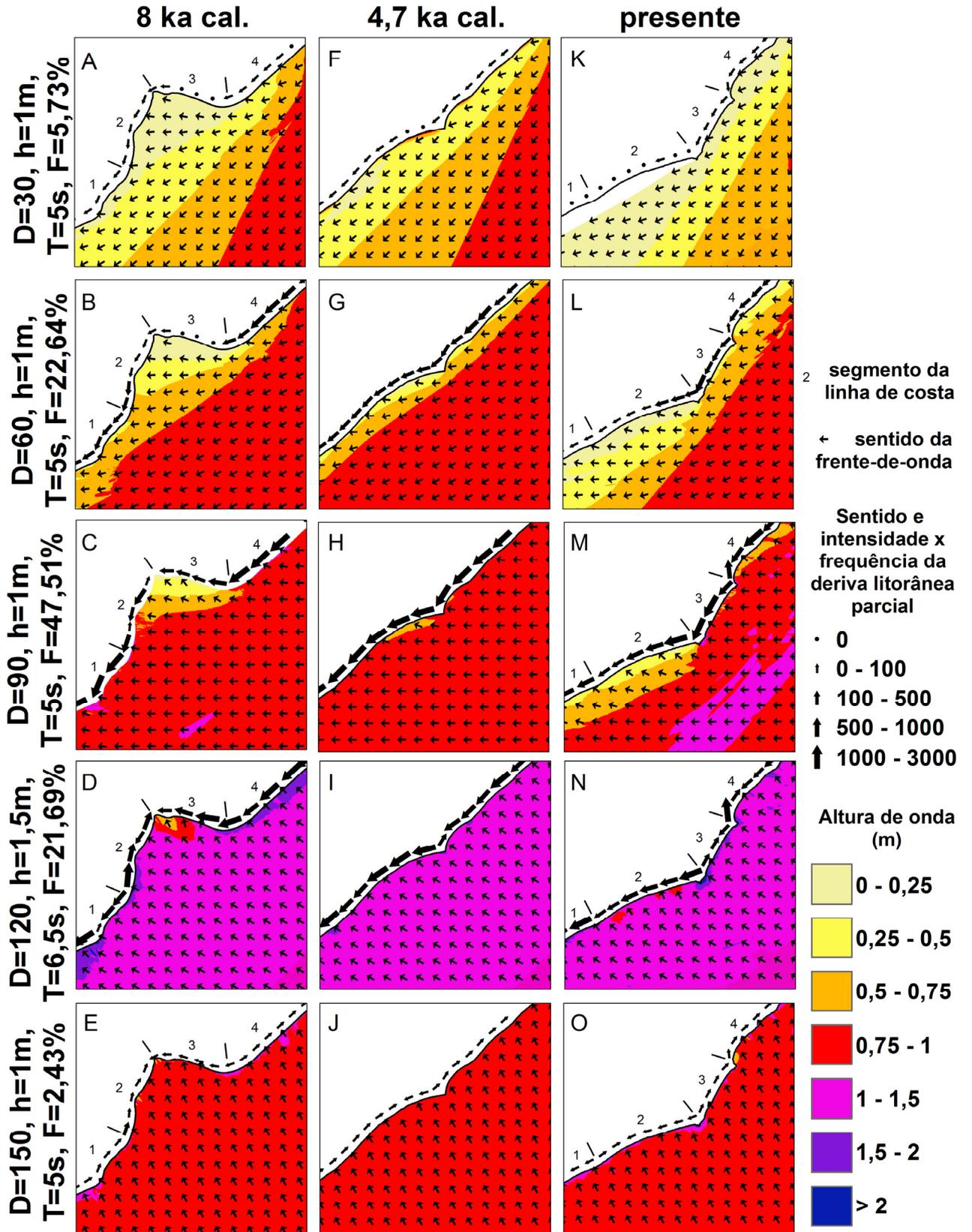


Fig. 4.5. Figura indicando para cada idade estudada, a refração de cada frente-de-onda, com indicação de direção e altura das ondas refratadas, bem como a contribuição parcial dessa frente-de-onda para a deriva litorânea efetiva; D indica a direção de onda em água profunda (em graus), h indica altura da onda em água profunda (em metros); T indica período da onda (em segundos) e F indica a frequência de incidência da frente-de-onda (em porcentagem).

4.3.3 Deriva litorânea

A contribuição parcial de cada frente-de-onda para a deriva litorânea efetiva é apresentada na figura 4.5, e a deriva litorânea efetiva na figura 4.6.

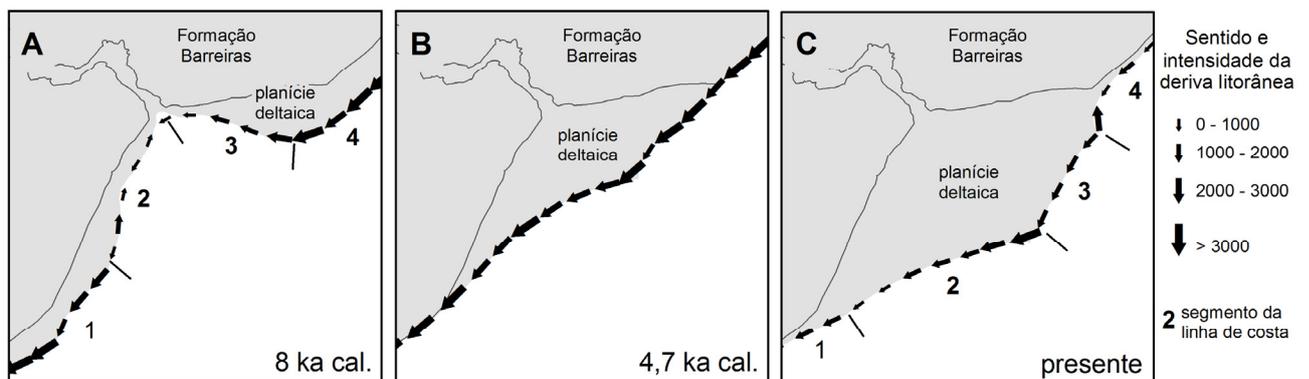


Fig. 4.6. Deriva litorânea efetiva em 8 ka cal., 4,7 ka cal. e no presente.

A deriva litorânea apresentou padrões bastante distintos segundo o segmento de linha de costa analisado. Nas regiões da reentrância da linha de costa em 8 ka cal. e da cúspide deltaica atual (segmentos 2 e 3), a orientação da linha de costa é bem diferente daquela existente em suas adjacências (segmentos 1 e 4), que apresenta direção geral NE-SO. Essa diferença de orientação reflete-se em características de deriva litorânea diferenciadas dentro e fora da reentrância (em 8 ka cal.) e da cúspide (no presente), como pode ser observado nas figuras 4.5 e 4.6.

A deriva litorânea efetiva também responde às alturas e direções refratadas de cada frente-de-onda, bem como à frequência de incidência dessas frentes-de-onda, que são significativamente maiores para as frentes-de-onda de 60° (22,64%), 90° (47,51%) e 120° (21,69%). Dentre essas frentes-de-onda, as provenientes de 90° e 120° têm maior

influência na determinação da deriva litorânea efetiva, a primeira pelo seu alto percentual de incidência, mais do que o dobro daquelas provenientes de 60° e 120° , e a segunda devido às maiores alturas com que chegam junto à linha de costa (Fig. 4.5 D, I e N).

Em 8 ka cal. a deriva litorânea efetiva tinha sentido NE-SO nos trechos externos à reentrância na linha de costa (segmentos 1 e 4), convergindo entretanto para o interior da reentrância, sendo a intensidade da deriva maior no flanco nordeste da reentrância (segmento 3), em comparação com o flanco sudoeste (segmento 2) (Fig. 4.6 A). Neste último segmento, a linha de costa apresentava uma orientação próxima à de equilíbrio em relação ao somatório das ondas incidentes, como demonstram os valores de deriva litorânea bastante baixos aí verificados. As derivas litorâneas parciais geradas pelas frentes-de-onda provenientes dos setores 90° e 120° tinham nesse segmento sentidos opostos (Fig. 4.5 C e D).

Em 4,7 ka cal. a deriva litorânea efetiva aumentou de intensidade na planície deltaica, apresentando-se unidirecional e com sentido NE-SO ao longo de toda a linha de costa (Fig. 4.6 B). As frentes-de-onda de todos os setores, com exceção do setor 150° , contribuíram para esse sentido da deriva litorânea efetiva (Fig. 4.5 F-J).

Entre 4,7 ka cal. e o presente, a intensidade da deriva litorânea efetiva diminuiu nos dois flancos do delta, ainda que seu sentido permanecesse NE-SO (Fig. 4.6 C). No flanco nordeste (segmento 3) a deriva litorânea gerada pelas frentes-de-onda dos setores 90° e 120° têm de maneira geral sentidos opostos (Fig. 4.5 M e N, respectivamente). Quanto ao flanco sudoeste (segmento 2), este foi-se tornando cada vez mais protegido em relação às frentes-de-onda de 30° , 60° e 90° , à medida que a cúspide progradava. A refração acentuada dessas ondas ao alcançarem esse flanco resulta em diminuição significativa na altura das mesmas, o que se reflete em valores baixos de deriva litorânea efetiva no presente (Fig. 4.6 C).

É importante mencionar que, independentemente do cenário, nos segmentos de linha de costa em que as frentes-de-onda dos setores 90° e 120° geram contribuições opostas ao sentido da deriva litorânea, tal fato expressa uma sazonalidade no sentido da deriva litorânea: no inverno, prepondera o sentido de deriva gerado pelas frentes-de-onda de 120° , e no verão, o gerado pelas frentes-de-onda de 90° .

Os sentidos e as intensidades das derivas litorâneas efetivas calculadas para os três cenários modelados mostram alterações significativas ao longo do Holoceno (Fig. 4.6). Tais alterações resultam, sobretudo, da contribuição para a deriva litorânea das frentes-de-onda provenientes dos setores 120° e 150° , que chegam quase

perpendicularmente à orientação geral da linha de costa (NE-SO). Deste modo, a deriva litorânea gerada por essas frentes-de-onda convergia para dentro da reentrância existente em 8 ka cal. (Fig. 4.5 D e E), e passou a ter um sentido oposto a partir da desembocadura, na sua posição presente (Fig. 4.5 N e O). Já a deriva litorânea gerada pelas frentes-de-onda de 30°, 60° e 90° apresentou menor variabilidade. Para esses casos, o sentido geral da deriva litorânea não se alterou ao longo do tempo, muito embora a sua intensidade tenha variado para os três cenários modelados (Fig. 4.5).

4.3.4 Indicadores morfológicos de deriva litorânea

Os sentidos de deriva litorânea efetiva aqui modelados são comparáveis aos indicadores morfológicos de deriva litorânea presentes na planície deltaica.

Nos cordões litorâneos formados na metade sul do delta do rio São Francisco entre 8 e 4,7 ka cal. há um trecho em que é clara a terminação na forma de pontais recurvos indicativos de uma deriva litorânea de sentido SO-NE (Fig. 4.7 B), que coincide com o sentido de deriva litorânea calculada para 8 ka cal. no flanco sudoeste da reentrância.

Também na metade sul do delta, próximo à paleolinha de costa de 4,7 ka cal., os cordões litorâneos apresentam diversos truncamentos, que podem ser indicativos de inversões na deriva litorânea (Fig. 4.7 B). Esses cordões depositaram-se numa fase de transição entre a situação de deriva litorânea de sentido SO-NE, que durou entre 8 e 4,7 ka cal., e a situação de deriva litorânea de sentido NE-SO, que se estabeleceu a partir de 4,7 ka cal. Tais truncamentos, portanto, parecem sugerir mudanças de sentido de deriva litorânea na metade sul do delta por volta de 4,7 ka cal.

Ainda na metade sul do delta, entre 4,7 ka cal. e o presente, desenvolveu-se uma área de manguezais (Fig. 4.7 C), que parece corroborar a existência de uma deriva litorânea de sentido NE-SO nessa fase de desenvolvimento do delta. O processo de formação desse manguezal está associado à remobilização, pela deriva litorânea, de barras de desembocadura no sentido de sotamar, que origina pontais arenosos, na retaguarda dos quais se formam áreas protegidas, onde se desenvolvem os manguezais (Bittencourt et al., 1982). Esses pontais eventualmente se juntam à linha de costa. Alguns desses pontais podem ser facilmente identificados entre os manguezais do delta, como mostra a figura 4.7 C.

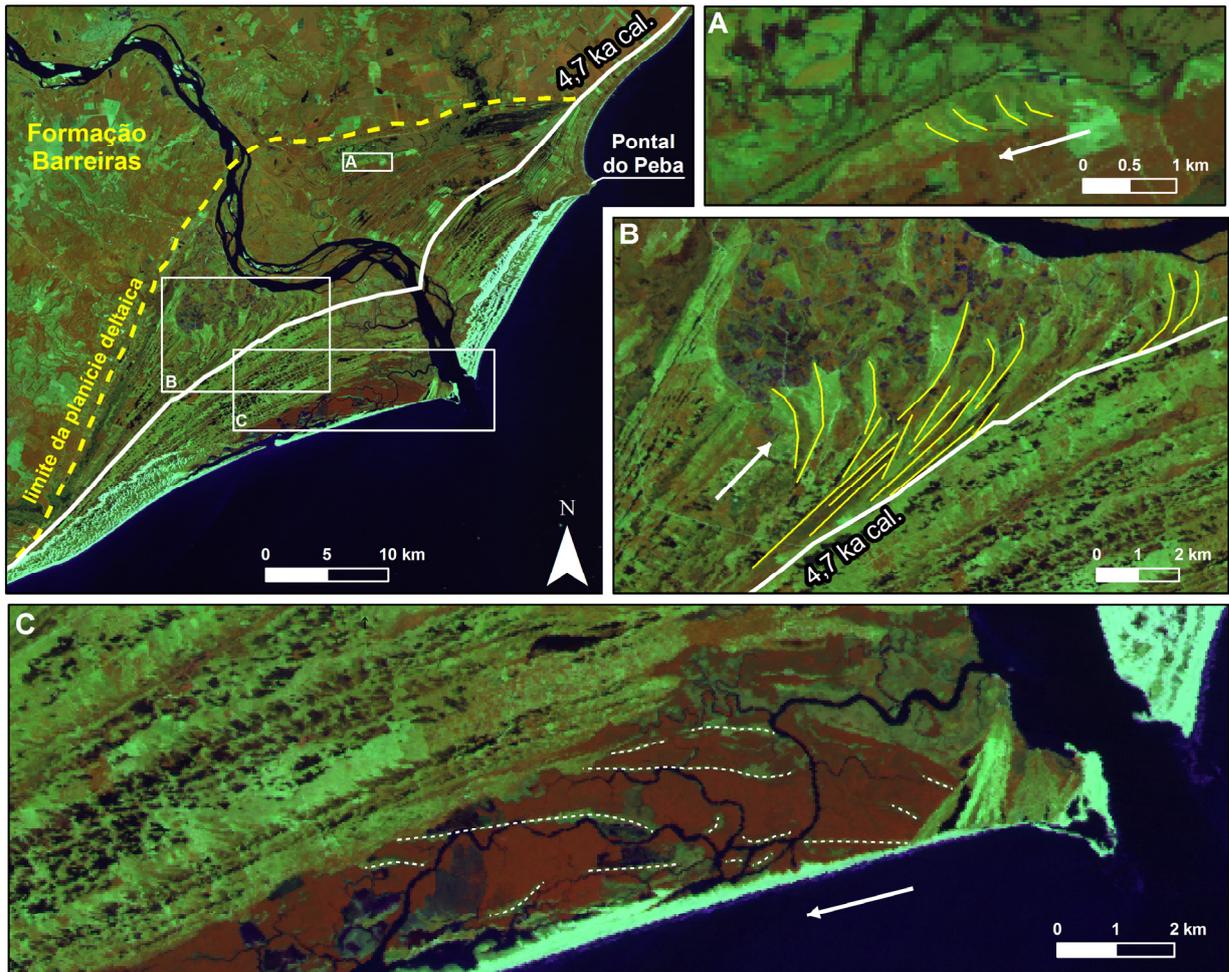


Fig. 4.7. Principais feições morfológicas indicadoras de sentido de deriva litorânea encontradas na planície deltaica; a linha amarela descontínua indica limite do delta com sedimentos terciários da Formação Barreiras, a linha branca indica a linha de costa em 4,7 ka cal., as setas indicam o sentido da deriva litorânea; A) cordões litorâneos com pontais recurvos na sua extremidade sul; B) cordões litorâneos com pontais recurvos na sua extremidade norte, e vários truncamentos na orientação dos cordões litorâneos; C) ilhas longilíneas (linhas brancas pontilhadas) no meio da área de manguezal, em vermelho.

Na metade norte do delta, no feixe de cordões litorâneos depositados entre 8 e 4,7 ka cal., verifica-se uma região com cordões exibindo uma geometria em pontais recurvos, que migravam para sudoeste, o que é compatível com o sentido da deriva NE-SO simulada para 8 ka cal. (Fig. 4.7 A).

4.4 Discussão

4.4.1 Mudanças na deriva litorânea e a evolução do delta

As mudanças na deriva litorânea ocorridas durante o Holoceno tiveram importante papel na evolução do delta do rio São Francisco. A deriva litorânea efetiva, que entre 8 e 4,7 ka cal., convergia para dentro do embaiamento, sobretudo no flanco nordeste (Fig. 4.6 A), contribuiu consideravelmente para o rápido preenchimento desse embaiamento, que se deu a taxa média de 5,4 m/ano (Guimarães et al., “submetido”). Não sabemos se a deriva litorânea contribuiu trazendo sedimentos marinhos nessa fase de evolução do delta, mas, independentemente disso, o padrão da deriva litorânea, convergente, favoreceu efetivamente o aprisionamento dos sedimentos fluviais no interior do embaiamento. Com isso, a linha de costa avançou rapidamente até alcançar uma configuração retilínea em 4,7 ka cal.

Em 4,7 ka cal. a intensidade da deriva litorânea efetiva era bastante elevada e mais ou menos uniforme ao longo de toda a linha de costa no delta e adjacências (Fig. 4.6 B), situação que, na ausência de uma contribuição fluvial, favoreceria um livre trânsito de sedimentos e a estabilização da posição da linha de costa. A formação da cúspide entre 4,7 ka cal. e o presente parece portanto estar associada à influência do rio. As descargas líquida e sólida do rio, especialmente por meio do efeito de molhe a elas associado (Komar, 1973; Martin et al., 1996), parecem ter tido papel decisivo no desenvolvimento da cúspide deltaica.

O padrão geral da deriva litorânea efetiva entre 4,7 ka cal. e o presente, de sentido NE-SO, passou a favorecer a dispersão dos sedimentos fluviais, o que explica em parte a redução da taxa de avanço da linha de costa para 2,0 m/ano nessa fase de desenvolvimento do delta (Guimarães et al., “submetido”). Os sedimentos fluviais passaram a ser transportados para sudoeste durante todo o ano e, no inverno, também para nordeste.

Entre 4,7 ka cal. e o presente, o delta modificou-se tendendo a alcançar um equilíbrio dinâmico no que tange à orientação da linha de costa, conforme sugerido pela diminuição da deriva litorânea nos dois flancos do delta. No seu flanco nordeste (segmento 3), a deriva litorânea efetiva é baixa (Fig. 4.6 C) devido às inversões sazonais (Fig. 4.5). Essa situação indica que a orientação da linha de costa está próxima de

alcançar uma direção frontal à resultante das ondas refratadas incidentes (calculada considerando altura, direção e frequência de incidência das frentes-de-onda). No flanco sudoeste (segmento 2), a deriva litorânea efetiva tem sentido NE-SO; sua intensidade diminui gradativamente da foz em direção a sudoeste (Fig. 4.6 C), distribuindo uniformemente os sedimentos nesse flanco do delta, o que permite que a orientação geral da linha de costa se mantenha mais ou menos constante. Nesse flanco, a deriva litorânea efetiva também é baixa, mas isso dá-se, como mencionado anteriormente, devido à refração acentuada que as ondas experimentam antes de alcançar este flanco mais protegido do delta.

Uma situação de transporte zero, em princípio, só pode ser alcançada no flanco do delta mais exposto às frentes-de-onda incidentes, pois o efeito de molhe fluvial permite que a linha de costa se modifique até alcançar a orientação de equilíbrio. No flanco mais protegido do delta, a sotamar da desembocadura, a configuração de transporte zero teoricamente não poderá ser alcançada, devendo haver sempre uma deriva resultante, ainda que de pouca intensidade, devido à acentuada refração.

A refração de ondas tem um papel significativamente diferente nos dois flancos do delta do rio São Francisco. No flanco a barlar, ela é de pouca intensidade, o que explica de uma maneira geral as mais fortes derivas litorâneas parciais, que, no entanto, tendem a se subtrair no cômputo da deriva litorânea efetiva, devido aos seus sentidos contrários. Já no flanco a sotamar, a refração é acentuada e, portanto, as derivas litorâneas parciais são muito baixas, o que se reflete também na deriva litorânea efetiva, que é o somatório das derivas parciais.

4.4.2 Relações morfodinâmicas entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais

Como foi visto na seção anterior, as mudanças nas características da deriva litorânea e as descargas fluviais explicam, de maneira geral, a evolução holocênica do traçado da linha de costa do delta do rio São Francisco, desde a sua rápida progradação no início de sua formação, até o estágio atual próximo do equilíbrio dinâmico no que tange à orientação da linha de costa.

Como as modelagens da deriva litorânea utilizaram o mesmo clima de ondas para os três cenários modelados, é óbvio que as mudanças observadas na intensidade e no sentido da deriva litorânea modelados resultaram apenas de mudanças na orientação da

linha de costa e na batimetria. Por outro lado, a deriva litorânea é responsável pela deposição e erosão ao longo da costa, determinando a sua orientação, o que sugere que existe uma relação morfodinâmica entre deriva litorânea e orientação da linha de costa/batimetria que condicionou a evolução do delta. Além disso, como visto na Seção 4.4.1, as descargas fluviais (líquida e sólida) também tiveram um papel relevante nessa evolução, especialmente na formação da cúspide.

A conjunção desses fatores – deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais - pode ser entendida como um sistema morfodinâmico do tipo aberto (Von Bertalanffy, 1950, 1969; Strahler, 1952; Chorley, 1962; Howard, 1965; Christofolletti, 1978, 1980; Carter e Woodroffe, 1994; Cowell e Thom, 1994), no qual forma e processo, controlados por mecanismos de retroalimentação, tendem a se ajustar. Esse sistema morfodinâmico e as eventuais influências ambientais que atuam sobre ele estão representados na figura 4.8.

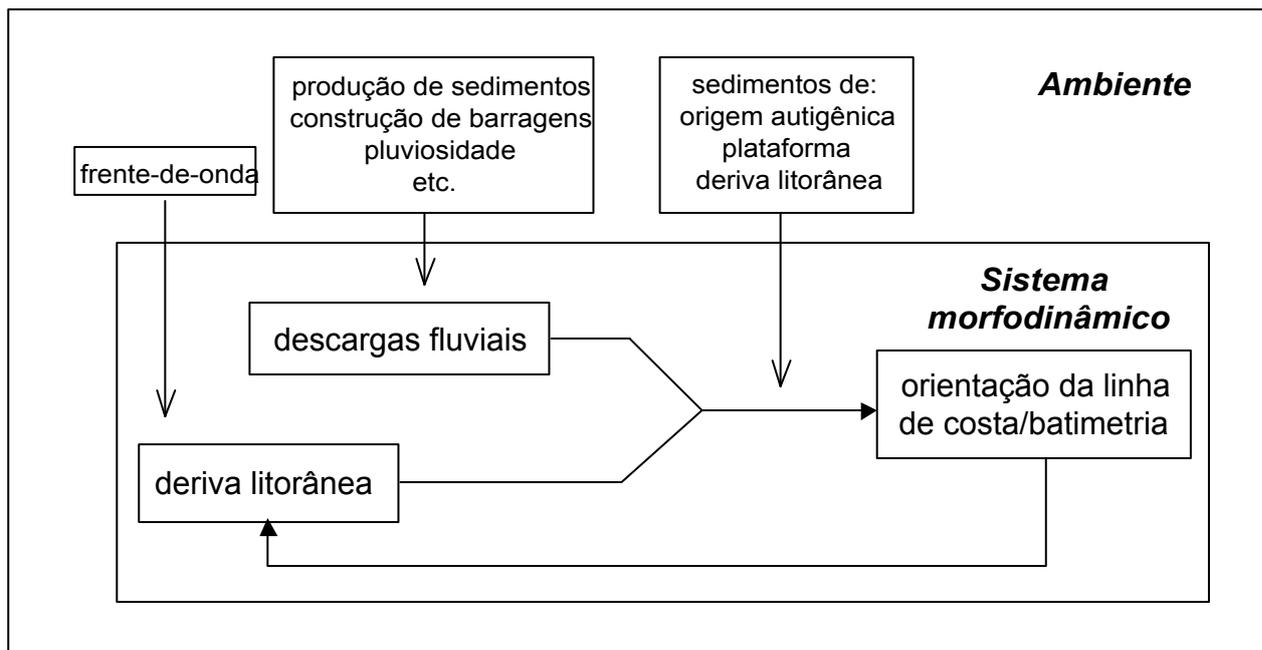


Fig. 4.8. Esquema mostrando o sistema morfodinâmico entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais, e alguns parâmetros ambientais que influenciam o sistema.

A deriva litorânea, o efeito de molhe associado às descargas fluviais e o aporte sedimentar fluvial atuam sobre a dispersão e deposição dos sedimentos que transitam ao

longo da linha de costa, alterando-a. À medida que a deposição de novos sedimentos modifica a orientação da linha de costa, alterações na intensidade e no sentido da deriva litorânea vão ocorrer, induzindo novos ajustes (Fig. 4.8).

Apesar das relações morfodinâmicas exibirem dinâmica própria, de retroalimentação, o fato de o delta ser um sistema aberto, faz com que ele esteja sujeito a mudanças em parâmetros ambientais. Variações ambientais que podem ter influenciado na evolução do delta estão relacionadas ao nível do mar e às condições climáticas; estas últimas alteram as descargas sólida e líquida dos rios, bem como o clima de ondas. Nesse trabalho, consideramos tais parâmetros constantes, o que não é verdadeiro. De qualquer maneira, esses fatores não precisam ser invocados para explicar as mudanças observadas. A auto-organização e a autorregulação do sistema morfodinâmico se dão pela capacidade de retroalimentação entre deriva litorânea e orientação da linha de costa, intermediadas pelo transporte de sedimentos (Cowell e Thom, 1994). Essa retroalimentação permite que o sistema evolua sem a necessidade de ser impulsionado por mudanças em parâmetros ambientais.

A evolução do delta do rio São Francisco mostra que nas fases iniciais de sua história deposicional, em 8 ka cal., ocorreram ajustes morfodinâmicos que resultaram em mudanças rápidas na orientação da linha de costa. A partir de 4,7 ka cal., progressivamente, a linha de costa foi alcançando uma configuração próxima da de equilíbrio, com o desenvolvimento da cúspide deltaica e a diminuição da velocidade das mudanças na orientação da linha de costa. Evidentemente, até alcançar este estado de equilíbrio, o sistema estará se auto-organizando, isto é, se ajustando às condições ambientais. Em situação de equilíbrio, a tendência é que pequenas mudanças ambientais ou mudanças de caráter transitório levem tão somente a processos de retroalimentação negativa, isto é, os que tendem para a manutenção do estado de equilíbrio vigente. Mudanças ambientais de maior magnitude e de caráter permanente podem, no entanto, levar o delta a uma nova fase de auto-organização, culminando em um novo estado de equilíbrio (Christofoletti, 1978, 1980; Cowell e Thom, 1994). Isso é o que pode estar acontecendo nos dias atuais como resultado da construção de diversas grandes barragens que reduziram drasticamente as vazões sólida e líquida do rio, o que tem desencadeado erosão severa na desembocadura.

Processos morfodinâmicos são considerados a essência da geomorfologia (Chorley, 1962; Christofoletti, 1980; Howard, 1965) e, de fato, há muito tempo são reconhecidos em diversos processos geomorfológicos, como, por exemplo, na evolução

de perfis praias (Sonu e Van Beek, 1971; Short, 1979) e na dinâmica de desembocaduras fluviais e “*inlets*” (Wright, 1977; Fitzgerald, 1984). A deriva litorânea é o principal processo responsável pela dispersão dos sedimentos nos deltas dominados por ondas, de maneira que a relação morfodinâmica entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais tem importância fundamental na evolução desses ambientes. Apesar disso, até o momento, poucos foram os trabalhos que deram atenção a esta relação, destacando-se os de Komar (1973) e Pranzini (2001).

Komar (1973) foi quem primeiro identificou o papel dessa relação na evolução dos deltas dominados por ondas. Em trabalho teórico, esse autor simulou a evolução da linha de costa, na presença de aporte sedimentar fluvial, para diferentes direções de onda e suas derivas associadas. Ele observou que o delta adquire um formato cuspidiforme, cuja taxa de crescimento diminui com o tempo até se estabilizar, pois as mudanças na orientação da linha de costa fazem com que o ângulo entre esta e a frente-de-onda aumente, intensificando a deriva litorânea, que retira cada vez mais os sedimentos do delta. Esse autor observou ainda que o delta alcança um estado de equilíbrio no que tange à orientação da linha de costa, que adquire um formato curvo. Nessa situação, o ângulo formado entre a linha de costa e a frente-de-onda decresce com o distanciamento da foz, fazendo a deriva litorânea e o transporte de sedimentos também decrescerem. Por meio deste mecanismo, todo sedimento trazido pelo rio é distribuído uniformemente ao longo da linha de costa. Pranzini (2001), por sua vez, observou que na evolução dos deltas dos rios Arno e Ombrone, na Itália, a posição da desembocadura deslocou-se para se orientar frontalmente às cristas das ondas predominantes, o que resultou em uma inversão da deriva litorânea no flanco a barlar do delta. Em ambos os estudos, o teórico e o empírico, observou-se que o delta alcançou um estado de equilíbrio dinâmico, no qual a deriva litorânea passa a divergir a partir da desembocadura, transportando os sedimentos fluviais para os dois lados do delta.

No caso do delta do rio São Francisco também se observou que o delta alcançou no final do Holoceno um estado próximo ao de equilíbrio no que tange à orientação da linha de costa. No flanco sudoeste (a sotamar) esse equilíbrio dá-se de forma semelhante ao proposto por Komar (1973), com a gradativa diminuição de intensidade da deriva à medida que se distancia da foz (Fig. 4.6 C). No flanco nordeste (a barlar), o estado de equilíbrio ainda não foi alcançado. No entanto, desde 8 ka cal., a orientação da linha de costa vem-se modificando, com tendência a alcançar uma direção frontal à resultante das frentes-de-onda incidentes, o que configuraria uma orientação próxima àquela de

transporte zero, ou seja, um estado de equilíbrio. Essa mudança de orientação da linha de costa só pode ocorrer devido a existência de um efeito de molhe fluvial, que funciona com uma barreira para os sedimentos trazidos pela deriva litorânea. Essa forma de equilíbrio pode, portanto, ocorrer apenas na porção a barlar do delta. De maneira diferente do que Pranzini (2001) observou nos deltas dos rios Arno e Ombrone, a deriva litorânea efetiva não tende a se inverter nesse flanco do delta, muito embora ocorram inversões sazonais.

Apesar das diferenças observadas entre o reportado nesses dois trabalhos e os resultados da nossa pesquisa, os três trabalhos demonstram que ajustes morfodinâmicos tendem a levar os deltas dominados por ondas a uma situação de equilíbrio no que tange à orientação da linha de costa, que poderá ser alcançada se as condições ambientais permanecerem aproximadamente constantes por um tempo suficientemente longo para que os ajustes morfodinâmicos se realizem.

4.5 Conclusões

Como visto neste trabalho, a orientação da linha de costa e a deriva litorânea mudaram significativamente no delta do rio São Francisco ao longo do Holoceno, devido a ajustes morfodinâmicos entre a orientação da linha de costa/batimetria, a deriva litorânea e as descargas fluviais. Esses ajustes fizeram com que a orientação da linha de costa mudasse rapidamente no início da formação do delta, entre 8 e 4,7 ka cal., passando a partir daí a modificar-se mais lentamente, até alcançar no presente uma situação próxima ao equilíbrio. Este equilíbrio é diferenciado nos dois flancos do delta. No flanco a barlar (nordeste) a linha de costa tende a adquirir uma orientação em que o transporte litorâneo efetivo é zero, pois o efeito de molhe fluvial permite a alteração da linha de costa até que esta posicione-se frontalmente à direção resultante das ondas incidentes. Apesar disso, a pequena refração que as ondas sofrem ao chegar nesse flanco faz com que as derivas parciais sejam bastante intensas. Por outro lado, o flanco a sotamar (sudoeste) não tende a esse tipo de equilíbrio. No entanto, a refração intensa que as ondas sofrem antes de alcançar esse flanco, que é mais protegido, reduz significativamente a intensidade das derivas litorâneas parciais, cujo somatório resulta em uma intensidade de deriva litorânea efetiva também baixa quando comparada àquela existente em 4,7 ka cal. Como a intensidade da deriva litorânea reduz-se progressivamente com o distanciamento da foz, a

orientação desse flanco é mantida constante.

Os resultados desse trabalho mostram que as mudanças ocorridas na orientação da linha de costa e nas características da deriva litorânea ao longo do Holoceno no delta do rio São Francisco podem ser explicadas sem recorrer a mudanças em parâmetros ambientais, como descargas fluviais, variações do nível do mar ou características de ondas. Esse resultado está coerente com os de outros trabalhos que sugerem que os ventos, e conseqüentemente o clima de ondas nas regiões leste e nordeste do Brasil desde o final do Quaternário apresentam um padrão relativamente estável (Dominguez et al., 1992; Bittencourt et al., 2007b).

Apenas recentemente, nos últimos 60 anos, mudanças nesses parâmetros podem estar começando a alterar o estado de equilíbrio alcançado pelo delta. As mudanças nas descargas fluviais devidas à construção das barragens, e que podem ainda ser acentuadas por projetos, já em curso, de transposição de parte das águas do rio para outras bacias hidrográficas, podem resultar em novos ajustes morfodinâmicos, que levariam o delta a um novo estado de equilíbrio. Essas mudanças, no entanto, ainda não puderam ser avaliadas, e processos erosivos parecem ainda estar restritos a regiões próximas da desembocadura.

Apesar dos ajustes morfodinâmicos entre orientação da linha de costa/batimetria, deriva litorânea e descargas fluviais terem evidente importância na evolução dos deltas dominados por ondas, até o momento quase nenhuma atenção foi dada a essa questão. Este trabalho mostra que esses ajustes podem ser tão ou mais importantes para explicar a evolução desses ambientes do que mudanças ambientais.

4.6 Agradecimentos

Junia K. Guimarães agradece à Capes, ao CNPq e ao DAAD pelo suporte das bolsas de mestrado, doutorado e doutorado sanduíche, respectivamente.

4.7 Referências

Barbosa, L.M.; Dominguez, J.M.L., 2004. Coastal dune fields at the São Francisco river strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 443-456.

Bezerra, F.H.R.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K., 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology* 196: 73-89.

Bhattacharya, J.P.; Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50: 187-210.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Ferreira, Y.A., 1982. Dados preliminares sobre a evolução do delta do São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário, influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, p. 49-62.

Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Silva, I.R.; Sousa, D.L., 2002. A significant longshore transport divergence zone at the northeastern Brazilian coast: implications on coastal Quaternary evolution. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 74 (3): 505–518.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Silva, I.R., 2005. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: an overview. *Marine Geology* 219: 219-234.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Fontes, L.C.S.; Sousa, D.L.; Silva, I.R.; Silva, F.R., 2007a. Wave refraction, river damming, and episodes of severe shoreline erosion: the São Francisco river mouth, northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research* 23 (4): 930-938.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Silva, I.R.; De-Medeiros, K.O.P., 2007b. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (2): 333-341.

Caldas, L.H.O.; Stattegger, K; Vital, H., 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology* 228: 39-53.

Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D., 1994. Coastal evolution: an introduction. In: Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, New York, p. 1-31.

Chorley, R.J., 1962. Geomorphology and General Systems Theory. *Geological Survey Professional Paper* 500-B. Reproduzido em: *Notícias Geomorfológicas*, 1971, 11 (21): 3–22.

Christofoletti, A., 1978. Aspectos da análise sistêmica em geografia. *Geografia* 3 (6): 1-31.

Christofoletti, A., 1980. *Geomorfologia*. Edgard Blücher, 2ª edição, São Paulo.

Cowell, P.J.; Thom, B.G., 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, New York, p. 33-86.

Cowell, P.J.; Roy, P.S.; Jones, R.A., 1995. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Marine Geology* 126: 45-61.

DHN, 1989. *Carta Náutica n. 1000 Brasil – Costa Leste de Maceió ao rio Itariri*.

Dominguez, J.M.L., 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas. *Geological Society Special Publication* 117: 217-231.

Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: Numedal, D.; Pilkey, O.H.; Howard, J.D. (eds.), *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, *SEPM Special Publication* 41: 115–127.

Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L., 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology* 80: 213–232.

- Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P., 2004. Climate change and episodes of severe erosion at the Jequitinhonha Strandplain - SE Bahia, Brazil. *Journal of Coastal Research Special Issue* 39.
- Dunbar, G.B.; Barrett, P.J., 2005. Estimating paleobathymetry of wave-graded continental shelves from sediment texture. *Sedimentology* 52: 253-269.
- Elliott, T., 1986. Siliciclastic shorelines. In: Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publication, 2^a edição.
- Fitzgerald, D., 1984. Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline: Price Inlet, South Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 1303-1318.
- França, A.M.C., 1979. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In: PETROBRÁS – DNPM – CPRM – DHN – CNPq, *Série Projeto REMAC 7*, p. 89 – 127.
- George, D.A.; Hill, P.S., 2008. Wave climate, sediment supply and the depth of the sand-mud transition: a global survey. *Marine Geology* 254: 121-128.
- Giosan, L.; Bokuniewicz, H.; Panin, N.; Postolache, J., 1999. Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube Delta coast. *Journal of Coastal Research* 15 (4): 859–871.
- Giosan, L.; Donnelly, J.P.; Vespremeanu, E.; Bhattacharya, J.P.; Olariu, C.; Buonaiuto, F.S., 2005. River delta morphodynamics: examples from the Danube Delta. *SEPM Special Publication* 83: 393-411.
- Hallermeier, R.J., 1981. A Profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4: 253-277.
- Hogben, N.; Lumb, F.E., 1967. *Ocean Wave Statistics*. National Physical Laboratory, Ministry of Technology, Her Majesty's Stationary Office, London.

Howard, A.D., 1965. Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. *American Journal of Science* 263: 302-312.

Komar, P.D., 1973. Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geological Society of America Bulletin* 84: 2217-2226.

Komar, P.D., 1976. The transport of cohesionless sediments on continental shelves. In: Stanley, D.J.; Swift, D.J.P. (eds.), *Marine sediment transport and environmental management*. John Wiley & Sons, p. 107-125.

Komar, P.D.; Miller, M.C., 1973. The threshold of sediment movement under oscillatory water waves. *Journal of Sedimentary Petrology* 43 (4): 1101-1110.

Martin, L.; Suguio, K., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 99: 119-140.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68 (3): 303–354.

Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1998. Climatic control of coastal erosion during a sea-level fall episode. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70 (2): 249–266.

Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19 (1): 101-124.

Mathers, S.; Brew, D.S.; Arthurton, R.S., 1999. Rapid Holocene evolution and neotectonics of the Albanian Adriatic coastline. *Journal of Coastal Research* 15 (2): 345–354.

- Medeiros, P.R.P.; Knoppers, B.A.; dos Santos Junior, R.C.; de Souza, W.F.L., 2007. Aporte fluvial e dispersão de matéria particulada em suspensão na zona costeira do rio São Francisco (SE/AL). *Geochimica Brasiliensis* 21(2): 212-231.
- Moore, D.G.; Curray, J.R., 1964. Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: discussion. *Geological Society of America Bulletin* 75: 1267-1273.
- Pranzini, E., 2001. Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany (Italy). *Geomorphology* 38: 125-132.
- Short, A.D., 1979. Three dimensional beach-stage model. *Journal of Geology* 87: 553-571.
- Sonu, C.J.; Van Beek, J.L., 1971. Systematic beach changes on the Outer Banks, North Carolina. *Journal of Geology* 79: 416-425.
- Strahler, A. N., 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 63: 923-938.
- Von Bertalanffy, L., 1950. The theory of open systems in physics and biology. *Science* 111 (2872): 23-29.
- Von Bertalanffy, L., 1969. *General System Theory*. George Braziller, New York.
- Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin* 88: 857-868.
- Wright, L.D.; Coleman, J.M., 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean waves and river discharge regimes. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57 (2): 370-398.

5. Resultados adicionais

Neste capítulo apresentaremos outros resultados que não puderam ser abordados na sua totalidade nos capítulos anteriores. Esses resultados centram-se em dois temas principais: na fase de transição entre estuário e delta; e nas causas da redução da taxa de avanço da linha de costa do delta a partir de 4,7 ka cal.

5.1 Fase de transição de estuário para delta

O presente trabalho permitiu identificar uma fase bem marcada de transição entre estuário e delta na evolução do delta do rio São Francisco. Essa fase iniciou-se em 8 ka cal., quando se iniciou a progradação deltaica, e terminou em 4,7 ka cal., quando finalizou-se o preenchimento do embaçamento da linha de costa existente até então, tendo durado, portanto, 3300 anos.

Algumas considerações conceituais podem elucidar melhor a caracterização dessa fase.

As diferentes definições de estuário e delta encontradas na literatura mostram a falta de consenso na definição desses ambientes deposicionais, o que se dá devido às diferentes abordagens que são utilizadas na apreciação do tema - genética, estratigráfica, dinâmica, morfológica, entre outras. Dentre essa multiplicidade de definições, duas correntes se destacam: uma de cunho genético-estratigráfico e outra de cunho morfológico-dinâmico.

Do ponto de vista genético, a existência de estuários e deltas tem sido associada à relação entre as variações do nível relativo do mar e o aporte sedimentar fluvial. Essa relação foi inicialmente observada por Curray (1964), que reconheceu diferentes situações deposicionais e erosivas, que foram exemplificadas com ambientes da costa norte-americana. Posteriormente, a mesma relação foi retomada nos trabalhos de Dalrymple et al. (1992) e Boyd et al. (1992). Sucintamente, esses autores defendem que os estuários são ambientes que se formam em situação de transgressão, e os deltas em situação de regressão marinha, ambos associados a uma desembocadura fluvial.

Essas definições de cunho genético assemelham-se às definições de cunho estratigráfico, que consideram estuários como ambientes retrogradacionais e deltas como ambientes progradacionais⁹.

A aplicabilidade dessas definições se comprova quando observamos que durante o Quaternário, as variações do nível do mar resultaram em fases fluviais, estuarinas e deltaicas nos vales dos grandes rios, como visto no Capítulo 1.

Definições de cunho morfológico são mais tradicionais na literatura. Do ponto de vista morfológico, o estuário pode ser entendido como a região interior de um ambiente costeiro, onde ocorre o encontro das águas fluviais com as do mar (por exemplo, Miranda et al., 2002) e o delta como uma protuberância, geralmente formada por depósitos fluviais, que se desenvolve onde um rio entra em um corpo de água mais amplo (por exemplo, Bhattacharya e Walker, 1992).

A dinâmica desses ambientes decorre de sua morfologia. Assim, os estuários são ambientes que importam sedimentos, enquanto os deltas são ambientes exportadores de sedimentos.

A comparação das diferentes definições de estuário e delta mostra quão complexa é a classificação desses ambientes, e permite reconhecer uma fase de transição entre eles (Tabela 5.1). Essa fase possui características estuarinas e deltaicas simultaneamente; embora o ambiente apresente características progradacionais, a morfologia e a circulação costeira são tipicamente estuarinas. Um ambiente nessa fase pode ser entendido como um estuário (do ponto de vista morfológico e dinâmico) ou como um delta (do ponto de vista genético e estratigráfico).

Muitos autores que trabalham com estratigrafia optam por classificar os registros quanto à sua conotação genético-estratigráfica em detrimento à conotação morfológico-dinâmica, ou seja, sedimentos retrogradacionais são considerados como estuarinos, e sedimentos progradacionais, como deltaicos (Hori et al. 2004). Isso se dá pela facilidade de reconhecer esses padrões e o limite entre eles no registro estratigráfico. Essa

⁹ Progradação e retrogradação são termos utilizados para designar padrões de sedimentação. De forma análoga ao que ocorre com a definição dos termos regressão e transgressão, a definição desses termos está ligada à relação entre variação do nível do mar e suprimento de sedimentos, mas ao contrário do que ocorre nos primeiro caso, estes apenas podem ser utilizados quando ocorre sedimentação, pois são utilizados para caracterizar pacotes sedimentares. A progradação ocorre quando a taxa de suprimento de sedimentos é maior do que a taxa de variação do nível relativo do mar resultando em consumo de acomodação (entendida enquanto espaço disponível para a deposição dos sedimentos), gerando um empilhamento sedimentar que avança em direção ao oceano; a retrogradação ocorre quando a taxa de suprimento de sedimentos é menor do que a taxa de variação do nível relativo do mar, resultando em aumento de acomodação, nesse caso o empilhamento sedimentar recua em direção ao continente (Van Wagoner et al., 1990).

abordagem também foi utilizada nessa tese, de maneira que optamos em considerar essa fase de transição como uma etapa do desenvolvimento deltaico do rio São Francisco.

	Estuário	Transição	Delta
Genética	formação sob transgressão marinha	formação sob regressão marinha	formação sob regressão marinha
Estratigráfica	retrogradacional	progradacional	progradacional
Morfológica	reentrância na linha de costa	reentrância na linha de costa	convexidade na linha de costa
Dinâmica	importador de sedimentos	importador de sedimentos	exportador de sedimentos

Tabela 5.1. Características dos estuários, deltas e fase de transição entre estuário e delta sob diferentes abordagens - genética, estratigráfica, morfológica e dinâmica.

Essa fase se inicia com o começo da progradação deltaica dentro do vale afogado remanescente da fase transgressiva anterior, e termina com o completo preenchimento desse vale, quando a linha de costa adquire uma configuração retilínea. A existência dessa fase é um fenômeno que sempre acontece na evolução desses ambientes, pois o início da progradação deltaica se dá necessariamente dentro do embaiamento remanescente da fase transgressiva anterior.

Essa fase transicional é resultado do tempo necessário para que a morfologia se adéque aos processos vigentes, o que é recorrente nos processos morfológicos, que costumam responder muito lentamente às mudanças ambientais (Howard, 1965; Christofolletti, 1978, 1980; Chappell, 1983; Boyd et al., 1992; Cowell e Thom, 1994; Hori et al., 2004).

A princípio essa fase é transitória, pois se as tendências de regressão da linha de costa continuam, a reentrância é preenchida, iniciando-se então a fase deltaica estrita, que tem características deltaicas também do ponto de vista morfológico e dinâmico. Contudo, alguns autores questionam que estuários evoluam necessariamente para deltas mesmo sob condições de variação do nível do mar e aporte sedimentar favorável, situação que se dá devido a fatores hidrodinâmicos (Anthony et al., 1996; Heap et al., 2004)¹⁰.

¹⁰ Anthony et al. (1996) acreditam que o estuário de Mono, Benin, que já se encontra preenchido não evoluirá para delta. Depois de uma rápida progradação de cordões litorâneos formados por sedimentos

No delta do rio São Francisco, essa fase, que durou entre 8 e 4,7 ka cal., teve características progracionais e regressivas, ao mesmo tempo em que a linha de costa caracterizava-se por ser um embaçamento, que gerava uma deriva litorânea convergente, que favorecia a importação de sedimentos marinhos para a baía e ajudava a reter no embaçamento os sedimentos fluviais. Em uma fase posterior, estritamente deltaica, que se desenvolveu entre 4,7 ka cal. e o presente, a linha de costa adquiriu formato de cúspide, e a circulação costeira passou a ser dispersiva, exportando os sedimentos fluviais para os flancos do delta.

Uma fase transicional entre estuário e delta também foi identificada no delta do rio Vermelho por Hori et al. (2004) e Tanabe et al. (2006). Neste delta ela teria durado 2000 anos (Hori et al., 2004). Tanabe et al. (2006) observaram que essa foi uma fase de intensa progradação, que segundo eles, esteve associada à própria configuração do ambiente, que era uma baía confinada. Nessa situação a influência de maré era favorecida em detrimento à influência das ondas. Segundo eles, a maior influência das ondas que se verificou na fase posterior, foi responsável pela diminuição das taxas de progradação.

De forma análoga, no delta do rio São Francisco, as taxas de progradação da linha de costa reduziram-se na fase estritamente deltaica (Capítulo 3). Não foi possível, no entanto, identificar nos registros estratigráficos uma maior influência da maré na fase transicional, como ocorrido no delta do rio Vermelho, e é possível que as ondas tenham tido importante influência nas duas fases, como atesta a presença de cordões litorâneos em toda a planície deltaica. A seguir discutiremos as causas da diferença nas taxas médias de avanço da linha de costa da fase transicional e deltaica estrita.

trazidos pela deriva litorânea, esses foram erodidos pelo canal fluvial e hoje constituem uma barreira, que se encontra em equilíbrio. A forte deriva litorânea existente na região deflete a desembocadura fluvial e retira todo o sedimento, impedindo a formação deltaica. Esses autores afirmam que fatores locais, como a forte deriva litorânea, podem levar o estuário a uma situação de equilíbrio não favorecendo a formação deltaica. Heap et al. (2004), por sua vez, compararam os sub-ambientes de deposição de diversos deltas e estuários na Austrália e concluíram que os estuários dominados por ondas podem não evoluir para deltas pois na sua fase final de preenchimento os rios adquirem uma conexão direta com o mar aumentando a penetração da maré o que dificulta a formação deltaica. Nessa situação o ambiente alcança uma morfologia relativamente estável.

5.2 Taxas médias de avanço da linha de costa do delta

Como apresentado no Capítulo 3, a taxa média de regressão do delta entre 8 e 4,7 ka cal., na fase que chamamos de transicional, era de 5,4 m/ano. Essa taxa reduziu-se para 2,0 m/ano entre 4,7 ka cal. e o presente, na fase que chamamos deltaica estrita. Discutiremos agora as possíveis causas dessa redução na taxa média de regressão.

Uma dessas causas foram as mudanças na deriva litorânea, que foram provavelmente condicionadas pelas diferentes morfologias da linha de costa, como demonstrado no Capítulo 4. A linha de costa que era embaiada na fase transicional evoluiu para a forma em cúspide na fase deltaica estrita. Essas diferenças de orientação da linha de costa provocaram diferentes características de deriva litorânea nas duas fases:

- (1) Fase transicional (entre 8 e 4,7 ka cal.) – a linha de costa era embaiada; nessa situação, a deriva litorânea convergia para o interior do embaiamento. Essa situação favorecia o aprisionamento dos sedimentos fluviais na baía e o transporte de sedimentos marinhos para o seu interior.

- (2) Fase deltaica estrita (entre 4,7 ka cal. e o presente) – a linha de costa era cuspidada; essa nova orientação da linha de costa resulta em uma deriva litorânea efetiva para sudoeste, e durante o inverno, a deriva litorânea é divergente a partir da desembocadura fluvial. Nessa situação os sedimentos são mais facilmente distribuídos para os dois lados do delta.

Essas diferenças no sentido da deriva litorânea explicam em parte a taxa de progradação da linha de costa maior entre 8 e 4,7 ka cal. quando comparada à fase posterior. Na fase inicial, a deriva litorânea, ainda que fosse insaturada no que se refere a sedimentos marinhos transportados, tendia a aprisionar os sedimentos fluviais dentro do embaiamento, enquanto na fase seguinte, ela passou a dispersá-los, a partir da desembocadura fluvial.

Dois outros fatores contribuíram ainda para reduzir a taxa média de avanço da linha de costa na fase deltaica estrita como discutido abaixo.

Segundo Barbosa e Dominguez (2004), a região do delta experimentou um aumento de aridez no final do Holoceno. Essa mudança favoreceu a formação de dois campos de dunas bordejando a linha de costa (Fig. 1.7). O mais antigo iniciou-se após 3 ka, e hoje encontra-se vegetado. O campo de dunas mais recente provavelmente data de poucas centenas de anos. A face de praia é a principal fonte de sedimentos para a formação das dunas (Barbosa e Dominguez, 2004). A retirada de sedimentos da face de praia pela ação do vento pode ter contribuído em parte para a redução das taxas de avanço da linha de costa nos últimos 3000 anos.

Por último, talvez o principal fator que contribuiu para a redução da taxa de avanço da linha de costa dos últimos 4700 anos é o transporte de sedimentos deltaicos diretamente para o canhão do São Francisco, conforme evidenciado pela batimetria da região, que mostra claramente que a porção mais externa da clinofórmula deltaica está sendo ativamente erodida pela cabeceira do canhão (Fig. 1.1).

Como visto no Capítulo 1, a transferência de sedimentos para as bacias oceânicas adjacentes às desembocaduras fluviais é comum nos períodos de nível de mar baixo, quando as desembocaduras fluviais localizam-se próximo ou abaixo da quebra da plataforma. Nesses períodos grandes leques submarinos são construídos nos sopés continentais. Em situação de níveis do mar alto, como a presente, grande parte dos leques submarinos encontra-se faminta de sedimentos, como é o caso, por exemplo, daqueles dos rios Amazonas e Danúbio, pois a sedimentação deltaica concentra-se nas porções mais internas da plataforma (Nittrouer et al., 1986; Panin e Jipa, 2002; Porebski e Steel, 2006; Wetzel, 1993). No entanto, em alguns deltas do mundo, como nos dos rios Mississipi e Ganges-Brahmaputra existe, mesmo no presente, transferência de sedimentos para as bacias oceânicas adjacentes, favorecida principalmente pelos grandes aportes sedimentares e pela fisiografia da plataforma (Allison, 1998). No caso do rio São Francisco, que tem um aporte sedimentar bem menor do que esses dois rios, o fator determinante para a ocorrência dessa transferência parece ser a estreita plataforma continental (largura média de 30 km) e a direta associação com um canhão submarino em frente ao delta (Fig. 1.1).

Esses fatores de ordem morfodinâmica, climática e fisiográfica parecem explicar a redução na taxa média de avanço da linha de costa do delta a partir de 4,7 ka cal. Ressalta-se que essa redução ocorreu concomitantemente com uma fase de abaixamento do nível relativo do mar no Brasil, o que reforça, como já exposto no Capítulo 3, a idéia de que os sedimentos que mais contribuíram para a evolução deltaica foram os provenientes

do rio e não aqueles provenientes da plataforma continental, devido ao abaixamento do nível relativo do mar, como propunham trabalhos anteriores sobre os deltas da costa brasileira (Dominguez et al., 1981, 1987, 1992; Suguio et al., 1985; Dominguez, 1986, 1990, 1996; Martin et al., 1993a, 1996).

Mudanças nas taxas de avanço da linha de costa em escala de tempo histórica não foram estudadas nesse trabalho, embora se reconheça que fatores antropogênicos, como o desmatamento na bacia de drenagem e a construção de barragens nos cursos fluviais, podem ter tido grande influência nas taxas de avanço da linha de costa. Esse tipo de influência foi verificado em diversos deltas no mundo, como nos dos rios Ebro (Maldonado, 1975; Jiménez e Sánchez-Arcilla, 1993; Jiménez et al., 1997; Guillén e Palanques, 1997), Pó (Cencini, 1998), Tiber (Bellotti et al., 1994), Ombrone (Bellotti et al., 2004), Guadiana (Morales, 1997), Ródano (Touzani e Giresse, 2002), Danúbio (Giosan et al., 1999; Panin e Jipa, 2002), Nilo (Summerhayes et al., 1978; Stanley e Warne, 1993; Stanley e Warne, 1998; Komar, 2000), Vermelho (Mathers e Zalasiewicz, 1999), Jequitinhonha (Bernal, 2009), entre outros. No delta do rio São Francisco, no entanto, essas mudanças possivelmente estiveram restritas aos últimos 510 anos, quando se intensificou a ocupação no Brasil.

6. Considerações finais

O presente trabalho de pesquisa forneceu novas informações sobre a evolução do delta do rio São Francisco e sobre os deltas dominados por ondas em geral. Discutiremos, primeiramente, as principais contribuições desse trabalho, e em seguida as perspectivas futuras de pesquisa no delta do rio São Francisco, que foram suscitadas por esse trabalho, e cujo desenvolvimento pode contribuir para elucidar ainda mais a evolução da área.

6.1 Contribuições

Discutiremos nesta seção aquelas que consideramos as principais contribuições desse trabalho ao conhecimento existente tanto sobre a evolução do delta do rio São Francisco, como sobre os deltas dominados por ondas em geral.

As principais contribuições da presente tese em relação à evolução do delta do rio São Francisco são as que seguem:

1. Este trabalho apresenta, pela primeira vez, uma descrição da arquitetura deposicional deltaica do rio São Francisco. A descrição de fácies sedimentares subsuperficiais e seu agrupamento em unidades deposicionais permitiram caracterizar os depósitos deltaicos, bem como aqueles fluviais e estuarinos que o antecederam.
2. O rio escavou um vale inciso sob a atual planície deltaica no UMG. Não foi possível mensurar a profundidade da incisão. Embora exista uma grande discussão sobre vales incisos na literatura internacional (como, por exemplo, em Dalrymple et al., 1994), pouco tem sido discutido sobre isso no Brasil, em parte, pela pequena quantidade de trabalhos de subsuperfície aqui realizados. De qualquer forma, não surpreende o fato de o rio São Francisco ter escavado um vale inciso no UMG, tanto devido à dimensão do rio, como também à pequena profundidade da quebra da plataforma, em torno de 50 m, quando comparada à amplitude da oscilação marinha do período, em torno de 120 m (Fairbanks, 1989, 1990; Fleming et al., 1998; Peltier e Fairbanks, 2006; Hanebuth et al., 2009).

3. Obeve-se como a idade aproximada do início da progradação deltaica 8 ka cal. Esta idade está coerente com idades obtidas para outros deltas no mundo (Stanley e Warne, 1994; Tamura et al., 2009). Ao contrário do que grande parte dos trabalhos sobre os deltas brasileiros propunham para os diversos deltas da costa brasileira (Dominguez et al., 1981, 1982, 1987, 1992; Suguio et al., 1985; Dominguez, 1986, 1987, 1990; Martin et al., 1993a, 1996)¹¹, inclusive os trabalhos sobre o delta do rio São Francisco (Bittencourt et al., 1982, 1983; Barbosa et al., 1986; Dominguez, 1996), a máxima inundação marinha neste delta não coincidiu com o nível do mar mais alto verificado na costa brasileira, que se deu provavelmente por volta de 5,6 ka cal. ou 5,1 ka (Martin et al., 2003), mas ocorreu bem antes disso.
4. Se supusermos que a idade do nível do mar alto na região do delta foi próxima daquela proposta por Martin et al. (2003) para Salvador¹², o início da progradação deltaica em 8 ka cal., 2400 anos antes do nível de mar alto, mostra que não foi o aporte sedimentar proveniente da antepraia, devido ao abaixamento do nível do mar, o responsável pela progradação costeira, como propunham os trabalhos anteriores sobre os deltas brasileiros (Dominguez et al., 1981, 1987, 1992; Suguio et al., 1985; Dominguez, 1986, 1990, 1996; Martin et al., 1993a, 1996). Sendo a progradação resultado da superação do espaço de acomodação criado pela variação do nível relativo do mar pelo suprimento de sedimentos (Van Wagoner et al., 1988, 1990), é natural que nas desembocaduras de rios, por causa do aporte sedimentar fluvial, a progradação se inicie antes da estabilização ou do abaixamento do nível do mar, como comprova o desenvolvimento deltaico em diversas partes do mundo, onde o nível do mar nunca deixou de subir no Holoceno

¹¹ Apesar de em sua maior parte esses trabalhos relacionarem o início do desenvolvimento deltaico com o máximo transgressivo de 5,6 ka cal., outros trabalhos dos mesmos autores já verificavam que no delta do rio Doce, a formação deltaica se iniciou antes dessa data, como é o caso dos trabalhos de Suguio et al. (1982) e Dominguez e Wanless (1991).

¹² Comparamos os dados desse trabalho com a curva do nível relativo do mar da cidade de Salvador-BA de Martin et al. (2003) porque esta, além de ser uma das curvas no Brasil feitas com o maior número de datações, é também entre as curvas existentes aquela feita para a região mais próxima do delta (a cerca de 400 km de distância ao sul do delta); mas, podem ser usadas também para efeito de comparação as curvas do nível relativo do mar feitas para o Estado do Rio Grande do Norte (a cerca de 600 km de distância ao norte do delta) por Bezerra et al. (2003) e Caldas et al. (2006). De qualquer forma, as conclusões não se alteram, pois ambas as curvas mostram que o nível do mar alto ocorreu depois de 6 ka cal. Ainda assim, existem algumas dificuldades nessas comparações. Apesar das curvas do nível relativo do mar para todo o Brasil apresentarem um padrão semelhante (Suguio et al., 1985; Martin et al., 1993, 1996; Angulo e Lessa, 1997) possivelmente devido à influência glacio-hidro-isostática (Mitrovica e Milne, 2002; Milne et al., 2005), as regiões deltaicas podem apresentar curvas efetivamente diferentes, sobretudo quando se desenvolvem sobre vales incisivos, devido a efeitos isostáticos, como será discutido mais adiante na Seção 6.2.

(Gensous et al., 1993; Bellotti et al., 1995). Além disso, no caso do rio São Francisco, a deriva litorânea em 8 ka cal. contribuiu para aprisionar os sedimentos fluviais no embaiamento existente na linha de costa, podendo também, inclusive, ter contribuído com sedimentos marinhos trazidos pela deriva litorânea para a progradação. Na verdade, o modelo brasileiro de desenvolvimento deltaico não considerou o aporte sedimentar como um elemento responsável pela progradação deltaica, considerando que esta fosse resultado apenas das variações do nível do mar, e por isso concomitante com o abaixamento do nível do mar. Esse trabalho mostra que, na realidade, o aporte sedimentar fluvial, e talvez também aquele trazido pela deriva litorânea, foi essencial para o desenvolvimento deltaico do rio São Francisco, o que explica o início de sua formação ainda em situação de subida do nível relativo do mar.

5. As variações nas taxas de oscilação do nível do mar foram um importante fator controlador do início da formação deltaica, mas desde a sua relativa estabilização a partir de 8 ka cal., outros fatores passaram a ter maior efetividade sobre a evolução deltaica, como também observado em outros deltas do mundo (Amorosi e Milli, 2001).
6. No caso do delta do rio São Francisco, destaca-se entre esses fatores, a relação morfodinâmica entre deriva litorânea, orientação da linha de costa/batimetria e descargas fluviais, que parece ter exercido papel central na evolução morfológica do delta a partir de 8 ka cal. Essa relação, regida por mecanismos retroalimentativos próprios, foi determinante para as mudanças de orientação da linha de costa da região, bem como influenciou na velocidade dessas modificações. A linha de costa existente em 8 ka cal. era embaiada, o que resultava em uma deriva litorânea que convergia para dentro do embaiamento, sobretudo no seu flanco NE. Essa deriva litorânea favorecia o aprisionamento dos sedimentos fluviais dentro da baía, bem como o transporte de sedimentos trazidos pela deriva litorânea para o seu interior, provocando assim o preenchimento desse embaiamento, processo que culminou na formação de uma linha de costa relativamente retilínea em 4,7 ka cal. Essa nova orientação, por sua vez, gerava uma deriva litorânea de sentido NE-SO de intensidades relativamente intensas. A partir de então, as descargas fluviais passaram a exercer papel relevante nas mudanças morfológicas que se seguiram e resultaram na formação da cúspide deltaica. Com o avanço da cúspide, a deriva litorânea continuou de sentido NE-SO,

mas a sua intensidade reduziu-se consideravelmente nos dois flancos do delta até o delta alcançar atualmente um estado próximo ao de equilíbrio no que tange à sua orientação. Dessa forma, nota-se que a deriva litorânea e as descargas fluviais determinaram as mudanças de orientação de linha de costa e batimetria, ao mesmo tempo em que estas também influenciavam a deriva litorânea. Essa relação retroalimentativa levou o delta a um processo de auto-organização que culminou com a orientação atual próxima do equilíbrio. Embora outros fatores possam ter tido papel relevante para a evolução deltaica, as mudanças de orientação da linha de costa deste delta parecem ter sido primariamente condicionadas por essa relação.

7. A situação de equilíbrio no que tange à orientação da linha de costa quase alcançada pelo delta no presente se dá de forma distinta nos dois flancos do delta. No flanco nordeste a linha de costa mudou de orientação no sentido de alcançar uma direção frontal em relação ao somatório das frentes-de-onda incidentes. Quando isto acontecer, a deriva litorânea efetiva nesse flanco passará a ser zero. No flanco sudoeste do delta, a deriva litorânea reduz-se gradativamente da foz do rio em direção às regiões mais marginais, distribuindo igualmente os sedimentos fluviais por esse flanco do delta, e mantendo assim a orientação da linha de costa constante. Uma situação de transporte litorâneo igual a zero só pode ser alcançada no flanco a barlamar do delta, pois o efeito de molhe fluvial dá sustentação para que a linha de costa mude de direção até posicionar-se frontalmente às frentes-de-onda incidentes. Esse mecanismo de equilíbrio apresenta semelhanças e diferenças em relação aos mecanismos encontrados por Komar (1973) e Pranzini (2001). Nos estudos desses autores a deriva litorânea passa a ser divergente a partir da desembocadura na situação de equilíbrio. No caso do delta do rio São Francisco essa divergência se verificou com as derivas litorâneas parciais geradas pelas frentes-de-onda de 120° e 150° , mas no nosso entender isso não tende a ocorrer com a deriva litorânea efetiva, que como visto tende a ser zero no flanco a barlamar e fluir da foz no sentido das regiões mais marginais no flanco a sotamar. Por outro lado, o mecanismo de equilíbrio que se estabeleceu no flanco a sotamar da foz é semelhante ao proposto por Komar (1973), no qual ocorre uma redução gradativa da intensidade da deriva litorânea da foz em direção às regiões mais marginais, o que distribui os sedimentos fluviais uniformemente ao longo desse flanco mantendo a sua orientação constante.

8. Além do relativo equilíbrio no que tange à orientação da linha da costa, os resultados desse trabalho sugerem que o delta parou de progradar no final do Holoceno, o que é sugerido pela configuração batimétrica da plataforma continental, que mostra que a clinoforma deltaica está diretamente ligada à cabeceira do canhão submarino do São Francisco. Essa configuração sugere que parte dos sedimentos do rio estejam sendo diretamente transportados para o talude pelo canhão submarino. Indícios de transporte de sedimentos no canhão do São Francisco já haviam sido observados por Summerhayes et al. (1976), embora esses autores o tenham considerado inativo. A transferência de sedimentos para o canhão do São Francisco não surpreende na medida em que a plataforma na frente ao delta é muito estreita e a cabeceira do canhão já é morfologicamente perceptível na isóbata de 20 m (Fig. 1.1).
9. A análise conjunta da estratigrafia do Quaternário, da morfologia das linhas de costa existentes ao longo do Holoceno e das derivas litorâneas a elas associadas permitiram identificar duas fases principais na evolução do delta do rio São Francisco, denominadas fase transicional e fase deltaica estrita. A fase transicional ocorreu no início da formação deltaica, entre 8 e 4,7 ka cal., e apresentava características estuarinas e deltaicas simultaneamente - o ambiente era progradacional mas apresentava uma configuração embaiada e circulação estuarina. A fase deltaica estrita se inicia em 4,7 ka cal. após o preenchimento do embaiamento e dura até o presente. Ela apresenta características deltaicas tanto do ponto de vista genético e estratigráfico, como morfológico e dinâmico. Essas duas fases apresentaram diferentes taxas médias de avanço da linha de costa. Na fase transicional, ela era 5,4 m/ano, e reduziu-se para 2,0 m/ano na fase deltaica estrita. Como discutido no Capítulo 5, essa redução esteve possivelmente associada a fatores morfodinâmicos, climáticos e fisiográficos.

Essas contribuições à evolução do delta do rio São Francisco reforçam algumas idéias sobre os deltas dominados por ondas encontradas na literatura.

Em primeiro lugar, elas mostram que de fato a deriva litorânea é um importante agente geomorfológico nesse tipo de delta. Ela é responsável pela distribuição de sedimentos no delta, influenciando as mudanças morfológicas da linha de costa e as taxas com as quais elas ocorrem. Além disso, embora neste trabalho não tenha sido avaliada a origem dos sedimentos que compõem o delta, é possível que estes tenham

origem fluvial e marinha, e a deposição de um ou outro tipo de sedimento também é determinada pela deriva litorânea. No entanto, é importante que a análise da deriva litorânea se dê em diferentes etapas ao longo da evolução do delta, uma vez que esta é condicionada pela orientação da linha de costa. As mudanças morfológicas do delta induzem diferentes situações de deriva litorânea. Portanto, não cabe uma evolução estática da deriva litorânea, mas sim uma análise dinâmica, que considere as mudanças da deriva litorânea ao longo do tempo. Assim, observa-se que se por um lado na fase deltaica estrita o delta do rio São Francisco apresentou características de delta assimétrico, o mesmo não pode ser dito, da sua fase transicional, quando a deriva litorânea convergia para dentro baía.

Em segundo lugar, este trabalho demonstra que as mudanças na deriva litorânea podem resultar unicamente de processos morfodinâmicos entre a deriva litorânea e a orientação da linha de costa/batimetria. Esse fator pode ser tão importante quanto as mudanças climáticas na definição dessas modificações.

Em terceiro lugar, esse trabalho reforça a idéia exposta nos trabalhos de Komar (1973) e Pranzini (2001) de que deltas dominados por ondas tendem a chegar em uma orientação de equilíbrio em relação ao clima de ondas vigente.

Em quarto lugar, esse trabalho parece corroborar o importante papel do efeito de molhe hidráulico na evolução dos deltas dominados por ondas. Como dito no Capítulo 1, o efeito de molhe hidráulico vem sendo considerado como um fator importante na determinação da assimetria deltaica sob condições de deriva litorânea unidirecional e na deposição de sedimentos marinhos na porção a barlamar da foz do delta. Adicionalmente a isso, este trabalho sugere que o efeito de molhe hidráulico também exerce o papel de dar sustentação para que a linha de costa do delta a barlamar da desembocadura mude de direção no sentido de alcançar uma orientação frontal ao somatório das frentes-de-onda incidentes.

Para além dessas contribuições, focando em um aspecto mais geral, a idade de 8 ka cal. para o início da progradação deltaica pode ser utilizada como um indício das mudanças nas taxas de variação eustática do nível do mar, se forem pressupostas taxas de aporte sedimentar fluvial constantes e ausência de movimentos de subsidência e soerguimento da crosta. Nesse sentido, observa-se que essa idade está coerente com a curva do nível eustático de Barbados (Fairbanks, 1989, 1990; Peltier e Fairbanks, 2006), que mostra uma redução na taxa de subida eustática do nível do mar por volta de 8 ka cal.; mas não tão coerente com a curva do nível eustático proposta por Fleming et al.

(1998), que mostra uma redução na taxa de subida do nível eustático apenas mil anos depois, em 7 ka cal. Embora esse dado sozinho não permita fazer conjecturas assertivas, ele pode ser analisado conjuntamente com observações de outras regiões do mundo.

6.2 Perspectivas futuras de pesquisa

Este trabalho chamou a atenção para diversas lacunas existentes no conhecimento sobre o delta, que mereceriam estudos posteriores. Destacamos então alguns aspectos que na nossa opinião merecem um estudo mais aprofundado.

Em primeiro lugar, sentimos a necessidade de uma curva do nível relativo do mar para a região do delta. Apesar de existir algumas datações na região, dezesseis só neste trabalho, esses dados não são confiáveis para a confecção de uma curva, por estarem espalhados pela planície deltaica. A comparação das nossas datações obtidas em furos diferentes mostra que duas amostras da mesma idade estão a mais de 20 m de altitude uma da outra (Fig. 3.3), o que pode ser um indicativo de que processos de subsidência estão presentes no delta, e esta subsidência é diferenciada em diferentes pontos do delta. Daí a necessidade de que uma curva do nível relativo do mar seja feita para pontos determinados, e não com dados de toda a planície.

A necessidade de uma curva do nível relativo do mar para a região do delta se justifica não só pela inexistência de outras curvas em regiões próximas, mas principalmente pelo fato de que as variações do nível relativo do mar em regiões sobre vales incisos podem ser significativamente diferentes das demais, devido aos efeitos isostáticos relacionados à retirada de sedimentos durante o escavamento do vale e o seu preenchimento subsequente (Blum et al., 2008).

O estudo dos processos de subsidência no delta também é uma linha de pesquisa que deve ser desenvolvida. Processos de subsidência são reconhecidos em diversos deltas no mundo (Nelson, 1970; Sestini, 1993; Jiménez et al., 1997; Somoza et al., 1998; Stanley e Warne, 1998; Mathers et al., 1999; Cencini, 1998; Amorosi e Milli, 2001), no entanto, até o presente esse tipo de estudo não foi feito na região do delta do rio São Francisco. Como dito anteriormente, a grande disparidade de altitude entre amostras com a mesma idade podem ser um indicativo desse processo. Além disso, a existência de regiões pontuais constantemente inundadas na parte norte da planície deltaica (Fig. 1.7) também sugerem a existência de subsidência no delta.

Dois tipos de subsidência podem estar ocorrendo no delta: uma provocada pela compactação de sedimentos, e outra crustal, associada a processos isostáticos e glácio-hidro-isostáticos. A subsidência diferenciada em diferentes pontos do delta provocada por compactação de sedimentos é compreensível dado que a deposição deltaica se deu em um vale inciso e, portanto, sobre pacotes sedimentares de espessuras diferentes conforme a distância do eixo da incisão. No que se refere aos movimentos da crosta, estes estariam associados ao grande volume de sedimento e água que se alternaram sobre a cavidade do vale inciso. De fato, processos de subsidência e soerguimento por motivos isostáticos foram reconhecidos no delta do rio Mississipi por Blum et al. (2008), e diferenças nas respostas devido à glácio-hidro-isostasia são observadas em regiões dentro e fora de embaiamentos (Nakada e Lambeck, 1989). Para se ter uma ideia da influência de processos isostáticos e glácio-hidro-isostáticos no delta faz-se necessário conhecer a profundidade do vale inciso, informação que não foi possível obter neste trabalho. Tal informação poderia ser obtida, por exemplo, por meio da realização de estudos empregando levantamentos sísmicos e de GPR, que trariam mais informações sobre a organização e a espessura dos pacotes sedimentares.

No que se refere à deriva litorânea, limitamo-nos nesse trabalho a realizar um estudo de deriva litorânea potencial, sem levar em conta o transporte efetivo de sedimentos, que depende também da disponibilidade dos mesmos. Seria bastante elucidador tratar conjuntamente esses dois aspectos – potencial e efetivo – do transporte de sedimentos, pois o primeiro dá uma ideia daquilo que é possível ocorrer, e o segundo daquilo que de fato acontecerá. O estudo da deriva litorânea potencial estabelece unicamente limites ao transporte de sedimentos, que ocorrerá conforme a disponibilidade desses sedimentos.

Além disso, nesse trabalho limitamo-nos a modelar a deriva litorânea para as condições de ondas mais frequentes; em estudos posteriores também deveriam ser estudadas condições de ondas extremas, que apesar de representarem eventos isolados, podem ser responsáveis por importantes mudanças morfológicas. Também estudos que abordassem mudanças climáticas no Quaternário, como mudanças da posição da ITCZ (Martin et al, 1997b; Haug et al., 2001) ou a ocorrência de eventos do tipo El-Niño (Martin et al., 1993b) deveriam ser avaliados.

Para finalizar, trabalhos sobre a composição dos sedimentos do delta que pudessem informar a fonte dos sedimentos seriam importantes para aferir o papel relativo da contribuição fluvial e marinha na formação do delta. Como visto no Capítulo 1, a

contribuição de sedimentos marinhos na formação dos deltas dominados por ondas já é reconhecida na literatura. Um conhecimento do volume das diferentes contribuições permitiria fazer um balanço de sedimentos no delta, o que forneceria informações relevantes sobre o papel das diferentes fontes na construção e erosão costeira na região do delta e nas suas adjacências.

7. Referências

Allison, M.A., 1998. Geologic framework and environmental status of the Ganges-Brahmaputra delta. *Journal of Coastal Research* 14 (3): 826–836.

Amorosi, A.; Milli, S., 2001. Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere River deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology* 144: 357–375.

ANA, 2009. *Sistema de Informações Hidrológicas (Hidroweb)*. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>

Angulo, R.J.; Lessa, G.C., 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* 140: 141-166.

Anthony, E.J.; Lang, J.; Oyédé, L.M., 1996. Sedimentation in a tropical, microtidal, wave-dominated coastal-plain estuary. *Sedimentology* 43: 665–675.

Ausseil-Badie, J.; Barousseau, J.P.; Descamps, C.; Diop, E.H.S.; Giresse, P.; Pazdur, M., 1991. Holocene deltaic sequence in the Saloum Estuary, Senegal. *Quaternary Research* 36: 178–194.

Barbosa, L.M., 1985. *Quaternário costeiro no Estado de Alagoas: influências das variações do nível do mar*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil.

Barbosa, L.M.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L., 1986. The Quaternary coastal deposits of the State of Alagoas: influence of the relative sea-level changes. In: Rabassa, J., *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 4: 269–290. A. A. Balkema.

Barbosa, L.M.; Dominguez, J.M.L., 2004. Coastal dune fields at the São Francisco river strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 443-456.

Bellotti, P.; Chiocci, F.L.; Milli, S.; Tortora, P.; Valeri, P., 1994. Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data. *Journal of Sedimentary Research* B64(3): 416-432.

Bellotti, P.; Milli, S.; Tortora, P.; Valeri, P., 1995. Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence. *Sedimentology* 42: 617-634.

Bellotti, P.; Caputo, C.; Davoli, L.; Evangelista, S.; Garzanti, E.; Pugliese, F.; Valeri, P., 2004. Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology* 61: 71-90.

Bernal, J.M.S., 2009. *Contribuição do aporte fluvial de sedimentos para a construção da planície deltaica do rio Jequitinhonha – BA*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil.

Bezerra, F.H.R.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K., 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology* 196: 73-89.

Bhattacharya, J.P.; Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50: 187-210.

Bhattacharya, J.P.; Walker, R.G., 1992. Deltas. In: Walker, R.G.; James, N.P. (eds.), *Facies models - response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 157-177.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Ferreira, Y.A., 1982. Dados preliminares sobre a evolução do delta do São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário, influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, p. 49-62.

Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Ferreira, Y.A., 1983. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências* 13 (2): 93–97.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Ussami, N., 1999. Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. *Journal of Coastal Research* 15 (2): 505-519.

Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Silva, I.R.; Sousa, D.L., 2002. A significant longshore transport divergence zone at the northeastern Brazilian coast: implications on coastal Quaternary evolution. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 74 (3): 505–518.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Silva, I.R., 2005. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: an overview. *Marine Geology* 219: 219-234.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Fontes, L.C.S.; Sousa, D.L.; Silva, I.R.; Silva, F.R., 2007a. Wave refraction, river damming, and episodes of severe shoreline erosion: the São Francisco river mouth, northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research* 23 (4): 930-938.

Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Silva, I.R.; De-Medeiros, K.O.P., 2007b. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (2): 333-341.

Blum, M.D.; Tomkin, J.H.; Purcell, A.; Lancaster, R.R., 2008. Ups and downs of the Mississippi Delta. *Geology* 36 (9): 675-678.

Bondesan, M.; Favero, V.; Viñals, M.J., 1995. New evidence on the evolution of the Po-Delta coastal plain during the Holocene. *Quaternary International* 29/30: 105–110.

Boyd, R.; Dalrymple, R.; Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80: 139-150.

Caldas, L.H.O.; Stattegger, K.; Vital, H., 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology* 228: 39-53.

Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D., 1994. Coastal evolution: an introduction. In: Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, New York, p. 1-31.

Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 33: 1-43.

CBHSF, 2009. *A bacia hidrográfica do rio São Francisco*. Disponível em: <http://www.saofrancisco.cbh.gov.br/>

Cencini, C., 1998. Physical processes and human activities in the evolution of the Po Delta, Italy. *Journal of Coastal Research* 14 (3): 774–793.

Chappell, J., 1983. Thresholds and lags in geomorphologic changes. *Australian Geographer* 15 (6): 357-366.

Chorley, R.J., 1962. Geomorphology and general systems theory. *Geological Survey Professional Paper* 500-B. Reproduzido em: *Notícias Geomorfológicas*, 1971, 11 (21): 3–22.

Christofoletti, A., 1978. Aspectos da análise sistêmica em geografia. *Geografia* 3 (6): 1-31.

Christofoletti, A., 1980. *Geomorfologia*. Edgard Blücher, 2ª edição, São Paulo.

Coleman, J.M.; Wright, L.D., 1972. Delta morphology in relation to the discharge/wave-power climate. *Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 2, p. 145–155.

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*. Houston Geological Society, p. 99–149.

Coutellier, V.; Stanley, D.J., 1987. Late Quaternary stratigraphy and paleogeography of the eastern Nile delta, Egypt. *Marine Geology* 77: 257-275.

Coutinho, P.N., 1981. Sedimentação na plataforma continental Alagoas-Sergipe. *Arquivos de Ciências do Mar* 21 (1/2): 1-18.

Cowell, P.J.; Thom, B.G., 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, New York, p. 33-86.

Cowell, P.J.; Roy, P.S.; Jones, R.A., 1995. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Marine Geology* 126: 45-61.

CPRM, 2006. *Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS)*. Disponível em: <<http://siagas.cprm.gov.br>>

Curray, J.R., 1964. Transgressions and Regressions. In: Miller, R.L. (ed.), *Papers in Marine Geology*, p. 175-203.

Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.; Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (6): 1130-1146.

Dalrymple, R.W.; Boyd, R.; Zaitlin, B.A. (eds.), 1994. Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, *SEPM Special Publication* 51.

DHN, 1989. *Carta Náutica n. 1000 Brasil – Costa Leste de Maceió ao rio Itariri*.

Dominguez, J.M.L., 1986. Evolução quaternária da planície costeira associada à fase do rio Jequitinhonha (BA). In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, Secretaria

de Minas e Energia, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, *Textos Básicos* 7: 81-121. Salvador.

Dominguez, J.M.L., 1987. *Quaternary sea-level changes and the depositional architecture of beach-ridge strandplains along the coast of Brazil*. Tese de Doutorado, University of Miami, Miami, Florida, USA.

Dominguez, J.M.L., 1990. Deltas dominados por ondas: críticas às idéias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. *Revista Brasileira de Geociências* 20 (1-4): 352–361.

Dominguez, J.M.L., 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas. *Geological Society Special Publication* 117: 217-231.

Dominguez, J.M.L.; Wanless, H.R., 1991. Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. In: Swift, D.J.P.; Oertel, G.F.; Tillman, R.W.; Thorne, J.A. (eds.), Shelf sand and sandstone bodies, geometry, facies and sequence stratigraphy. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 14: 259-281.

Dominguez, J.M.L.; Araújo, L.M., 2008. Formação Barreiras: o registro de um onlap costeiro durante o Mioceno. *Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 613. Sociedade Brasileira de Geologia, Curitiba.

Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L., 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES), e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências* 11 (4): 227–237.

Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1982. Evolução paleogeográfica do delta do rio Jequitinhonha durante o Quaternário, influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, p. 69-92.

Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L., 1983. O Papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às

desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES), e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências* 13 (2): 98–105.

Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: Numedal, D.; Pilkey, O.H.; Howard, J.D. (eds.), *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, *SEPM Special Publication* 41: 115–127.

Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L., 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology* 80: 213–232.

Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P., 2004. Climate change and episodes of severe erosion at the Jequitinhonha Strandplain - SE Bahia, Brazil. *Journal of Coastal Research Special Issue* 39.

Dunbar, G.B.; Barrett, P.J., 2005. Estimating paleobathymetry of wave-graded continental shelves from sediment texture. *Sedimentology* 52: 253-269.

Elliott, T., 1986. Siliciclastic shorelines. In: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publication, 2^a edição.

Elliott, T., 1993. Deltaic systems and their contribution to an understanding of basin-fill successions. In: Whateley, M.K.G.; Pickering, K.T. (eds.), *Deltas, sites and traps for fossil fuels*. Geological Society Special Publication Classics, p. 3–10.

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342: 637-642.

Fairbanks, R.G., 1990. The age and origin of the “Younger Dryas Climate Event” in Greenland ice cores. *Paleoceanography* 5 (6): 937-948.

- Fitzgerald, D., 1984. Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline: Price Inlet, South Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 1303-1318.
- Fleming, K.; Johnston, P.; Zwartz, D.; Yokoyama, Y.; Lambeck, K.; Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163: 327-342.
- Flexor, J.M.; Martin, L.; Suguio, K.; Dominguez, J.M.L., 1984. Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira. Restingas, origem estrutura processos, *Anais do Simpósio sobre Restingas Brasileiras*.
- Folk, R.L.; Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (1): 3-26.
- França, A.M.C., 1979. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In: PETROBRÁS – DNPM – CPRM – DHN – CNPq, *Série Projeto REMAC* 7: 89 – 127.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M.L. (ed.) *Deltas, models for exploration*. Houston Geol. Soc., Houston, p. 87-98.
- Gensous, B.; Williamson, D.; Tesson, M., 1993. Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France). In: Posamentier, H.W.; Summerhayes, C.P.; Haq, B.U.; Allen, G.P. (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations, International Association of Sedimentologists Special Publication* 18: 197-211.
- George, D.A.; Hill, P.S., 2008. Wave climate, sediment supply and the depth of the sand-mud transition: a global survey. *Marine Geology* 254: 121-128.
- Giosan, L.; Bokuniewicz, H.; Panin, N.; Postolache, J., 1999. Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube Delta coast. *Journal of Coastal Research* 15 (4): 859–871.

Giosan, L.; Donnelly, J.P.; Vespremeanu, E.; Bhattacharya, J.P.; Olariu, C.; Buonaiuto, F.S., 2005. River delta morphodynamics: examples from the Danube Delta. *SEPM Special Publication* 83: 393-411.

Guillén, J.; Palanques, A., 1997. A historical perspective of the morphological evolution in the lower Ebro River. *Environmental Geology* 30 (3/4): 174–180.

Guimarães, J.K.; Dominguez, J.M.L., 2005. Relação morfodinâmica entre orientação da linha de costa e deriva litorânea na evolução do delta do Rio São Francisco. *X Congresso da ABEQUA*.

Hallermeier, R.J., 1981. A Profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4: 253-277.

Hanebuth, T.J.J.; Stattegger, K.; Bojanowski, A., 2009. Termination of the Last Glacial Maximum sea-level lowstand: the Sunda-Shelf data revisited. *Global & Planetary Change* 66: 76-84.

Haug, G.H.; Hughen, K.A.; Sigman, D.M.; Peterson, L.C.; Röhl, U., 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone trough the Holocene. *Science* 293: 1304-1307.

Heap, A.D.; Bryce, S.; Ryan, D.A., 2004. Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. *Sedimentary Geology* 168: 1–17.

Hogben, N.; Lumb, F.E., 1967. *Ocean wave statistics*. National Physical Laboratory, Ministry of Technology, Her Majesty's Stationary Office, London.

Hori, K.; Saito, Y., 2007. An early Holocene sea-level jump and delta initiation. *Geophysical Research Letters* 34, L18401, doi: 10.1029/2007GL031029.

Hori, K.; Tanabe, S.; Saito, Y.; Haruyama, S.; Nguyen, V.; Kitamura, A., 2004. Delta initiation and Holocene sea-level change: example from the Song Hong (Red River) Delta, Vietnam. *Sedimentary Geology* 164: 237-249.

Howard, A.D., 1965. Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. *American Journal of Science* 263: 302-312.

Hughen, K.A.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Bertrand, C.J.H.; Blackwell, P.G.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Cutler, K.B.; Damon, P.E.; Edwards, R.L.; Fairbanks, R.G.; Friedrich, M.; Guilderson, T.P.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; Manning, S. W.; Ramsey, C.B.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J.R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F.W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E., 2004. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46:1059-1086.

IBGE, 2009. *Banco de Dados – Cidades@*. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>

INMET, 2009. *Clima – Gráficos Climatológicos*. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php?lnk=http://www.inmet.gov.br/html/clima/graficos/index4.html>

Jiménez, J.A.; Sánchez-Arcilla, A., 1993. Medium-term coastal response at the Ebro Delta, Spain. *Marine Geology* 114: 105–118.

Jiménez, J.A.; Sánchez-Arcilla, A., 1997. Physical impacts of climatic change on deltaic coastal systems (II): driving terms. *Climatic Change* 35: 95–118.

Jiménez, J.A.; Sánchez-Arcilla, A.; Valdemoro, H.I.; Gracia, V.; Nieto, F., 1997. Processes reshaping the Ebro Delta. *Marine Geology* 144: 59–79.

Komar, P.D., 1973. Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geological Society of America Bulletin* 84: 2217-2226.

Komar, P.D., 1976. The transport of cohesionless sediments on continental shelves. In: Stanley, D.J.; Swift, D.J.P. (eds.), *Marine sediment transport and environmental management*. John Wiley & Sons, p. 107-125.

Komar, P.D., 2000. Coastal erosion - underlying factors and human impacts. *Shore & Beach* 68 (1): 3–16.

Komar, P.D.; Miller, M.C., 1973. The threshold of sediment movement under oscillatory water waves. *Journal of Sedimentary Petrology* 43 (4): 1101-1110.

Landim, P.M.B., 2000. *Análise estatística de dados geológicos multivariados*. DGA/IGCE/UNESP Rio Claro, Lab. de Geomatémática, Texto Didático 03, 128 pp, disponível em <[HTTP://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html](http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html)>

Landim, P.M.B., 2006. *Análise estatística espacial de dados geológicos multivariados*. DGA/IGCE/UNESP Rio Claro, Lab. de Geomatémática, Texto Didático 15, 158 pp, disponível em <[HTTP://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html](http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html)>

Le Blanc, R.J., 1975. Significant studies of modern and ancient deltaic sediments. In: M. L. Broussard (ed.), *Deltas, models for exploration*. Houston Geological Society, p. 13–85.

Maldonado, A., 1975. Sedimentation, stratigraphy, and development of the Ebro delta, Spain. In: Broussard, M.L. (ed.), *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society, p. 311–338.

Martin, L.; Suguio, K., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 99: 119-140.

Martin, L.; Flexor, J.M.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L., 1984. Registro do bloqueio da circulação atmosférica meridiana na geometria dos cordões litorâneos da costa brasileira. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 133-144. Rio de Janeiro.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M., 1993a. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. *Boletim IG-USP Publicação Especial* 15: 1–186.

Martin, L.; Fournier, M.; Mourguiart, P.; Sifeddine, A.; Turcq, B.; Absy, M.L.; Flexor, J.-M., 1993b. Southern Oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research* 39: 338-346.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68 (3): 303–354.

Martin, L.; Suguio, K.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M., 1997a. *Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. CPRM, Belo Horizonte.

Martin, L.; Bertaux, J.; Corrège, T.; Ledru, M.-P.; Mourguiart, P.; Sifeddine, A.; Soubiès, F.; Wirrman, D.; Suguio, K.; Turcq, B., 1997b. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12,400 and 8800 cal yr B.P. *Quaternary Research* 47: 117-122.

Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P., 1998. Climatic control of coastal erosion during a sea-level fall episode. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70 (2): 249–266.

Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19 (1): 101-124.

Mathers, S.; Zalasiewicz, J., 1999. Holocene sedimentary architecture of the Red River delta, Vietnam. *Journal of Coastal Research* 15 (2): 314–325.

Mathers, S.; Brew, D.S.; Arthurton, R.S., 1999. Rapid Holocene evolution and neotectonics of the Albanian Adriatic coastline. *Journal of Coastal Research* 15 (2): 345–354.

MATLAB, 2004. MATLAB v.7 – help index: zscore (Statistics Toolbox).

Matteucci, M., 2007. *A tutorial on clustering algorithms*. Disponível em: <http://home.dei.polimi.it/matteucc/Clustering/tutorial_html/index.html>

Medeiros, P.R.P.; Knoppers, B.A.; dos Santos Junior, R.C.; de Souza, W.F.L., 2007. Aporte fluvial e dispersão de matéria particulada em suspensão na zona costeira do rio São Francisco (SE/AL). *Geochimica Brasiliensis* 21 (2): 212-231.

Miller, R.L.; Kahn, J.S., 1962. *Statistical analysis in the geological sciences*. John Wiley and Sons Inc, New York, London, 483 pp.

Milne, G.A.; Long, A.J.; Bassett, S.E., 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews* 24: 1183-1202.

Miranda, L.B.; Castro, B.M.; Kjerfve, B., 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. Editora Universidade de São Paulo, São Paulo, 414 pp.

Mitrovica, J.X.; Milne, G.A., 2002. On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins. *Quaternary Science Reviews* 21: 2179-2190.

MME, 1983. *Projeto RADAMBRASIL, Programa de Integração Nacional, Levantamento de Recursos Minerais*, v. 30, Folhas SC24/25 - Aracaju/Recife. Ministério de Minas e Energia, Rio de Janeiro, 356 pp.

MME, 2004. *Programa Geologia do Brasil*, Folha SC24 - Aracaju. Ministério de Minas e Energia/ Secretaria de Minas e Metalurgia/CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

Moore, D.G.; Curray, J.R., 1964. Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: discussion. *Geological Society of America Bulletin* 75: 1267-1273.

Morales, J.A., 1997. Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana River delta (S. W. Spain-Portugal). *Marine Geology* 138: 127–148.

Morgan, J.P., 1970. Depositional processes and products in the deltaic environment. In: Morgan, J.P. (ed.), Deltaic sedimentation modern and ancient, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 15: 31–47.

Nakada, M.; Lambeck, K., 1987. Global rebound and relative sea-level variations: a new appraisal. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 90: 171-224.

Nakada, M.; Lambeck, K., 1989. Late Pleistocene and Holocene sea-level change in the Australian region and mantle rheology. *Geophysical Journal* 96: 497-517.

Nelson, B.W., 1970. Hydrography, sediment dispersal, and recent historical development of the Po River delta, Italy. In: Morgan, J.P. (ed.), Deltaic sedimentation modern and ancient. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 15: 152–184.

Neto, O.P.A.C.; Souza-Lima, W.; Cruz, F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15 (2): 405-415.

Nimer, E., 1989. *Climatologia do Brasil*. IBGE/Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2ª Edição, Rio de Janeiro, 422 pp.

Nittrouer, C.A.; Kuehl, S.A.; DeMaster, D.J.; Kowsmann, R.O., 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geological Society of American Bulletin* 97: 444-458.

Oomkens, E., 1974. Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger Delta complex. *Sedimentology* 21: 195-222.

Orton, G.J.; Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40: 475–512.

Panin, N.; Jipa, D., 2002. Danube River sediment input and its interaction with the north-western Black Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54: 551-562.

Peltier, W.R.; Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25: 3322-3337.

Ponte, F.C., 1969. Estudo morfo-estrutural da bacia Alagoas-Sergipe. *Boletim Técnico da Petrobrás* 12 (4): 439-474.

Porebski, S.J.; Steel, R.J., 2006. Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research* 76: 390-403.

Pranzini, E., 2001. Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany (Italy). *Geomorphology* 38: 125-132.

Reimer, P.J.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Bertrand, C.J.H.; Blackwell, P.G.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Cutler, K.B.; Damon, P.E.; Edwards, R.L.; Fairbanks, R.G.; Friedrich, M.; Guilderson, T.P.; Hogg, A. G.; Hughen, K.A.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; Manning, S.W.; Ramsey, C.B.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J.R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F.W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E., 2004. INTCAL04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1029-1058.

Sánchez-Arcilla, A.; Jiménez, J.A., 1997. Physical impacts of climatic change on deltaic coastal systems (I): an approach. *Climatic Change* 35: 71–93.

Sánchez-Arcilla, A.; Jiménez, J.A.; Valdemoro, H.I., 1998. The Ebro delta: morphodynamics and vulnerability. *Journal of Coastal Research* 14 (3): 754–772.

- Sestini, G., 1993. Nile Delta: a review of depositional environments and geological history. In: Whateley, M.K.G.; Pickering, K.T. (eds.), *Deltas, sites and traps for fossil fuels*. Geological Society Special Publication Classics, p. 99–127.
- Short, A.D., 1979. Three dimensional beach-stage model. *Journal of Geology* 87: 553-571.
- Somoza, L.; Barnolas, A.; Arasa, A.; Maestro, A.; Rees, J.G.; Hernandez-Molina, F.J., 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology* 117: 11-32.
- Sonu, C.J.; Van Beek, J.L., 1971. Systematic beach changes on the Outer Banks, North Carolina. *Journal of Geology* 79: 416-425.
- Souza, W.F.L.; Knoppers, B., 2003. Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. *Geochimica Brasiliensis* 17 (1): 57-74.
- Souza-Lima, W.; Andrade, E.J.; Bengtson, P.; Galm, P.C., 2002. *A bacia de Sergipe-Alagoas, evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil*. Fundação Paleontológica Phoenix, Aracaju, 34 pp..
- Souza-Lima, W., 2006. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas, introdução. *Fundação Paleontológica Phoenix*, Ano 8, n. 89 (maio 2006). Aracaju.
- Stanley, D.J.; Warne, A.G., 1993. Nile Delta: recent geological evolution and human impact. *Science* 260: 628–634.
- Stanley, D.J.; Warne, A.G., 1994. Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science* 265: 228-231.
- Stanley, D.J.; Warne, A.G., 1998. Nile Delta in its destruction phase. *Journal of Coastal Research* 14 (3): 794-825.

Strahler, A.N., 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 63: 923-938.

Stramma, L.; Schott, F., 1999. The mean flow of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II* 46: 279-303.

Suguio, K.; Martin, L., 1981. Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast. *Geo-Marine Letters* 1: 181–185.

Suguio, K.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L., 1982. Evolução da planície costeira do Rio Doce durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, p. 93–116.

Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J. M. L.; Flexor, J.-M.; Azevedo, A.E.G., 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências* 15: 273-286.

Summerhayes, C.P.; Coutinho, P.N.; França, A.M.C.; Ellis, J.P., 1975. Part III - Salvador to Fortaleza Northeastern Brazil. In: Milliman, J.D.; Summerhayes, C.P. (eds), Upper continental margin sedimentation off Brazil. *Contributions to Sedimentology* 4. E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 175 pp.

Summerhayes, C.P.; Fainstein, R.; Ellis, J.P., 1976. Continental margin off Sergipe and Alagoas, northeastern Brazil: a reconnaissance geophysical study of morphology and structure. *Marine Geology* 20: 345-361.

Summerhayes, C.P.; Sestini, G.; Misdorp, R.; Marks, N., 1978. Nile delta: nature and evolution of continental shelf sediments. *Marine Geology* 27: 43–65.

Ta, T.K.O.; Nguyen, V.L.; Tateishi, M.; Kobayashi, I.; Saito, Y.; Nakamura, T., 2002. Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sedimentary Geology* 152: 313-325.

- Tamura, T.; Saito, Y.; Sieng, S.; Ben, B.; Kong, M.; Sim, I.; Choup, S.; Akiba, F., 2009. Initiation of the Mekong River delta at 8 ka: evidence from the sedimentary succession in the Cambodian lowland. *Quaternary Science Reviews* 28: 327-344.
- Tanabe, S.; Saito, Y.; Vu, Q.L.; Hanebuth, T.J.J.; Ngo, Q.N.; Kitamura, A., 2006. Holocene evolution of the Song Hong (Red River) delta system, northern Vietnam. *Sedimentary Geology* 187: 29-61.
- Törnqvist, T.E.; González, J.L.; Newsom, L.A.; Van der Borg, K.; De Jong, A.F.M.; Kurnik, C.W., 2004. Deciphering Holocene sea-level history on the U.S. Gulf Coast: a high-resolution record from the Mississippi Delta. *Geological Society of America Bulletin* 116: 1026–1039.
- Touzani, A.; Giresse, P., 2002. The Rhône River prodelta: short-term (10^0 – 10^3 year) sedimentation patterns and human impact. *Journal of Coastal Research* 18 (1): 102–117.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S.; Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *SEPM Special Publication* 42: 39-45.
- Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, R.M.; Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concept for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods in Exploration Series 7*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 55 pp.
- Von Bertalanffy, L., 1950. The theory of open systems in physics and biology. *Science* 111 (2872): 23-29.
- Von Bertalanffy, L., 1969. *General system theory*. George Braziller, New York.
- Walker, R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G.; James, N.P. (eds), *Facies models - response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 1–14.

Wetzel, A., 1993. The transfer of river load to deep-sea fans: a quantitative approach. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77 (10): 1679-1692.

Wikipedia, 2009. *Cluster Analysis*. Disponível em: <http://en.wikipedia.org/wiki/Cluster_analysis>

Wright, L.D.; Coleman, J.M., 1972. River delta morphology: wave climate and the role of the subaqueous profile. *Science* 176: 282–284.

Wright, L.D.; Coleman, J.M., 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean waves and river discharge regimes. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57 (2): 370-398.

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

Zaitlin, B.A.; Dalrymple, R.W.; Boyd, R., 1994. The Stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes. In: Dalrymple, R.W.; Boyd, R.; Zaitlin, B.A. (eds.), *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*, *SEPM Special Publication* 51: 44-60.

Zenkovich, V.P., 1967. *Processes of coastal development*. Oliver e Boyd.