



Geopetro



**ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS SISTEMAS
DELTAICOS DO GRUPO ILHAS NA BACIA DO TUCANO CENTRAL - BA**

Porto Alegre, 2013

JOÃO PEDRO FORMOLO FERRONATTO

**ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS SISTEMAS
DELTAICOS DO GRUPO ILHAS NA BACIA DO TUCANO CENTRAL – BA**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina. Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Supervisor: Geól. Olavo Collares Poester

Porto Alegre, 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Ferronato, João Pedro Formolo

Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos sistemas deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central - BA. / João Pedro Formolo Ferronato. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013. [77 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso). - universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Bacia do Tucano Central. 2. Sistemas deltaicos. 3. Arquitetura de fácies. 4. Evolução estratigráfica. I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Veleida Ana Blank CRB 10/571

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves,
9500 - Porto Alegre - RS - Brasil
CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.
Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337
E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS SISTEMAS DELTAICOS DO GRUPO ILHAS NA BACIA DO TUCANO CENTRAL - BA**” elaborado por João Pedro Formolo Ferronato, como requisito parcial para obtenção de grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Karin Goldberg

Prof. Dr. Juliano Kuchle

Prof. Dr. Anderson José Maraschin

Resumo

A Bacia do Tucano Central, localizada na porção nordeste do estado da Bahia, consiste em um meio-gráben alongado norte-sul, com falha de borda na parte leste. O presente trabalho tem por objetivo a caracterização sedimentológica e estratigráfica detalhada dos depósitos deltaicos do Grupo Ilhas, acumulados durante a fase rifte. A partir de levantamentos colunares, elaboração de fotomosaicos e a análise de paleocorrentes, foram identificadas para o intervalo estudado doze litofácies, que podem ser agrupadas em três associações de fácies: prodelta, frente deltaica, proximal e distal, e planície deltaica. Através da interpretação e composição dos afloramentos estudados foi elaborado um perfil colunar composto, onde foi possível identificar parassequências com bases abruptas ou gradacionais, indicando que esses deltas se formaram tanto em contexto de regressão normal quanto de regressão forçada. Observando o empilhamento das parassequências é possível dizer que a base do Grupo Ilhas apresenta padrão retrogradacional, indicando um contexto de clímax de rifte. A porção superior, por sua vez, é caracterizada por um padrão progradacional, configurando o trato tectônico de final de rifte. As medidas de paleocorrentes apresentam vetor médio S-SE. Este padrão de paleocorrentes indica o desenvolvimento de sistemas deltaicos oriundos tanto da borda flexural, quanto orientados axialmente ao meio-gráben.

Palavras-Chave: Bacia do Tucano Central, Grupo Ilhas, sistemas deltaicos, arquitetura de fácies, evolução estratigráfica

Abstract

The Tucano Central Basin, located in the northeastern portion of the state of Bahia, consist of a N-S elongated half-graben, showing the faulted border in the eastern part. The present work aims at detailed sedimentological and stratigraphic characterization of Ilhas Group deltaic deposits, accumulated during the rift phase. From columnar log, preparation of photomosaics and paleocurrent analysis, were identified twelve lithofacies, which can be grouped into three facies associations: prodelta, proximal to distal delta front and deltaic plain. Through the interpretation and composition of the studied outcrops it was elaborated a compound vertical log, where it was possible to identify gradual or sharp-based parasequence, indicating that these deltas was formed both in the context of normal and forced regression. The base of the Ilhas Group shows a parasequence retrogradational stacking pattern, indicating a context of rift climax. The upper portion in turn, is characterized by a parasequence progradational stacking pattern, setting the end of the rift phase. The paleocurrent data indicate mean vector to S-SE. This paleocurent pattern suggest a deltaic systems feed from flexural and axial margin of the half graben.

Key-words: Tucano Central Basin, Ilhas Group, deltaic sistemas, facies architecture, stratigraphic evolution

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1. Mapa de localização da área estudada e o local dos afloramentos.....</i>	<i>15</i>
<i>Figura 2. Delta e suas subdivisões, topset, foreset e bottomset, e na lateral esquerda um perfil colunar esquemático (modificado de Scruton, 1960). Retirado de Bhattacharya (2003).</i>	<i>17</i>
<i>Figura 3. Bloco diagrama de um delta dominado por rio, com suas associações de fácies (Battacharya, 2010).....</i>	<i>17</i>
<i>Figura 4. Classificação tripartite de Galloway (1975), onde estão plotados os seis tipos de deltas de Coleman & Wright (1975), extraído e modificado de Bhattacharya (2010).</i>	<i>18</i>
<i>Figura 5. Tabela de classificação de deltas, Postma (1990).</i>	<i>19</i>
<i>Figura 6. Diagrama de classificação de deltas conforme o seu sistema alimentador (Extraído de McPherson et al., 1987).</i>	<i>20</i>
<i>Figura 7. Diferentes padrões de empilhamento de acordo com o aporte sedimentar e o espaço de acomodação. Modificado de Van Wagoner, retirado de Postma (1990).</i>	<i>21</i>
<i>Figura 8. Geologia regional e arcabouço tectônico do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá, exemplificando o forte controle das estruturas do embasamento. As áreas clareadas das bacias são os principais depocentros (modificado de Milani, 1987).</i>	<i>23</i>
<i>Figura 9. Compartimentação tectônica do embasamento do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Modificado de Kosin, 2009.....</i>	<i>24</i>
<i>Figura 10. Carta estratigráfica da Bacia do Tucano Sul e Central. Extraído de Costa et al. (2007).</i>	<i>27</i>
<i>Figura 11. Imagem sendo trabalhada no Global Mapper.</i>	<i>34</i>
<i>Figura 12. Confecção de mapa no ArcGis.</i>	<i>35</i>
<i>Figura 13. Modelo de seção colunar utilizado em campo.</i>	<i>37</i>
<i>Figura 14. Classificação granulométrica segundo Wentworth (1922).</i>	<i>38</i>
<i>Figura 15. Índice de esfericidade e arredondamento dos grãos. (Powers, 1953).</i>	<i>39</i>
<i>Figura 16. Diagramas esquemáticos mostrando a causa da distorção gerada quando um afloramento tem sua face inclinada. As linhas paralelas representam linhas verticais na face do afloramento e a linha tracejada é uma reta horizontal. Na parte superior da foto há uma distorção porque o campo de visão da câmera aumenta com a distância da câmera. Quanto a posição da câmera em relação ao afloramento, o desenho "a" mostra um caso sem distorção, enquanto "b" e "c" mostram distorções geradas quando o afloramento é muito grande em relação à distância da câmera até o afloramento e quando há uma inclinação na face do afloramento, respectivamente. Modificado de Wizevich, 1991.....</i>	<i>42</i>
<i>Figura 17. Fotografias das litofácies encontradas em campo. No canto superior esquerdo de cada fotografia está o código de fácies.</i>	<i>46</i>
<i>Figura 18. Fotografias das litofácies encontradas em campo. No canto superior esquerdo de cada fotografia está o código de fácies.</i>	<i>47</i>

- Figura 19. Fotografia das laminações convolutas. A e B as estruturas deposicionais estão totalmente convolutas. Na fotografia C é possível identificar a estratificação cruzada tangencial, com convolutas no topo. Na fotografia D aparecem cruzadas de marcas onduladas deformadas..... 48
- Figura 20. Fotografia das dobras recumbentes..... 49
- Figura 21. Estruturas de carga no contato arenito/pelito (A e B) e arenito/arenito (B). Na fotografia; (A) A estrutura de carga é mais penetrativa enquanto que na (B) ocorre como uma ondulação suave..... 49
- Figura 22. Nessa foto é possível ver o dique cortando e deformando uma camada de arenito com cruzadas tangenciais. Na base dele, logo acima do martelo aparecem laminações convolutas que vão ficando incipientes para o topo..... 50
- Figura 23. Figura ilustrativa da Associação de Fácies de Prodelta. (A) Perfil colunar do ponto 3327. Fotografia (B) e fotomosaico (C) do prodelta em afloramento. (D) Fotomosaico C interpretado. Nessas imagens é possível ver o grande predomínio de sedimentação fina, com episódica deposição de fração areia..... 53
- Figura 24. Diagrama de paleocorrentes da associação de fácies de prodelta..... 54
- Figura 25. Figura ilustrativa da Frente Deltaica. (A) Perfil colunar (3307) de Frente Deltaica Distal. (B) Perfil colunar (3330) de Frente Deltaica Proximal. (C e D) Fotomosaico interpretado. Nesse fotomosaico é possível observar a transição da frente distal (intercalação de arenito pelito no meio do mosaico) para proximal, camada métrica de arenito. Essa transição representa uma progradação deltaica. Nesse caso, as clinofórmulas deltaicas migram de Norte para Sul..... 56
- Figura 26. Diagrama de roseta com as medidas de paleocorrentes da Frente Deltaica. 57
- Figura 27. (A) Figura ilustrando um pedaço do perfil colunar 3319, representativo da Planície Deltaica. B e C mostram pacotes conglomeráticos que compõem essa associação de fácies..... 58
- Figura 28. Diagrama de roseta com as medidas de paleocorrentes da Planície Deltaica. ... 59
- Figura 29. Diagrama de roseta com as medidas de paleocorrentes do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central..... 61
- Figura 30. (A) Lago Malawi, Rifte do Leste Africano, Modelo análogo ao Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central; (B) Zoom da figura A; (C) Deltas axiais ao eixo da bacia; (D) Deltas da margem flexural da bacia. 62
- Figura 31. Figura ilustrando os diferentes tipos de empilhamentos de parassequências e a razão entre a taxa de deposição e acomodação de cada padrão (Van Wagoner et al., 1988). 63
- Figura 32. (A) Perfil colunar do ponto 3314. (B) Intervalo do perfil onde ocorreu uma regressão forçada, colocando arenitos de Frente Proximal sobre pelitos de Prodelta. (C) Contato gradacional do Prodelta com a Frente Deltaica Distal. Os modelos ao lado do perfil ilustram as situações de cada tipo de regressão (Modificado de Catuneanu et al., 2008). .. 64

- Figura 33. Perfil composto do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central. Os números dos perfis utilizados estão representados ao lado. (A) Perfil composto condensado ilustrando os padrões de empilhamento e as principais associações de fácies. 67*
- Figura 34. Blocos diagramas representando a paleogeografia nos diferentes tratos tectônicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central. 69*

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 1. Parte do código de fácies proposto por Miall (1996).</i>	<i>40</i>
<i>Tabela 2. Litofácies do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central.</i>	<i>45</i>
<i>Tabela 3. Características que influenciam na susceptibilidade a liquefação. Modificado de Owen & Moretti (2011)</i>	<i>51</i>

SUMÁRIO

<u>1.</u>	<u>INTRODUÇÃO</u>	13
1.1.	OBJETIVO E METAS	14
1.2.	LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA	14
<u>2.</u>	<u>ESTADO DA ARTE</u>	16
2.1.	DELTAS	16
2.2.	CLASSIFICAÇÕES DE DELTAS	18
2.3.	DELTAS EM BACIAS RIFTE	20
<u>3.</u>	<u>GEOLOGIA REGIONAL</u>	22
3.1.	ARCABOUÇO ESTRUTURAL	22
3.2.	ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO TUCANO CENTRAL	24
<u>4.</u>	<u>EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE BACIAS RIFTE</u>	28
4.1.	PARÂMETROS CONTROLADORES	28
4.2.	MODELOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS DE EVOLUÇÃO DE BACIAS RIFTE	29
<u>5.</u>	<u>METODOLOGIA</u>	33
5.1.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
5.2.	PRÉ-CAMPO	33
5.2.1.	FOTOANÁLISE	33
5.2.2.	IMAGENS DE RADAR SRTM (SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION)	34
5.2.3.	MAPAS	35
5.3.	CAMPO	35
5.3.1.	PERFIS COLUNARES	36
5.3.2.	ANÁLISE FACIOLÓGICA	38
5.3.3.	MEDIDAS DE PALEOCORRENTES	41

5.3.4.	FOTOMOSAICO	41
5.4.	PÓS-CAMPO	42
6.	<u>RESULTADO E DISCUSSÕES</u>	44
6.1.	LITOFÁCIES DEPOSICIONAIS	44
6.1.1.	ESTRUTURAS DEFORMACIONAIS	47
6.2.	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	52
6.2.1.	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PRODELTA	52
6.2.2.	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE FRENTE DELTAICA	54
6.2.3.	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLANÍCIE DELTAICA	57
6.3.	MODELO DEPOSICIONAL	59
6.4.	PARASSEQUÊNCIAS DELTAICAS: REGRESSÃO NORMAL E FORÇADA	63
6.5.	EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO ILHAS NA BACIA DO TUCANO CENTRAL	65
7.	<u>CONCLUSÕES</u>	70
8.	<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	72
9.	<u>ANEXOS</u>	77

1. INTRODUÇÃO

As bacias do tipo rifte apresentam uma história evolutiva complexa, caracterizada por diferentes tratos de sistemas tectônicos desenvolvidos em estágios distintos do rifteamento. Estes tratos tectônicos são marcados por diferentes padrões de empilhamento que respondem a variações na razão entre as taxas de subsidência e de aporte sedimentar. Apesar de existirem diferentes modelos estratigráficos conceituais de bacias rifte (e.g. Prosser, 1993; Bosence, 1998), existem poucos estudos de caso ilustrando a evolução estratigráfica, principalmente no que se refere aos padrões de preenchimento de meio-grábens durante a fase de clímax e final do rifte. A bacia do Tucano Central apresenta excelentes afloramentos que permitem uma reconstrução paleoambiental e estratigráfica de sistemas deltaicos associados à meio-grábens.

Os depósitos deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central se depositaram em um meio-gráben alongado N-S com borda falhada a leste. Pode-se trabalhar com duas hipóteses de proveniência de sedimentos: (1) são provenientes da borda flexural e apresentam paleocorrentes para Leste ou (2) o aporte de sedimento é da borda axial, e registram paleocorrentes para Sul. Além disso, dúvidas ainda persistem sobre a estruturação estratigráfica do Grupo Ilhas. Os sedimentos deste grupo foram acumulados exclusivamente no trato de clímax de rifte ou representam também o estágio de final de rifte? O padrão de abastecimento flúvio/ deltaico (axial x flexural) se manteve ao longo do tempo ou sofreu modificações?

Até o presente momento existem poucos trabalhos buscando a reconstrução paleoambiental e o entendimento da evolução estratigráfica dos sistemas deltaicos

do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central. Com uma análise estratigráfica de alta resolução será possível entender a arquitetura estratigráfica e assim gerar um modelo deposicional de como se distribuíam esses deltas ao longo do tempo.

1.1. Objetivo e Metas

Este projeto, inserido em um projeto maior (Evolução Estratigráfica da seção Juro-Neocomiana das Bacias de Tucano, Jatobá, Araripe e Paraná-Pelotas, e integração com a Margem Africana – PETROBRAS/UFRGS), teve como objetivo principal a reconstrução da arquitetura de fácies e da estruturação estratigráfica dos depósitos deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central.

Como objetivos específicos destacam-se:

- Definição de fácies, associação de fácies, padrões de paleocorrentes e modelo deposicional;
- Identificar padrões de empilhamento das associações de fácies ao longo da deposição destes deltas;
- Identificação dos padrões de empilhamento e definição do(s) trato(s) de sistemas tectônicos do intervalo estudado;
- Reconstrução paleogeográfica dos depósitos deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central.

1.2. Localização Geográfica

O projeto foi realizado na Bacia do Tucano Central, localizada na parte Nordeste do estado da Bahia, Brasil. Os afloramentos situam-se principalmente na porção oeste da bacia, e ao longo da BR-116, entre os municípios de Euclides da Cunha e Tucano e a Nordeste de Euclides da Cunha. Também foi utilizado um único perfil na porção Nordeste da bacia, na BR-110 próximo à cidade de Jeremoabo (Figura 1).

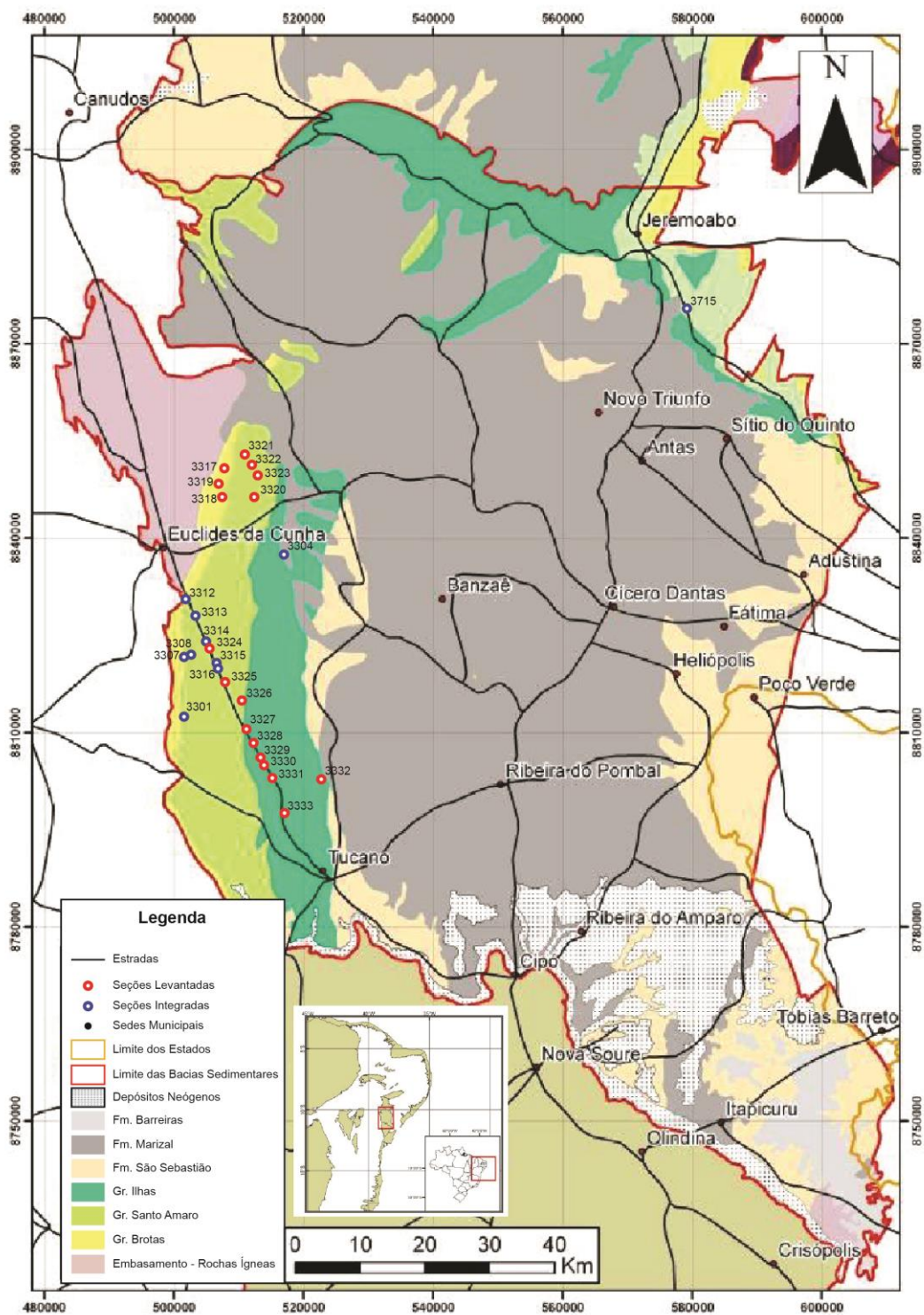


Figura 1. Mapa de localização da área estudada e o local dos afloramentos.

2. ESTADO DA ARTE

Neste capítulo será abordada uma breve revisão conceitual envolvendo a caracterização dos aspectos sedimentológicos e estratigráficos de deltas, classificação dos mesmos a partir do mecanismo controlador e por último uma discussão de deltas em contexto de Bacias Rifte.

2.1. Deltas

O nome “delta” foi inferido primordialmente por Heródoto no século X, quando ele observou que a planície do Rio Nilo apresentava a forma da letra grega Δ (Bhattacharya, 2003).

Deltas são definidos como uma saliência na linha de costa causada pela inserção do sistema fluvial em um ambiente de mais baixa energia (oceano, lago, laguna), em um contexto onde o suprimento de sedimento é maior do que a capacidade da bacia em redistribuí-lo (Bhattacharya, 2003). À medida que o sedimento deposita na linha de costa ocorre uma regressão. A principal característica de depósitos deltaicos é que eles sempre são granocrescentes ascendentes (progradantes), formando parassequências, onde os ambientes mais proximais estão sobre os distais. O empilhamento destas parassequências podem gerar padrões retrogradantes ou progradantes, que estão relacionados com a taxa de geração de espaço de acomodação e aporte sedimentar.

O primeiro estudo sobre paleodeltas foi feito por Gilbert (1885), que trabalhou com deltas cascalhosos no Lago Bonneville, Utah, USA. Este autor

separou os lobos deltaicos em três segmentos: *topset*, *foreset* e *bottomset* (Figura 2) (Bhattacharya, 2003).

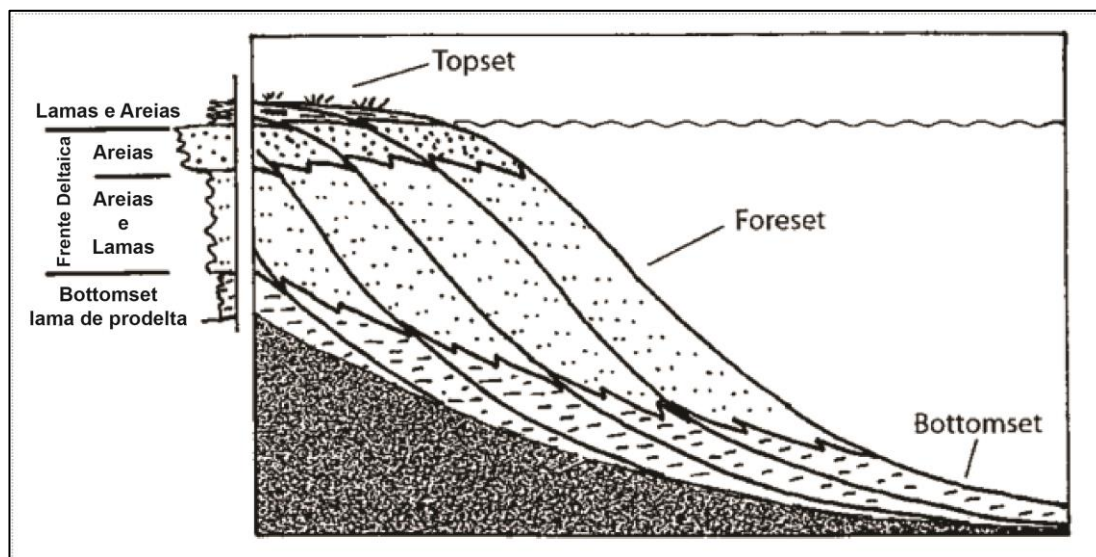


Figura 2. Delta e suas subdivisões, topset, foreset e bottomset, e na lateral esquerda um perfil colunar esquemático (modificado de Scruton, 1960). Retirado de Bhattacharya (2003).

Nos dias atuais um lobo deltaico é subdividido em três partes distintas, planície deltaica, frente deltaica e prodelta (Figura 3), que são correlacionados com *topset*, *foreset* e *bottomset* (Gilbert, 1885) respectivamente.

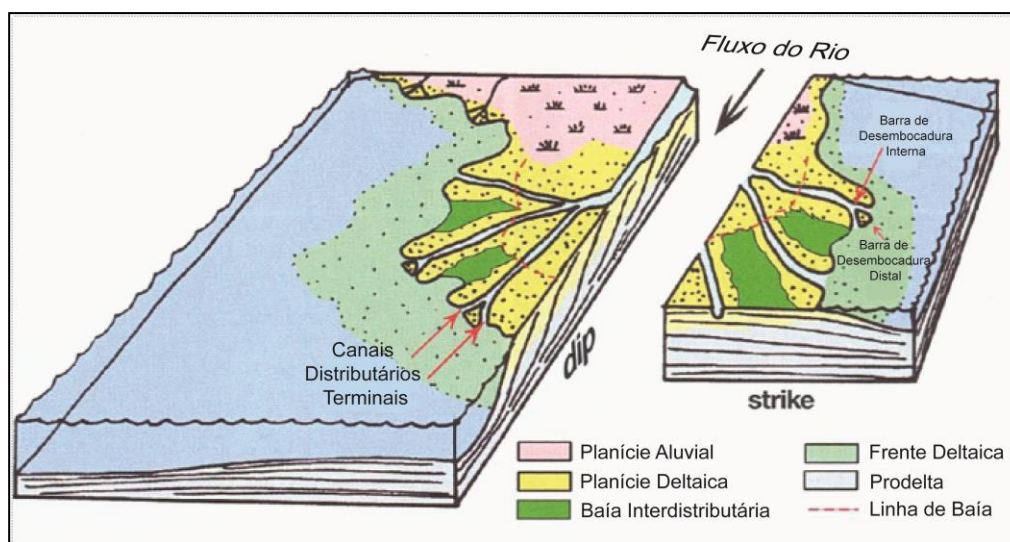


Figura 3. Bloco diagrama de um delta dominado por rio, com suas associações de fácies (Bhattacharya, 2010).

A planície deltaica é dominada por canais fluviais (entrelaçados e/ou meandantes) e os depósitos externos aos canais (*overbank*), como planícies de

inundação, *crevasse splay*, canais abandonados. A frente deltaica é posicionada onde o rio encontra o corpo d'água, desacelera e deposita sedimentos, podendo ser dividida em proximal e distal. Na parte proximal o sedimento predominante é areia, enquanto na frente deltaica distal ocorre uma interdigitação de arenitos e pelitos. O ambiente mais distal é o pro-delta onde domina sedimentos finos (silte e argila). Sendo assim, pode-se afirmar que a planície deltaica representa a parte subaérea e a frente deltaica e prodelta a extensão subaquosa de um delta.

2.2. Classificações de Deltas

Para a classificação de deltas Galloway (1975) produziu um diagrama com três vértices, onde em cada vértice é representado por um dos mecanismos que controlam o desenvolvimento de um delta (rio, maré e onda), dentro deste diagrama aparecem subdivisões onde estão inseridos a maioria dos deltas (Figura 4). Em 1993, Orton e Reading modificaram a classificação de Galloway (1975), e incluíram a esta classificação a granulometria do sedimento.

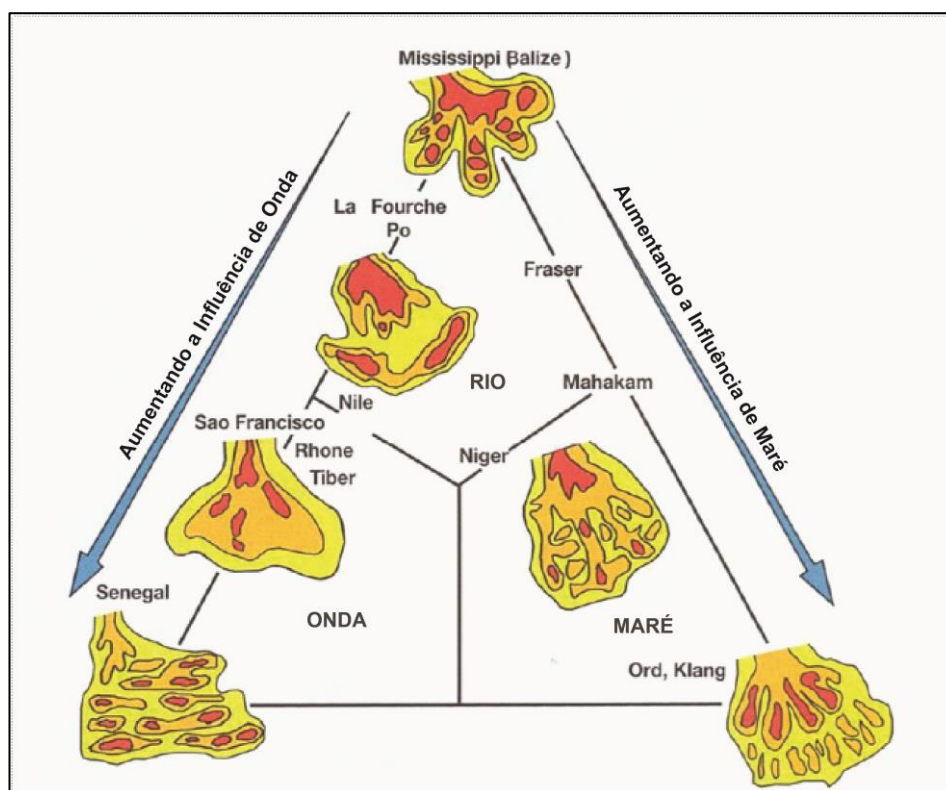


Figura 4. Classificação tripartite de Galloway (1975), onde estão plotados os seis tipos de deltas de Coleman & Wright (1975), extraído e modificado de Bhattacharya (2010).

Postman (1990) apresenta uma classificação diferente das citadas anteriormente. É baseada no tipo de sistema alimentador e profundidade da lâmina d'água (Figura 5). Nessa classificação, os deltas podem ser de águas rasas ou profundas e alimentados por quatro tipos diferentes de sistemas fluviais. O Tipo A é geralmente dominado por cascalho, apresenta um gradiente bastante íngreme (alguns graus até 20-30° em casos extremos). Esse tipo de sistema é comumente efêmero e inconfinado, ocorrendo normalmente em escarpas de falha. O Tipo B é frequentemente cascalhoso, com gradiente de aproximadamente 0,4°. Já o Tipo C são sistemas aluviais cascalhosos a arenosos, relativamente estáveis, com gradiente moderado. São caracterizados por um ponto de aporte sedimentar bem definido. O Tipo D apresenta um baixo gradiente, com sistemas aluviais espaçados com canais bem estabelecidos.

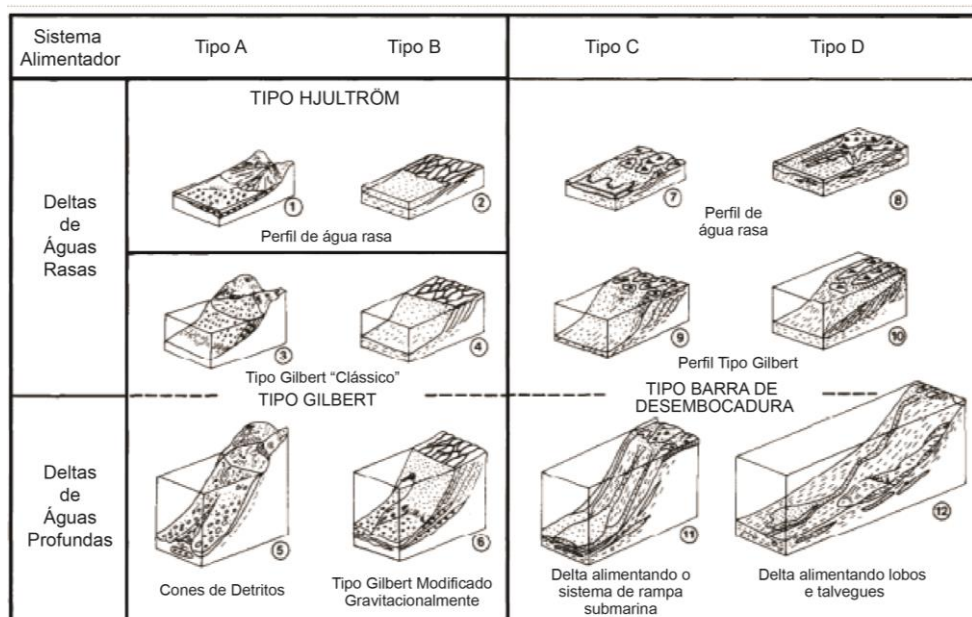


Figura 5. Tabela de classificação de deltas, Postma (1990).

No trabalho de McPherson 1987 os deltas são classificados como deltas de granulometria grossa (fan-deltas e deltas entrelaçados) e deltas de granulometria fina (deltas comuns). Essa classificação é baseada nos padrões de canais distributários e a sua estabilidade, carga de sedimentos e granulometria, gradiente de fluxo e velocidade, distância da fonte (Figura 6).

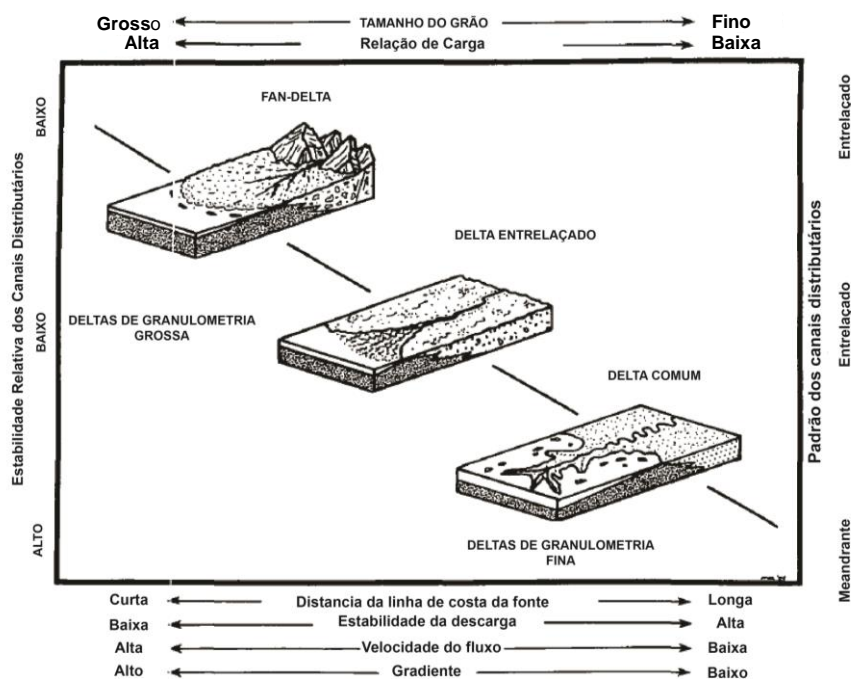


Figura 6. Diagrama de classificação de deltas conforme o seu sistema alimentador (Extraído de McPherson et al., 1987).

2.3. Deltas em Bacias Rifte

Sistemas deltaicos em um contexto Rifte, que é o caso do Grupo Ilhas, apresentam padrões de empilhamento das parassequências distintos conforme o estágio de desenvolvimento do rifte, Prosser (1993), Bosence (1998), Gawthorpe & Leeder (2000), Martins-Neto & Catuneanu (2010) e Kuchle & Scherer (2010) propõem modelos tectono-estratigráficos de evolução de bacias rifte. Esse padrão é gerado principalmente por duas variáveis, a taxa de subsidência e o aporte sedimentar (Figura 7). No período onde ocorre uma alta taxa de subsidência, devido à conexão lateral e aumento do rejeito vertical das falhas, desenvolve-se um padrão de empilhamento retrogradacional. Por sua vez, quando a subsidência cessa ou diminui, um padrão progradacional se estabelece, até ocorrer o total preenchimento da bacia.

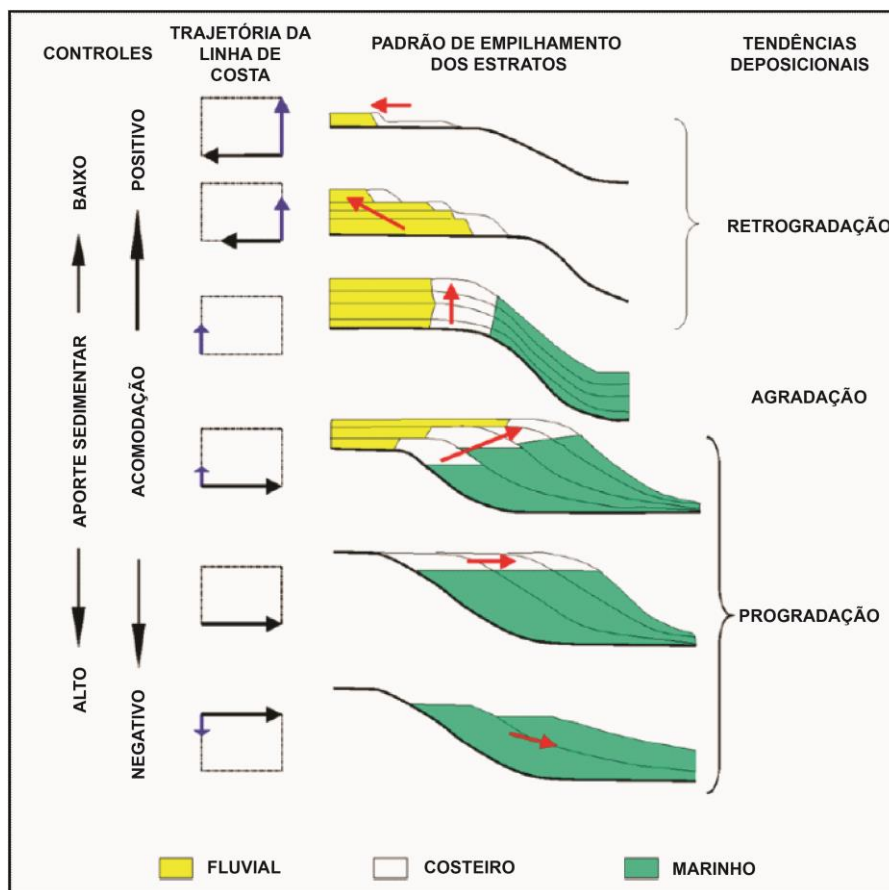


Figura 7. Diferentes padrões de empilhamento de acordo com o aporte sedimentar e o espaço de acomodação. Modificado de Van Wagoner, retirado de Postma (1990).

Os deltas em sistemas rifte se formam na borda falhada, flexural e axial do meio-gráben, sendo os sedimentos dos deltas da borda falhada mais grossos e da borda axial os mais finos. Devido ao escarpamento da borda de falha e a grande diferença de batimetria nessa zona, vão ser formados deltas isolados em formato de leques e cunha, com uma pequena extensão lateral. Na borda flexural os deltas apresentam uma maior dispersão, tendendo a amalgamar e desenvolver formato de cunha a lençol. Por sua vez, os deltas localizados axialmente ao meio-gráben são mais confinados, gerando um padrão de empilhamento adjacente a borda falhada (Gawthorpe & Colella, 1990).

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Arcabouço Estrutural

A Bacia do Tucano Central representa uma subdivisão da Bacia do Tucano, que faz parte do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 8). Esse conjunto de bacias está situado na Região Nordeste do Brasil, e cobre parte dos estados da Bahia, Sergipe e Pernambuco, ocupando uma área de aproximadamente 45.000 km², sendo cerca de 450 km de comprimento por 100 km de largura. Estruturalmente é um sistema de meio-grábens assimétricos, desconectados e limitados por zonas de transferências oblíquas (Milani, 1987). Possui uma direção alongada preferencial Norte-Sul com uma forte deflexão Leste-Nordeste no seu extremo norte (Bacia de Jatobá). Esses meio-grábens possuem uma cunha de sedimentos sintectônicos que espessam em direção à borda de maior rejeito (borda falhada) (Santos *et.al*, 1990), sendo do Recôncavo até Tucano Central a borda leste e a partir do Arco de Vaza-Barris, ocorre uma inversão de polaridade e a borda falhada passa a ser a oeste (Bacias de Tucano Norte e Jatobá). O sistema de bacias sedimentares Recôncavo-Tucano-Jatobá é interpretada como um braço abortado relacionado à tectônica extensiva que afetou o paleocontinente Gondwana durante o Eocretáceo (Neocomiano), sendo interrompida nesta região no Eoaptiano.

O Sistema Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá instalou-se no limite entre dois crátons, o São Francisco e o Borborema, e apresentam como embasamento

uma grande diversidade de litotipos incluindo rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, polideformadas e metamorizadas em diferentes graus, com idades do Arqueano ao início do Fanerozóico (Kosin, 2009). Esses terrenos apresentam uma grande complexidade litológica e estrutural (Figura 9). A abertura deste sistema rifte foi fortemente controlada pela estruturação das províncias São Francisco e Borborema (Magnavita, 1992). Segundo Santos *et al*, 1990, existe uma concordância dos principais sistemas de falhamento do rifte com elementos estruturais do embasamento.

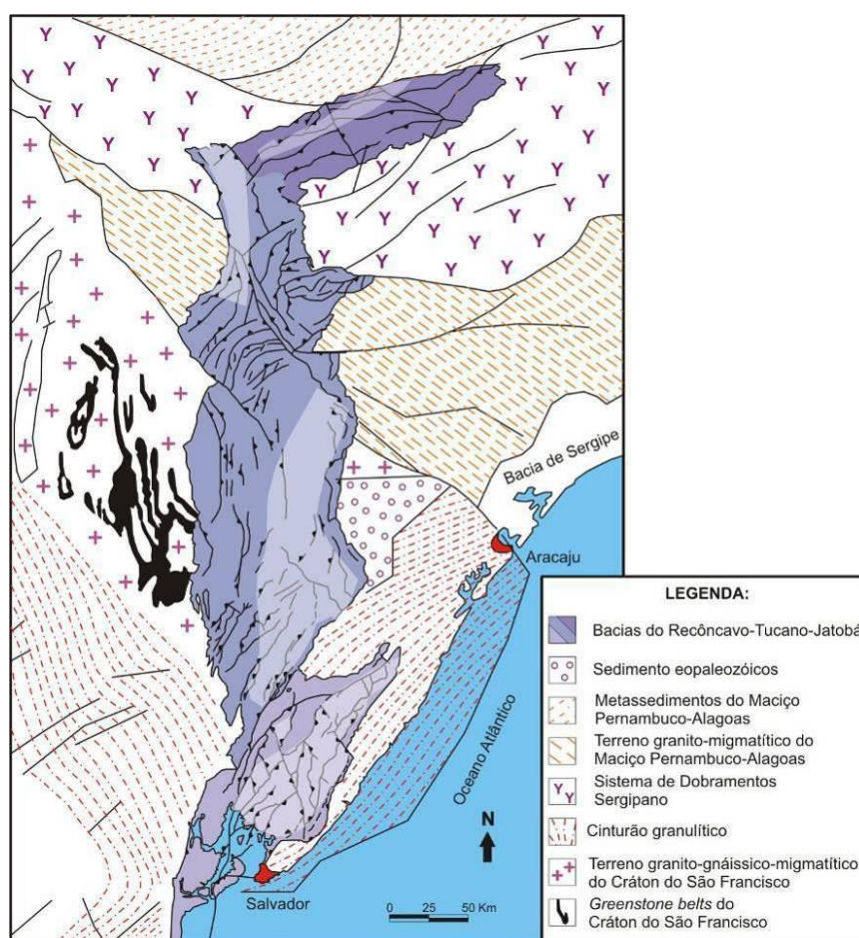


Figura 8. Geologia regional e arcabouço tectônico do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá, exemplificando o forte controle das estruturas do embasamento. As áreas clareadas das bacias são os principais depocentros (modificado de Milani, 1987).

A Bacia do Tucano Central localiza-se no Nordeste do estado da Bahia, abrangendo uma área de cerca de 14.700 km². Apresenta uma disposição alongada com direção N-S. É um meio-gráben com borda falhada a Leste, limitada a Sul pela Falha do Itapicuru e a norte pelo Arco de Vaza-Barris (zonas de transferências relacionadas aos esforços extencionais do rifteamento) (Figura 9). No seu

depocentro, junto à borda falhada, a bacia apresenta uma espessura de sedimentos de aproximadamente 16.800 m (Costa *et al*, 2007).

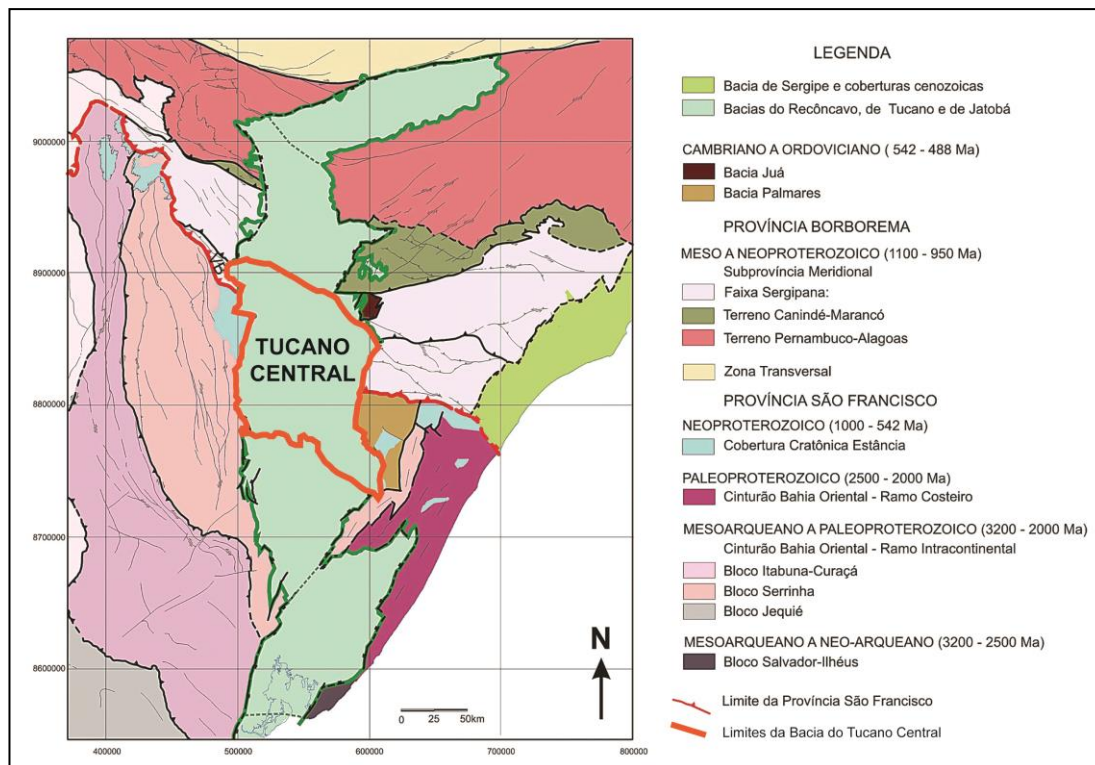


Figura 9. Compartimentação tectônica do embasamento do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Modificado de Kosin, 2009.

3.2. Estratigrafia da Bacia do Tucano Central

A carta estratigráfica utilizada neste trabalho é a de Costa *et al.* (2007) (Figura 10). Nessa carta os autores dividem os pacotes sedimentares em cinco Supersequências, sendo essas divididas em sequências, são elas da base para o topo: Supersequência Paleozóica (Sequência Permiana), Supersequência Pré-Rifte (Sequência J20-K05), Supersequência Rifte (Sequência K10-K20, K30-K40), Supersequência Pós-Rifte (Sequência K50) e Supersequência do Neógeno (Sequência N50 e N60). O limite entre elas são marcados por discordâncias regionais.

Como descrito anteriormente no capítulo Arcabouço Estrutural, o embasamento dessas sequências sedimentares é o Cinturão Bahia Oriental, no NE da Província São Francisco.

Acima do embasamento assentam-se sedimentos Permianos do Grupo Afligidos, representados pelos Membros Pedrão e Cazumba. O Membro Pedrão é caracterizado por arenitos com feições de retrabalhamento por onda, lamitos algais e evaporitos, interpretados como ambientes deposicionais marinhos raso. Esses sedimentos marinho raso são recobertos por pelitos e lamitos vermelhos lacustres do Membro Cazumba (Aguiar & Mato, 1990). Esse padrão marinho raso passando para lacustre caracteriza uma regressão.

Com a deposição do Grupo Brotas (Andar Dom João, Tithoniano), na fase de pré-rifte (período de extensão e adelgaçamento da crosta), começa o real preenchimento da Bacia do Tucano Central, sendo esse grupo dividido em Formação Aliança (Membro Boipeba e Capianga) e Sergi. A sucessão estratigráfica é marcada por ciclos fluvio-eólicos do Membro Boipeba, na base, e da Formação Sergi, no topo, e entre eles a deposição de sedimentos lacustres do Membro Capianga. Essa entrada de sedimentos lacustres representa uma transgressão de caráter regional.

Sobre a Formação Sergi ocorre outra transgressão, marcada pela deposição de pelitos lacustres da Formação Itaparica, que é superposta por arenitos fluvio-eólico da Formação Água Grande. Tanto a Formação Itaparica quanto Água Grande possuem distribuição restrita, aparecendo quase que exclusivamente ao Sul de Tucano Sul. Durante o Eorrio da Serra (Eoberriasiano) depositam-se pacotes pelíticos lacustrinos da Formação Candeias, que no Tucano Central e em grande parte do Tucano Sul encontram-se logo acima da Formação Sergi. Na base da Formação Candeias deposita-se o Membro Tauá, que representa uma fase lacustre agradacional. Essa fase inicial perde identidade para norte, em direção a Tucano Central, onde a Formação Candeias é indivisa. Arenitos que podem ser encontrados de forma descontínua, intercalados a seções lacustres, representam lobos deltaicos que adentravam no lago como resposta a oscilações periódicas no nível de base. As Formações Itaparica, Água Grande e Candeias fazem parte do Grupo Santo Amaro (Andar Rio da Serra, Berriasiano).

Com a redução das taxas de subsidência, se estabelecem os sistemas deltaicos do Grupo Ilhas (Berriasiano até o topo do Hauteriviano) junto às bordas flexurais, dando início ao assoreamento da bacia. É constituído pela Formação Marfim (Neo-rio da Serra, Neovalanginiano/Eohauteriviano), representada por arenitos de sistemas progradacionais, que já sob tectonismo atenuado restringem progressivamente as fácies lacustres, e Pojuca/Taquipe (Eohauteriviano a Neo-hauteriviano) que caracteriza um estágio avançado de assoreamento das bacias,

ilustrando o afogamento periódico dos sistemas progracionais, depositando intercalações cíclicas de arenitos, folhelhos e calcários. Essas duas formações são identificadas somente no Tucano Sul, enquanto que em Tucano Central essa seção deltaica é indivisa.

O Grupo Massacará, é dividido pela Formação São Sebastião na Base e pela Formação Poço Verde no topo, e representa o último assoreamento da bacia. A Formação São Sebastião (Eobarremiano/Neojiquiá) na Bacia do Tucano Sul é composta por ciclos de depósitos fluviais, deltaicos e lacustres, ciclos estes que perdem expressão em depósitos mais novos, nos quais predominam depósitos fluviais. Já na Bacia do Tucano Central a seção é composta por pacotes arenosos tipicamente fluviais, que por vezes é retrabalhado pelo vento (Magnavita, 1992; Magnavita *et al.* 2003). A Formação Poço Verde, de idade Neojiquiá (Eoaptinao) é o último registro sedimentar da fase rifte da bacia, compreendendo folhelhos e calcários. Esses depósitos apresentam distribuição atual restrita na Bacia do Tucano.

Junto com a deposição da parte superior do Grupo Santo Amaro, todo o Grupo Ilhas e Formação São Sebastião se depositavam conglomerados sintectônicos da Formação Salvador junto à falha de borda das bacias.

A Formação Marizal é formada por depósitos aluviais (conglomerados e arenitos), essa formação marca o estágio de subsidência térmica pós-rifte. Depois da Formação Marizal os próximos registros sedimentares são os depósitos aluviais da Formação Barreiras e os aluviões quaternários.

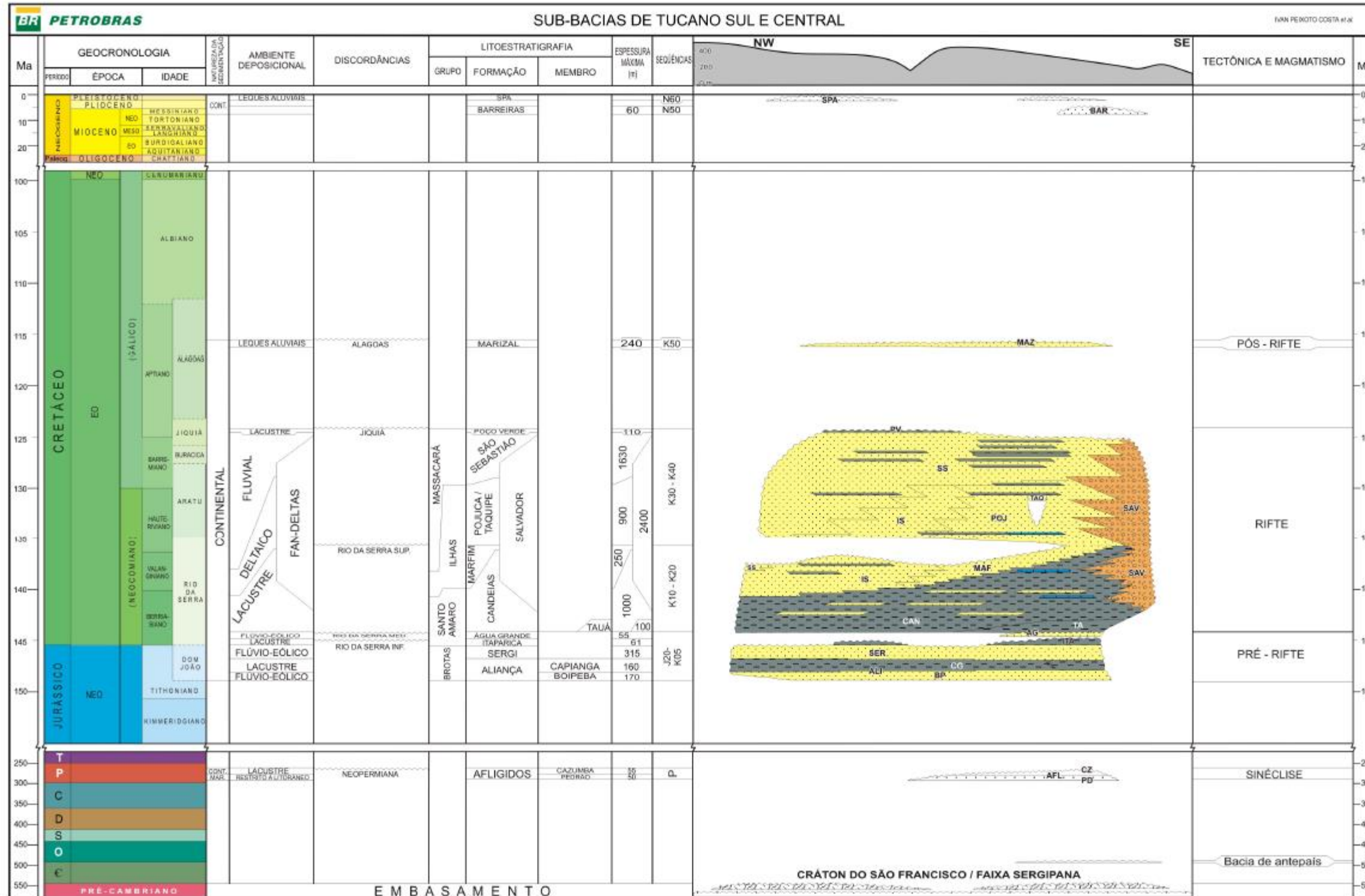


Figura 10. Carta estratigráfica da Bacia do Tucano Sul e Central. Extraído de Costa et al. (2007).

4. EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE BACIAS RIFTE

4.1. *Parâmetros Controladores*

Para entender a evolução tectono-estratigráfica de uma bacia rifte primeiramente é necessário entender os parâmetros que controlam a geração de sedimentos e os padrões de sedimentação dentro da bacia. A seguir serão listados seis parâmetros que vão interferir no preenchimento da bacia, quatro principais (tectonismo, clima, magmatismo e eustasia) e dois derivados (aporte sedimentar e espaço de acomodação).

TECTONISMO: é o fator fundamental para a formação da bacia. Uma bacia rifte é formada em um regime de extensão da crosta, gerando um padrão rúptil na porção superior da crosta continental, gerando falhamentos de grande rejeito, e dúctil em porções mais profundas da crosta. O tectonismo está diretamente relacionado às taxas de criação e destruição de espaço de acomodação.

CLIMA: é fundamental para as características do preenchimento de bacias rifte (Bosence, 1998). O fator clima é responsável direto pelas litologias, padrões e estilos de sedimentação na bacia, influenciando na taxa de transporte, acumulação, intemperismo e erosão, na composição clástica ou química, variações do nível de base e diagênese (Bosence, 1998).

MAGMATISMO: A presença de magmatismo em uma bacia rifte indica que o rifteamento foi ativo. É considerado fator controlador do preenchimento de bacias rifte, porque quando ocorrem eventos vulcânicos alternados com rochas

sedimentares são observados padrões de preenchimento, sistemas deposicionais e modelos de fácies diferentes (Bueno, 2004; Azevedo, 2004).

EUSTASIA: É um fator secundário, visto que, na maioria das vezes, os lagos dos riftes não apresentam conexão com oceanos a interferência eustática é mínima. O nível de base responderá a variações climáticas e hidrológicas locais.

APORTE SEDIMENTAR: Apresenta como variáveis controladoras a tectônica e o clima. Quanto maior a tectônica maior é a disponibilidade de sedimentos, porém para este sedimento chegar ao gráben é necessário uma rede de drenagens efetiva.

ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO: Está diretamente relacionado com a tectônica. O espaço de acomodação é responsável direto pelo preenchimento e preservação de bacias rifte.

4.2. Modelos Tectono-Estratigráficos de Evolução de Bacias Rifte

Bosence (1998)

Bosence (1998) propôs um modelo bem simples para configuração de um evento rifte, limitando a fase rifte na base e no topo por discordâncias e pelos diferentes padrões geométricos dos estratos internos. Sotoposta a fase rifte e limitada pela discordância de sin-rifte, encontra-se os estratos do pré-rifte. Por sua vez, superposta aos depósitos da fase rifte, instala-se a fase pós-rifte, cujo contato basal com a fase rifte é marcado pela discordância do pós-rifte. Outro fator que pode ser observado na compartimentação das fases é a geometria dos estratos internos. No pré-rifte o padrão geométrico é plano-paralelo a inclinados, o sin-rifte apresenta geometria divergente e o pós-rifte plano-paralelos e horizontais.

Para a fase rifte Bosence (1998) delegou três estágios: sin-rifte inicial, médio e final. Na fase inicial ocorre um pulso tectônico criando um grande espaço de acomodação que supera a taxa de influxo sedimentar, gerando uma condição de bacia faminta. No sin-rifte médio a tectônica se mantém bastante ativa, criando escarpas de falha maior e depocentros profundos. Porém nesta fase as drenagens já estão mais estabelecidas gerando uma maior deposição de sedimentos que na

fase inicial. O sin-rifte final é caracterizado por uma diminuição do tectonismo e um grande aporte sedimentar causando o preenchimento total da bacia.

Prosser (1993)

Prosser (1993) consiste em um trabalho chave para o entendimento da evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte, adaptando a metodologia da estratigrafia de sequências nestes sistemas. No modelo de Prosser (1993) a base para o fatiamento das sequências deposicionais são os padrões de empilhamento dos pacotes sedimentares, sendo esse fatiamento realizado com base nos tratos de sistemas tectônicos.

Deste modo, Prosser (1993) identificou dois tratos de sistemas tectônicos na fase sin-rifte, início e clímax de rifte, e o trato de sistema tectônico de pós-rifte. O início de rifte marca os primeiros falhamentos da bacia, é caracterizado por pacotes de arenitos amalgamados prográdantes. Já no clímax de rifte ocorre a maior taxa de criação de espaço, a sedimentação não consegue acompanhar essas altas taxas de criação de espaço, acarretando em uma retrogradação com sedimentação predominantemente fina e na borda falhada ocorre agração dos fan deltas. No trato de sistemas de pós-rifte a atividade tectônica diminui, fazendo com que o aporte sedimentar vença a taxa de criação de espaço, acarretando em um padrão prográdacional de empilhamento.

Gawthorpe & Leeder (2000)

O modelo de Gawthorpe & Leeder (2000) tem como principal enfoque a parte estrutural da formação de um rifte, porém sem muito foco no padrão de empilhamento e variáveis controladoras da deposição.

Os autores separaram a evolução tectono-estratigráfica de uma bacia rifte e quatro fases: (a) fase de início de rifte, (b) fase de ligação de falhas, (c) fase de estabelecimento de meio-gráben (d) fase de estagnação de falhamento. A fase de início de rifte é composta por pequenas bacias isoladas que podem ser alimentadas por drenagens pré-existentes. A segunda fase é a de ligação de falhamentos, fazendo com que os meio grábens se conectem lateralmente. A rede de drenagem começa a ser controlada pela morfologia do meio-gráben e se formam ambientes

lacustres. Na terceira fase a atividade tectônica começa a diminuir, as drenagens estão totalmente estabelecidas fazendo com que os sistemas lacustres recuem. Por sua vez, a fase de estagnação do falhamento, como o nome diz, está associada à diminuição da atividade tectônica, causando a erosão das bordas do meio-gráben até o seu total preenchimento.

Kuchle & Scherer (2010)

Neste modelo Kuchle & Scherer (2010) identificam os tratos de sistemas com base no padrão de empilhamento (arranjo dos sistemas deposicionais) para determinar as fases evolutivas de uma bacia rifte. Esses padrões são controlados por variáveis específicas (espaço de acomodação e aporte sedimentar) e a relação entre elas, resultando em modelos teóricos. Com o modelo estabelecido, Kuchle & Scherer (2010) aplicaram a técnica na Bacia do Recôncavo (geneticamente relacionada com a Bacia do Tucano Central) com base em dados sísmicos da bacia.

Três fases são identificadas (pré-rifte, rifte e pós-rifte), sendo elas separadas por discordâncias. A discordância sin-rifte posiciona-se entre as fases pré-rifte e rifte, enquanto que a discordância pós-rifte marca o final da fase rifte contata com o pós-rifte. A seção rifte é separada internamente em quatro tratos de sistemas tectônicos, limitados entre eles por superfícies.

O trato de sistema de início de rifte se forma com os primeiros pulsos de estiramento crustal formando uma ampla bacia, continental, com lagos rasos comumente recobertos por depósitos fluviais e eólicos, sem falha de borda, acarretando em um padrão de empilhamento é agradacional.

No trato tectônico de desenvolvimento de meio-gráben a bacia já aparece com uma forma embrionária de meio-gráben com bordas pouco desenvolvidas, ocorrendo deposição de sistemas fluvio-lacustres raso. A base deste trato é marcada pela superfície de desenvolvimento de meio-gráben.

O Trato tectônico de clímax de rifte é caracterizado por uma intensa atividade tectônica, ocasionando o pleno desenvolvimento da falha de borda. A consequência desse tectonismo é uma alta taxa de criação de espaço e baixo aporte sedimentar. Assim, na borda flexural (sistemas deltaicos) se instala um padrão retrogradacional e na margem falhada (conglomerados de leques deltaicos) o padrão é progradacional. A base deste trato é marcada pela superfície de clímax

de rifte, marcando uma inundação regional, e o topo pela superfície de máximo rifteamento.

O trato tectônico de final de rifte é marcado por uma diminuição da atividade tectônica. Como resposta a esta atenuação no tectonismo, os sistemas lacustres recuam, os sistemas deposicionais da borda flexural avançam e da falhada recuam. O aporte sedimentar supera a taxa de criação de espaço. Na borda flexural o padrão de empilhamento dos deltas é progradacional, enquanto que nos leques deltaicos de borda falhada é retrogradacional. Este estágio se estende até o total preenchimento da bacia, seja pela forma de um rompimento crustal ou abortagem do processo. No topo deste trato se forma a discordância pós-rifte.

5. METODOLOGIA

A metodologia deste trabalho foi dividida em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo.

5.1. *Revisão Bibliográfica*

A revisão bibliográfica foi realizada em todas as etapas do projeto e teve como enfoque: (a) os sistemas deltaicos atuais e paleodeltas, (b) evolução estratigráfica e estrutural de bacias rifte com enfoque na Bacia do Tucano Central e (c) o levantamento de dados já existentes sobre o Grupo Ilhas.

5.2. *Pré-campo*

Nesta etapa, o objetivo principal foi a identificação de afloramentos e os seus acessos. Para realizar esta etapa foram utilizadas as ferramentas da fotoanálise, imagens de radar SRTM e a confecção de mapas geológicos e de localização no ArcGis.

5.2.1. *Fotoanálise*

Para a fotoanálise foi utilizada imagens em escala 1:40.000 do Projeto Euclides da Cunha do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Primeiro foram

selecionadas as imagens referentes à área de estudo, tendo sido estas impressas e interpretadas com o auxílio do estereoscópio.

Este método se baseia na interpretação indireta de formas de relevo, drenagem, vegetação, litologia, estruturas geológicas e estruturas antrópica (casas, estradas, desmatamento, etc.). A identificação de afloramentos teve como base à diferença de tonalidade de regiões escarpadas.

5.2.2. Imagens de Radar SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)

As imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram analisadas no *Global Mapper*. Neste programa é possível observar a variação de topografia e estruturação da área. Para facilitar esta visualização foram utilizadas ferramentas do próprio programa que permitem uma melhor identificação das estruturas, como, por exemplo, a técnica do pseudo-sombreamento. Essa ferramenta nos permite escolher a intensidade, o azimute e o ângulo do Sol, ressaltando as estruturas geológicas mais importantes. Os filtros que resultaram em uma melhor resposta foi o *Slope Shader* e *Atlas Shader*, ressaltando as quebras de relevo (Figura 11).

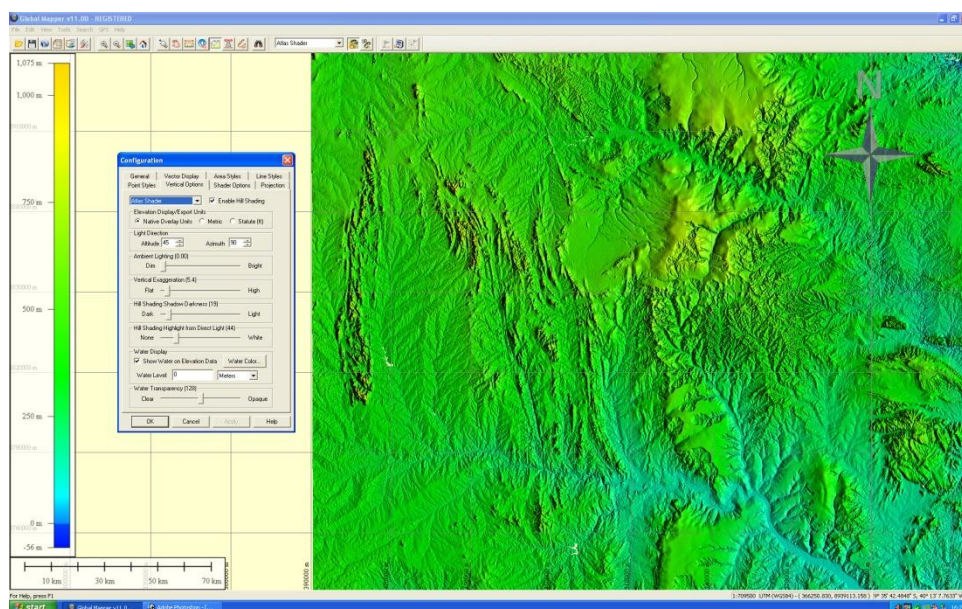


Figura 11. Imagem sendo trabalhada no Global Mapper.

5.2.3. Mapas

Utilizando *shapes* do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) foram montados mapas geológicos e de localização da região do projeto. O *software* usado na confecção dos mapas foi o ArcGis 9.2 (Figura 12).

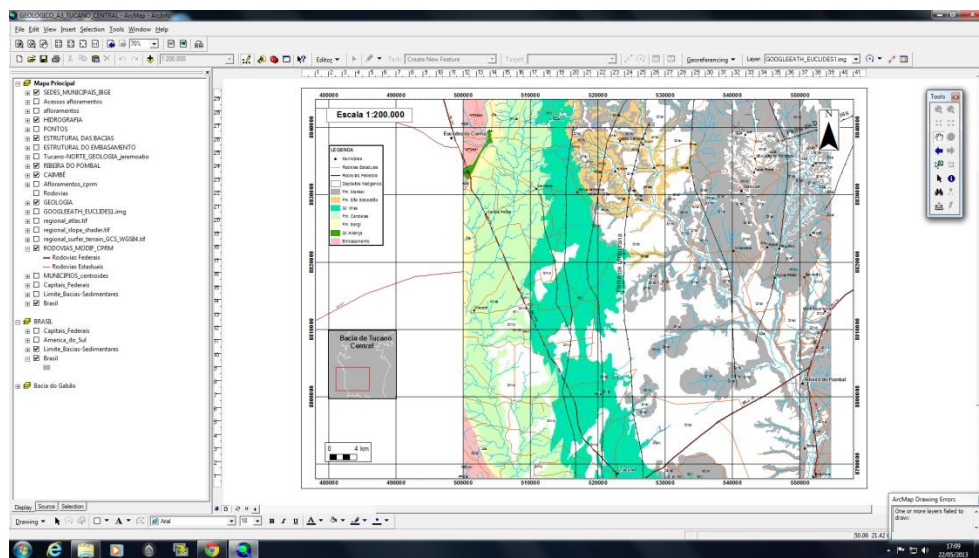


Figura 12. Confeção de mapa no ArcGis.

5.3. Campo

Foi realizada uma etapa de campo. Essa ida ao campo ocorreu durante o período de 08 e 18/04/2013 e teve como locais de trabalho a BR-116 e arredores, entre as cidades de Euclides da Cunha e Tucano, ambas na Bahia.

O foco principal do campo foi a aquisição de dados para o desenvolvimento do trabalho. O objetivo desta etapa é o levantamento de perfis colunares com a descrição sedimentológica, aquisição de fotografias e tomadas de medidas de paleocorrentes.

5.3.1. Perfis Colunares

A elaboração de um perfil colunar é o modo de representar graficamente os pacotes de rochas sedimentares encontrados em afloramento ou em poço. No caso deste projeto os perfis foram realizados em afloramentos.

O cabeçalho é preenchido com as informações básicas de cada afloramento, como o nome da seção, coordenadas UTM, data e escala. O modelo utilizado para a descrição de seções colunares (Figura 13) apresenta espaços para preenchimento aonde vão as informações de código de fácies, paleocorrentes, estruturas, fotos e amostras, associação de fácies e descrição litológica. O perfil colunar é representado em dois eixos: o horizontal indica a granulometria do sedimento que forma cada camada (Figura 14), enquanto o eixo vertical representa a espessura de cada estrato. Neste trabalho a escala de levantamento de perfil é 1:100.

No levantamento de um perfil colunar é muito importante observar o basculamento das camadas e a presença de falhas. O levantamento de seção deve começar sempre da camada mais basal do afloramento, e o basculamento definirá o caminhamento do perfil. Também é importante cuidar para não haver a repetição de camadas ocasionada por falhamentos. A correta interpretação das fotos aéreas e das imagens de satélite (etapa de pré-campo) auxilia na identificação destas estruturas.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		SEÇÃO/UNIDADE:		NOMES:	
ALGUMAS ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU DEFORMACIONAIS M Maciço E. Cruzada Planar Lam. Plano Paralela E. Cruz. Tangencial Lam. Cruz. de ripples E. Cruz. Acanalada Ripples assimétricas Lam. Ondulada Truncada Ripples simétricas Estrutura de Carga E. Cruz. Baixo Ângulo Estrutura em Chama		ALGUMAS ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓLICOS Estratificação horizontal Estratificação cruzada de baixo ângulo Estratificação cruzada planar Estratificação cruzada tangencial Estratificação cruzada acanalada Estruturas de adesão		Ponto: Coord. UTM E: N: Data: Escala:	
Área Bl Sx Gr G M F M' S Ag		Cód. Fácies	Paleocorrente Estruturas	Fotos Amostras	Assoc. de fácies
DESCRIÇÃO LITOLÓGICA					
Área Bl Sx Gr G M F M' S Ag					

Figura 13. Modelo de seção colunar utilizado em campo.

ROCHAS SILICICLÁSTICAS		TAMANHO DE GRÃO			ROCHAS CARBONÁTICAS		
		MILÍMETROS		MICRA			
MATAÇÃO	CONGLOMERADO	256	256		EXTREMAMENTE GROSSA	CALCIRRUDITO	
CALHAU		64	64				
SEIXO		4	4				
GRÂNULO		2	2	2 000			
AREIA	MUITO GROSSA	ARENITO	1	1	1 000	MUITO GROSSA	CALCARENITO
	GROSSA		.5	1/2	500	GROSSA	
	MÉDIA		.25	1/4	250	MÉDIA	
	FINA		.125	1/8	125	FINA	
	MUITO FINA		.062	1/16	62	MUITO FINA	
SILTE	SILTITO	.020	1/50	20	SILTE	CALCISSILTITO	
ARGILA	ARGILITO FOLHELHO				LAMA	CALCILUTITO	

MOD. DE WENTWORTH, 1922

Figura 14. Classificação granulométrica segundo Wentworth (1922).

5.3.2. Análise Faciológica

Uma boa descrição de litofácies é a principal ferramenta para a correta interpretação dos ambientes deposicionais, sendo a base para a realização deste projeto. Uma fácies sedimentar representa um corpo de rocha distinto que se formou sobre certa condição de sedimentação, refletindo um determinado processo. Pode ser um pacote único ou um grupo de pacotes com as mesmas características (Reading, 1996). Como o trabalho foca nas características físicas da rocha, e não as fossilíferas, Reading (1996) propõem que seja mais correto empregar o termo “litofácies”.

Segundo Walker (1992), em uma descrição de fácies é importante que seja observada a cor, geometria, composição, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero do pacote sedimentar. Para a identificação da composição e textura do pacote sedimentar é utilizada uma lupa de mão com aumento de 10 ou 20X. A classificação da textura é feita com base na tabela textural de campo desenvolvida por Powers (1953), que correlaciona grau de esfericidade e de arredondamento do grão (Figura 15).

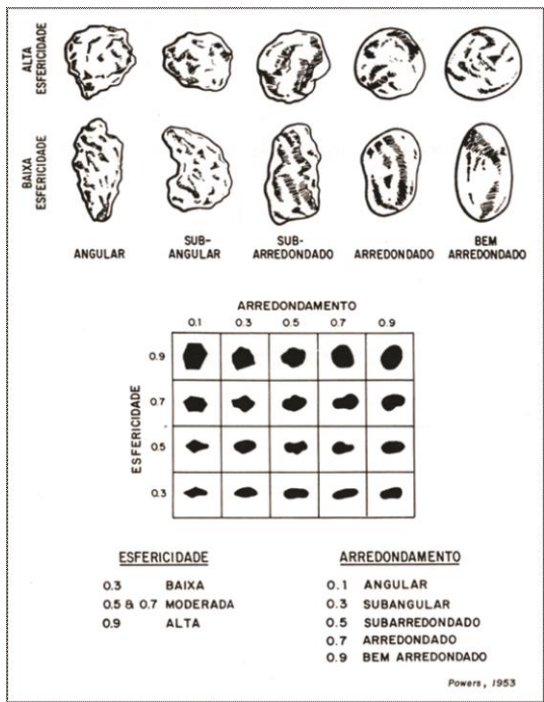


Figura 15. Índice de esfericidade e arredondamento dos grãos. (Powers, 1953).

As litofácies foram codificadas conforme Miall (1996), que propõem uma classificação para sistemas fluviais onde nomeia as litofácies conforme o tamanho de grão e estrutura (Tabela 1). A primeira letra sempre é maiúscula e representa o tamanho de grão predominante, a segunda sempre minúscula identifica a estrutura sedimentar.

Tabela 1. Parte do código de fácies proposto por Miall (1996).

Código	Fácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gh	Cascalho clasto-suportado	Acamamento horizontal, imbricação	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada planar	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificação cruzada acanalada	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificação cruzada planar	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminação cruzada de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimento de suaves depressões (<i>scourfills</i>), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimento de suaves depressões (<i>scourfills</i>)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (<i>swamps</i>)
P	Paleossolocarbonático (calsita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Cada litofácies representa um processo sedimentar distinto, podendo ser agrupadas em associações de litofácies, caracterizando subambientes deposicionais específicos de um sistema deposicional conhecido (Miall, 1984). Através da caracterização dos sistemas deposicionais e de suas relações temporais e espaciais, é possível reconstruir a história evolutiva de uma bacia sedimentar.

5.3.3. *Medidas de Paleocorrentes*

Uma medida de paleocorrente representa o sentido do fluxo no momento em que ocorreu a deposição do sedimento. Essas medidas podem ser obtidas em estruturas como: (a) estratificações cruzadas e estratificação cruzada de marcas onduladas, (b) seixos imbricados, (c) canais, (d) lineações de partição e lineações primárias de corrente, (e) marcas de sola, (f) planta, ossos e conchas orientadas e (g) estruturas de deslizamento (Miall, 1999). Neste trabalho as medidas foram obtidas principalmente em estratificações cruzadas e estratificações cruzadas de marcas onduladas (*ripples*). A ferramenta utilizada para a aquisição destas medidas é a bússola.

Uma boa qualidade e quantidade de medidas de paleocorrente é muito importante para identificar mudanças de paleofluxo, da proveniência do aporte sedimentar e para fazer reconstruções paleogeográficas.

5.3.4. *Fotomosaico*

O fotomosaico é o resultado da união e sobreposição de um conjunto de fotografias tiradas de um afloramento com grande extensão lateral, permitindo assim identificar as variações laterais de fácies, associações de fácies e elementos arquiteturais ao longo do afloramento.

As fotografias são obtidas com uma câmera fotográfica digital e, para tentar reduzir a distorção ao máximo, é necessário que todo o conjunto de fotografias seja tirado da mesma distância, abrangendo toda a extensão vertical do afloramento, alinhadas e com o mesmo zoom. Ainda assim, as bordas das imagens apresentam algum erro. Para compor o fotomosaico, além de todos os cuidados citados anteriormente, a fotografia tirada deve recobrir aproximadamente 50% da anterior, porque na hora da montagem do fotomosaico as bordas são cortadas. A presença de escala é imprescindível. Fotomosaicos podem ser feitos com qualquer tipo de

câmera fotográfica, porém a distorção pode aumentar ou diminuir dependendo da qualidade da máquina.

Segundo Wizevich (1991), para que a distorção seja nula, o plano focal deve ser paralelo à face frontal do afloramento, e a distância deve ser adequada para que abranja a total extensão vertical do afloramento (Figura 16).

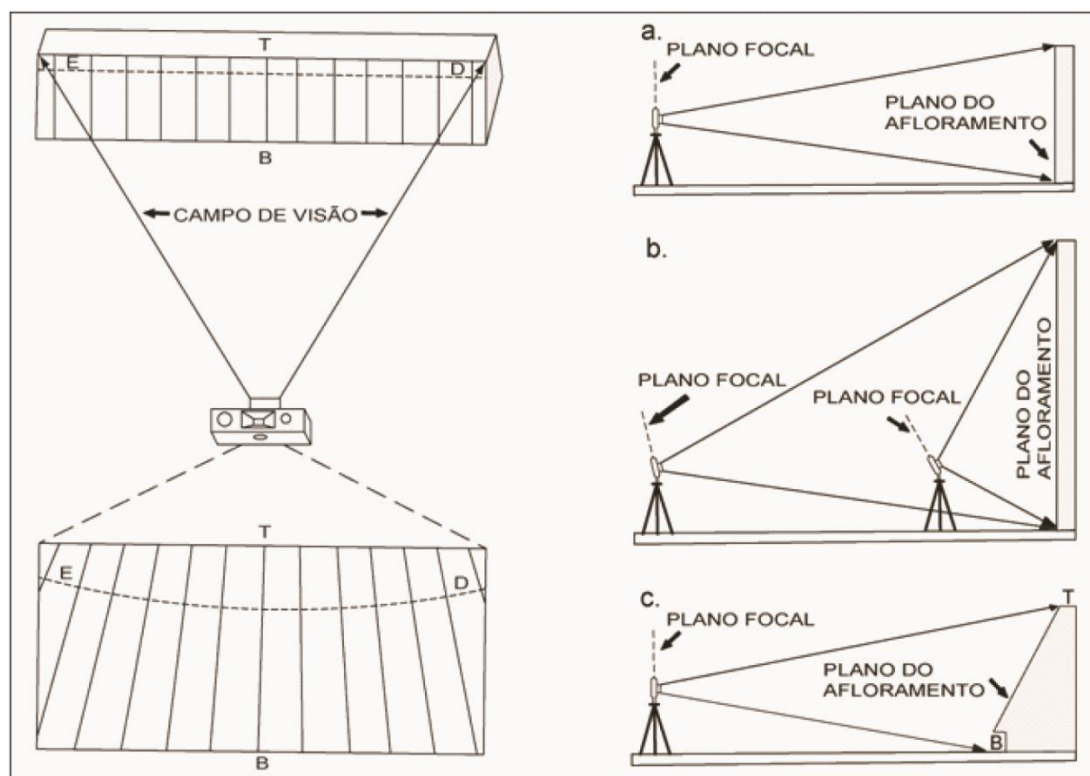


Figura 16. Diagramas esquemáticos mostrando a causa da distorção gerada quando um afloramento tem sua face inclinada. As linhas paralelas representam linhas verticais na face do afloramento e a linha tracejada é uma reta horizontal. Na parte superior da foto há uma distorção porque o campo de visão da câmera aumenta com a distância da câmera. Quanto a posição da câmera em relação ao afloramento, o desenho "a" mostra um caso sem distorção, enquanto "b" e "c" mostram distorções geradas quando o afloramento é muito grande em relação à distância da câmera até o afloramento e quando há uma inclinação na face do afloramento, respectivamente. Modificado de Wizevich, 1991.

5.4. Pós-campo

No pós-campo foi realizada a digitalização e integração dos dados obtidos nas etapas anteriores do projeto. Esta integração começa com o tratamento dos dados obtidos em campo utilizando *softwares* adequados. Os dados corrigidos e organizados serviram de suporte para a interpretação dos perfis estratigráficos e reconstrução paleoambiental da Bacia do Tucano Central na época da deposição do sistema deltaico do Grupo Ilhas.

As medidas de paleocorrentes são corrigidas somente se o acamamento sedimentar (S0) for maior que 10°. O *software* utilizado para essa correção é o *Stereowin*, que faz uma rotação do plano da S0 até que ela fique horizontal, rotacionando junto os pólos das paleocorrentes. As medidas das paleocorrentes com S0 horizontal indica o real sentido do fluxo na hora da deposição do sedimento.

A montagem dos fotomosaicos é feita no *Adobe Photoshop*. Apenas as porções centrais das fotos são utilizadas. Aproximadamente 20% de cada lado das fotografias são cortadas no momento da montagem do fotomosaico. Mesmo assim as bordas das fotografias podem apresentar distorção. Aproximadamente 20% de cada lado das fotografias são cortadas no momento da montagem do fotomosaico. Para a montagem do fotomosaico as fotos são sobrepostas sequencialmente juntando pontos em comum entre elas.

A digitalização das seções colunares é realizada no *Adobe Illustrator*. O perfil colunar é feito com as ferramentas de desenho e preenchido com os padrões das estruturas sedimentares. As informações dos afloramentos contidas em cada coluna também são repassadas para este perfil digitalizado.

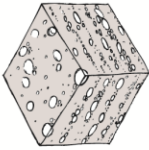
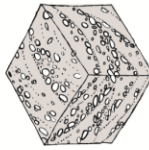
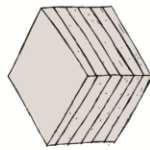

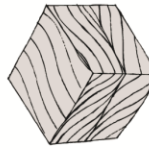
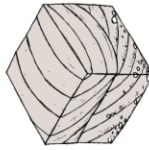
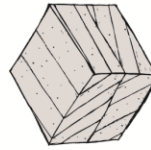
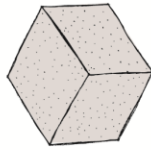
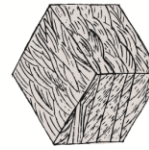

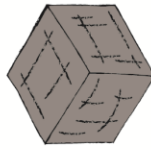
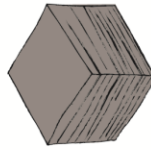
6. RESULTADO E DISCUSSÕES

Com base no estudo de diversos afloramentos localizados na porção oeste da Bacia do Tucano Central ao longo da BR-116, foi possível à caracterização faciológica e estratigráfica do Grupo Ilhas, conforme será discutido a seguir. Foram levantadas dezessete seções colunares, que foram integradas com mais dez seções do projeto “Evolução Estratigráfica da seção Juro-Neocomiana das Bacias de Tucano, Jatobá, Araripe e Paraná-Pelotas, e integração com a Margem Africana” pertencentes ao intervalo de interesse (ANEXO 1), totalizando cerca de 396 metros de levantamento e 352 medidas de estruturas sedimentares.

6.1. *Litofácies Depositionais*

Com base nos perfis colunares foram identificadas para o Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central doze litofácies deposicionais distintas (Tabela 2), compostas por conglomerados, arenitos e pelitos, sendo essas codificadas conforme Miall (1996). As figuras 16 e 17 ilustram as principais litofácies.

Tabela 2. Litofácies do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central.

Fácies	Descrição	Interpretação	Bloco Diagrama
Gh	Conglomerado arenoso clasto-suportado com laminação plano-paralela, composto por grânulos e seixos de quartzo e feldspato angulosos.	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>).	
Gt	Conglomerado com estratificação cruzada tangencial, clasto-suportado com base erosiva. Clastos de arenito de até 20 cm.	Migração de barras conglomeráticas transversais de crista curva	
Sh	Arenitos quartzosos que variam de fino a médio/grosso com laminação plano-paralela.	Formas de leito planas (regime de fluxo superior).	
Sl	Arenitos que variam de muito finos a médios com estratificação cruzada de baixo ângulo.	Preenchimento de suaves depressões, dunas atenuadas (regime de fluxo transicional).	
Ssg	Arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal.	Dunas transicionais (regime de fluxo transicional).	
St	Arenitos normalmente finos a médios, grau de seleção variado, com estratificação cruzada tangencial/acanalada. Sets comumente apresentam entre 10 e 30 cm, mas em alguns afloramentos foram descritas cruzadas de mais de 1 m. Não raramente são encontrados grânulos e seixos dispersos e/ou marcando a base dos sets e a estratificação.	Migração de dunas subaquosas 3D, cristas sinuosas ou linguóides (regime de fluxo inferior).	
Sp	Arenitos médios, mal selecionados, com grãos subarredondados. Sets de 10 a 20 cm.	Formas de leito transversas, crista reta, migração de dunas subaquosas 2D.	
Sm	Arenitos muito finos a médios maciços, normalmente aparecem como camadas pouco espessas (10-20 cm) entre pelitos. Quando estão entre outros pacotes de arenitos tem granulometria mais grossa e os estratos são mais espessos (até 50 cm).	Fluxos hiper-concentrados, fluidizações, perda de estruturas pelo intemperismo.	
Sr	Arenitos muito finos a finos com laminação cruzada de marcas onduladas subcríticas e supercríticas, aparecem principalmente intercalados com pelitos. Pacotes centimétricos a métricos. Quando estão entre outros pacotes de arenitos as camadas são mais espessas.	Migração de marcas onduladas em fluxo trativo, unidirecional subaquoso (regime de fluxo inferior).	
Sw	Arenitos muito finos com laminação ondulada truncada. Pacotes de 10 a 20 cm.	Marcas de ondas no substrato plataformar (fluxo oscilatório).	
Fm	Pelitos maciços de cor esverdeada ou avermelhada, com presença de fósseis de ossos de peixes e conchas. Camadas de poucos centímetros a métricas.	Depósitos por decantação, obliteração da estrutura devido a exposição subaérea, solos incipientes.	
Fl	Pelitos laminados de cor esverdeada ou avermelhada, com presença de fósseis de ossos de peixes e conchas. Camadas de poucos centímetros a métricas.	Depósitos por decantação.	

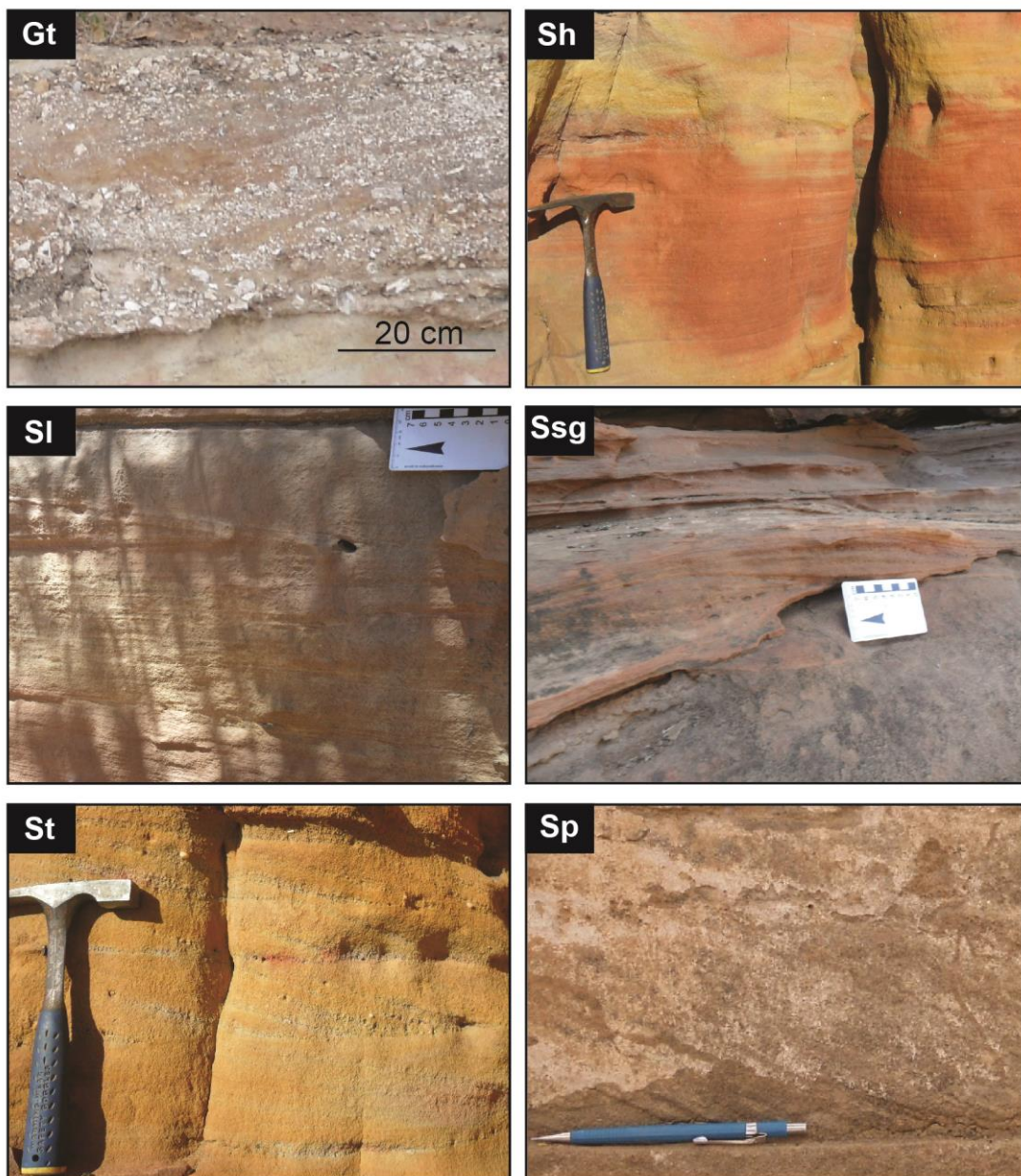


Figura 17. Fotografias das litofácies encontradas em campo. No canto superior esquerdo de cada fotografia está o código de fácies.

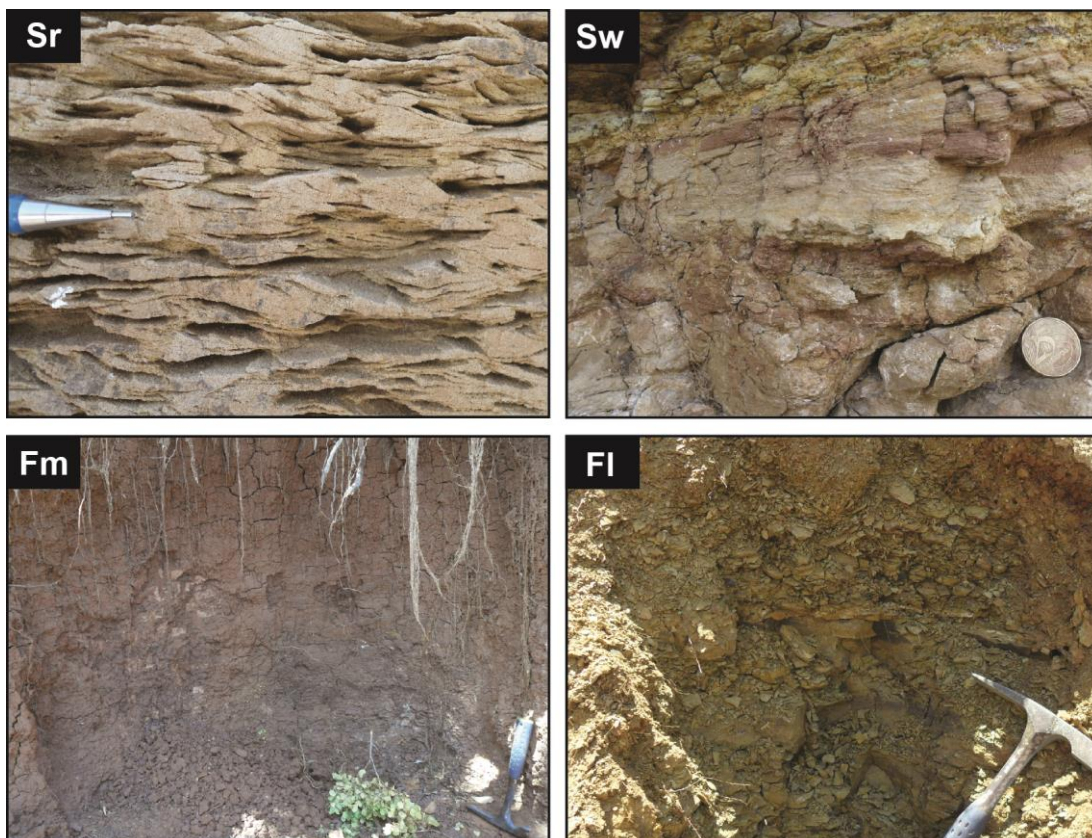


Figura 18. Fotografias das litofácies encontradas em campo. No canto superior esquerdo de cada fotografia está o código de fácies.

6.1.1. Estruturas Deformacionais

Laminações Convolutas (Sc)

Descrição: Esta estrutura é encontrada em arenitos finos a médios de coloração bege a avermelhados (cor de alteração), variando de bem a mal selecionados, por vezes com grânulos e seixos marcando as laminações. Os pacotes com laminações convolutas apresentam espessura variando de 20 cm a 2,5 m e normalmente estão sobrepostas e superpostas por camadas não deformadas.

As laminações convolutas são caracterizadas por dobramentos assimétricos com planos axiais subverticais, apresentando diferentes graus de deformação. Podem ser totalmente convolutas (Figura 19A e B) ou com um grau baixo de deformação, quando ainda podem ser identificadas estruturas deposicionais como

cruzadas tangenciais (St) (Figura 19C) e cruzadas de marcas onduladas (Sr) (Figura 19D).

Quando são observadas estratificações cruzadas deformadas elas nem sempre são constantes na camada, podem ser localmente dobradas, a posição também pode variar, no topo ou na base da estratificação. Laminações totalmente convolutas normalmente são mais pervasivas, atingindo maiores extensões laterais.

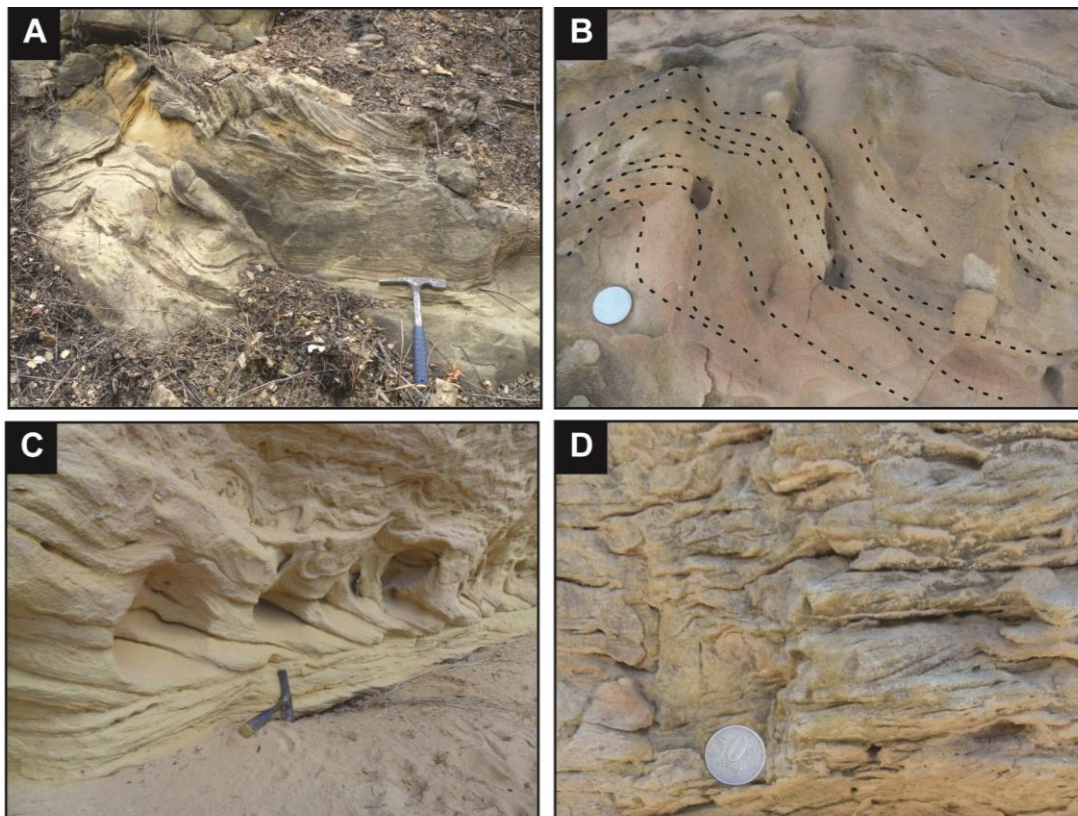


Figura 19. Fotografia das laminações convolutas. A e B as estruturas deposicionais estão totalmente convolutas. Na fotografia C é possível identificar a estratificação cruzada tangencial, com convolutas no topo. Na fotografia D aparecem cruzadas de marcas onduladas deformadas.

Dobras Recumbentes (Srec)

Descrição: Arenitos finos a médio de 20 a 50 cm de espessura, que lateralmente podem ser indeformados (cruzadas tangenciais). Essas dobras apresentam plano axial paralelo à camada sedimentar e concavidade apontando para o sentido do fluxo (Figura 20). Ocorrem estratos indeformados sotopostos e sobrepostos à camada deformada. Esse tipo de estrutura deformativa não é muito frequente nos afloramentos descritos.

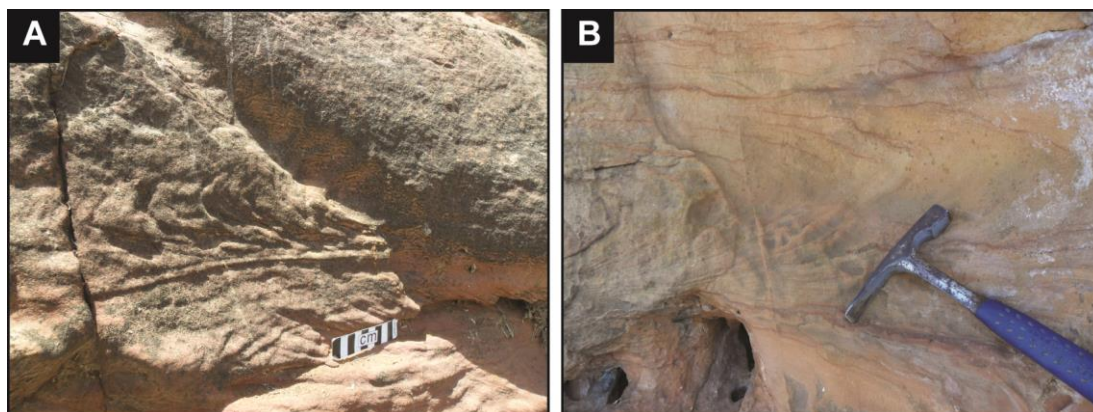


Figura 20. Fotografia das dobras recumbentes

Estruturas de Carga

Descrição: É associada a dois pacotes de sedimentos com características faciológicas diferentes. Geralmente ocorre na interface arenito/pelito, no contato basal do arenito com o pelito. Porém também foram descritas estruturas de carga no contato arenito/arenito, nesse caso, o arenito com granulometria mais grossa sobreposto ao arenito mais fino (Figura 21).

Morfologicamente formam estruturas arredondadas (bolsões) de sedimentos mais grossos dentro de sedimentos mais finos, que não são totalmente circundados pela camada encaixante. Aparecem como ondulações suaves a bastante penetrativas, formando estruturas côncavas nas camadas sotoposta. Esses diferentes padrões podem ocorrer simultaneamente (Figura 21).

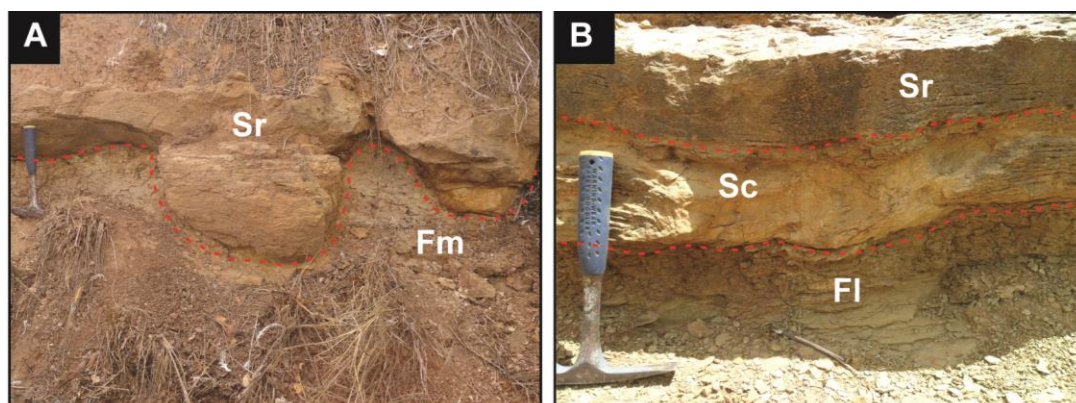


Figura 21. Estruturas de carga no contato arenito/pelito (A e B) e arenito/arenito (B). Na fotografia; (A) a estrutura de carga é mais penetrativa enquanto que na (B) ocorre como uma ondulação suave.

Diques

Descrição: Essa estrutura ocorre somente em um afloramento descrito. Consiste em uma intrusão subvertical brusca, com 1 m de altura por 30 cm de largura, com limites laterais arredondados bem marcados. O dique é formado por arenito médio com laminação convoluta que vai ficando incipiente para o topo (Figura 22).



Figura 22. Nessa foto é possível ver o dique cortando e deformando uma camada de arenito com cruzadas tangenciais. Na base dele, logo acima do martelo aparecem laminações convolutas que vão ficando incipientes para o topo.

Estruturas Deformacionais: Interpretação

Esses tipos de estruturas deformacionais descritas anteriormente são comuns em arenitos e no contato arenito/pelito. Elas se desenvolvem quando a estratificação ou o acamamento primário é deformado por uma força direcionada em sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados. Essas deformações são geradas por mecanismos como fluidização e liquefação, que ocorrem devido a processos complexos de carga sobre sedimentos inconsolidados (Lowe, 1975; Owen, 1987; Owen, 2003).

Segundo Owen & Moretti (2011), as características do sedimento, como tamanho de grão, empacotamento (porosidade), saturação, barreiras de permeabilidade, pressão de sobrecarga e o histórico do sedimento influenciam na susceptibilidade para ocorrer liquefação (Tabela 3). Para Owen *et al.* (2011), são necessárias três condições para ocorrer deformações em sedimentos

inconsolidados: (a) existência de uma força dirigida (e.g. contraste de densidade, carga desigual, tensão tangencial), (b) algum mecanismo de deformação (e.g. liquefação, fluidização) e (c) um gatilho (e.g. terremotos, ondas de tempestade, rápida sedimentação). A deformação ocorrerá quando a tensão exceder a coesão do sedimento

Tabela 3. Características que influenciam na susceptibilidade a liquefação. Modificado de Owen & Moretti (2011)

FATOR	Melhores características
Tamanho de Grão	Areia fina a média
Empacotamento (porosidade)	Solto (alta)
Saturação	Saturado
Barreiras de permeabilidade	Presente
Pressão de sobrecarga	Baixa
História do sedimento	Sem liquefação anterior

Cada um dos mecanismos gera um grupo de estruturas diferentes. O processo de fluidização forma estruturas localizadas como cúspides, pilares e diques, que são geradas pelo escape de fluidos devido ao aumento da pressão nos poros. Quando ocorre liquefação as estruturas são pervasivas (e.g. laminações convolutas, dobras recumbentes), deformando a estratificação pré-existente. Nesse processo o peso do grão é transferido temporariamente para os fluidos dos poros, seja pelo colapso gerado pela perda do empacotamento dos grãos ou pelo aumento da pressão nos fluidos na porosidade (Owen, 1987).

As laminações convolutas descritas neste trabalho são relacionadas a rápidas acumulações de sedimentos acima da camada, gerando pressão nos poros e destruindo a estratificação primária. As estruturas de carga são vinculadas a processos derivados de diferenças de densidade, gerando um gradiente inverso, fazendo com que a camada com maior densidade tente se instalar abaixo da com menor densidade, esse fenômeno também pode ocorrer devido à uma sobrecarga de sedimento (e.g. Potter & Pettijohn, 1977). Os diques são formados pelo aumento da pressão na porosidade do sedimento fazendo com que a água dos poros seja expulsa, assim, o sedimento é injetado nas camadas sotopostas. Já as dobras recumbentes são formadas por um fluxo de sedimentos que arrasta do topo de pacotes com cruzadas. Para ocorrer esse arraste sem que se formem falhamentos o pacote tem que estar liquidizado. Portanto, os mecanismos de deformação são a liquefação e a fluidização, enquanto que o gatilho que gera uma força dirigida nestes pacotes é a rápida descarga de sedimentos.

6.2. Associações de Fácies

6.2.1. Associação de Fácies de Prodelta

Descrição: Essa associação de fácies compreende camadas de lamitos maciços (Fm) e laminados (Fl), de coloração esverdeada e avermelhada. Intercalado com os pelitos é comum encontrar camadas delgadas de arenitos quartzosos, muito finos a finos, maciços (Sm) e com estratificação cruzada de marcas onduladas (Sr), subordinadamente com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl). Normalmente esses arenitos formam camadas tabulares, muito raramente lenticulares, não ultrapassando 20 cm, porém em alguns pontos podem atingir até 70 cm. Vale ressaltar que a quantidade de pelito é maior que a de arenito, o que diferencia o prodelta da frente deltaica distal (Figura 23). Estruturas de carga podem ser encontradas no contato dos arenitos e pelitos. A sucessão vertical de fácies apresentam espessura de 2 a 10 m. O contato superior pode ser gradacional com a frente deltaica distal ou abrupto, quando sucedido pela frente deltaica proximal. É possível encontrar alguns fósseis de ossos de peixes e conchas. As medidas de paleocorrentes obtidas nos pacotes de arenitos com estratificações cruzadas de marcas onduladas (Sr) mostram um sentido preferencial de fluxo para S-SW (Figura 24).

Interpretação: A ocorrência de espessos depósitos de pelitos, sem feições de exposição subaérea, e a passagem vertical para associações de fácies de frente deltaica indicam que este ambiente representa a parte mais distal de um delta, ou seja, o prodelta. A dominância de sedimentos finos indica um contexto de baixa energia, caracterizado pelo assentamento gravitacional de partículas em suspensão. A presença de camadas ocasionais de arenitos marca períodos em que a descarga do rio que alimentava este delta aumentava, chegando sedimentos arenosos. Segundo Battacharya (2006), os pelitos e arenitos do prodelta podem ser sem estruturas (Fm e Sm) até bem estruturados (Fl e Sr) e apresentar gradação normal ou inversa, caracterizando depósitos de correntes de turbidez de baixa densidade causados por momentos de aumento na descarga do rio alimentador do delta. Estruturas geradas por deformações de sedimentos inconsolidados, neste caso estruturas de carga, também é uma característica que nos permite enquadrar

um ambiente como deltaico. Este tipo de deformação é comum em deltas dominados por rio devido às altas taxas de sedimentação (Battacharya, 2006).

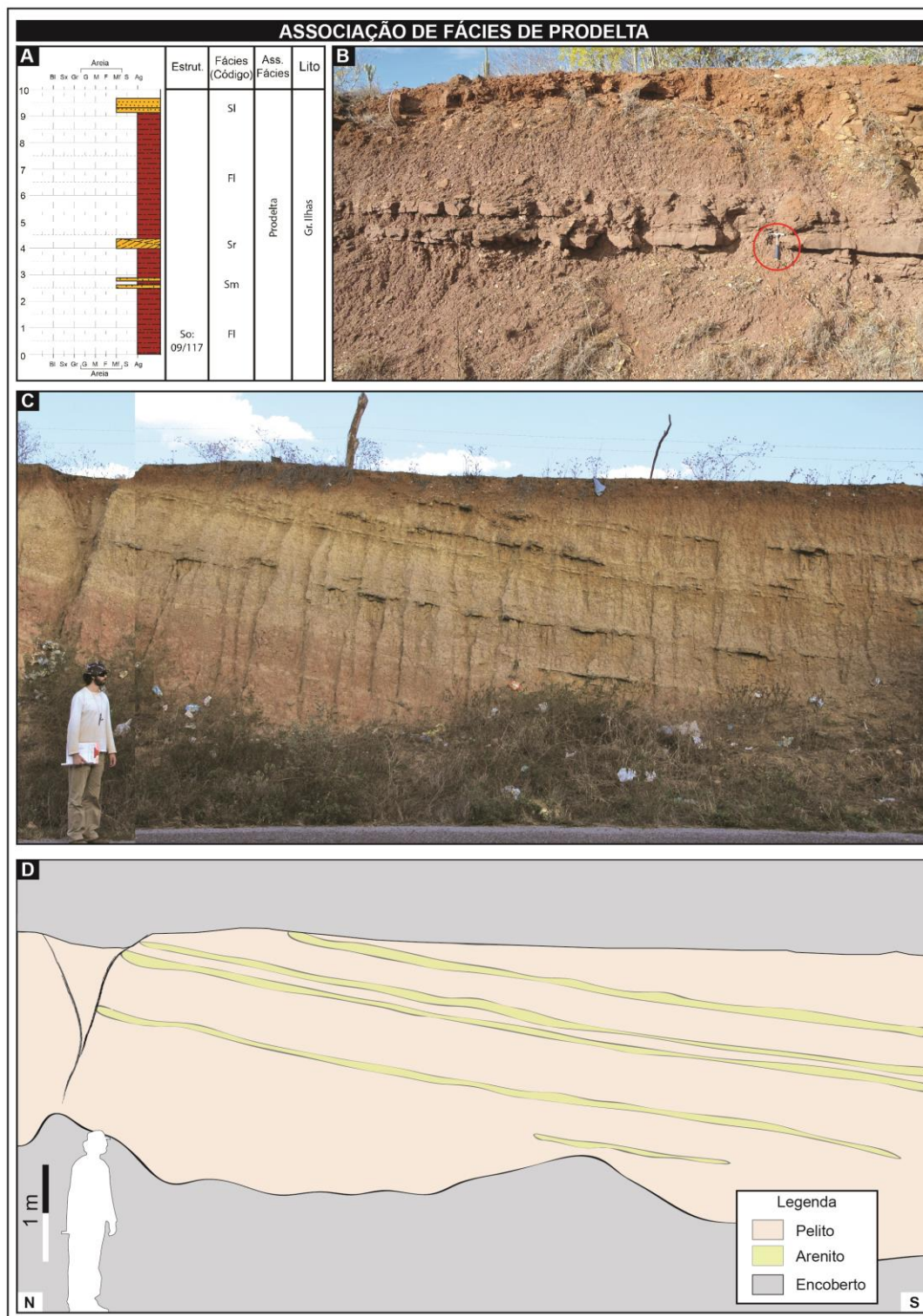


Figura 23. Figura ilustrativa da Associação de Fácies de Prodelta. (A) Perfil colunar do ponto 3327. Fotografia (B) e fotomosaico (C) do prodelta em afloramento. (D) Fotomosaico C interpretado. Nessas imagens é possível ver o grande predomínio de sedimentação fina, com episódica deposição de fração areia.

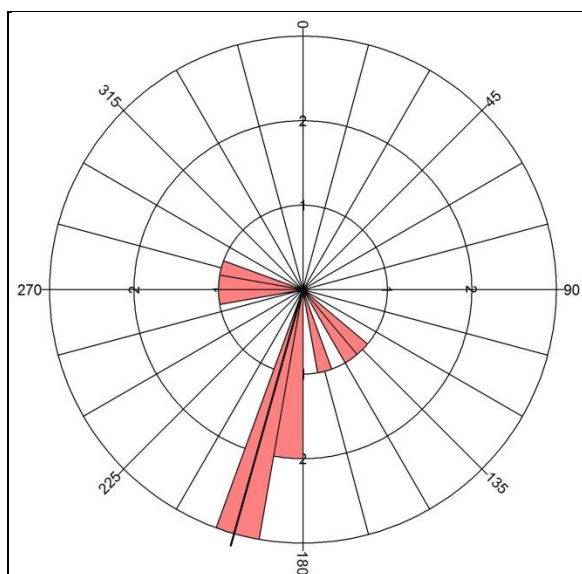


Figura 24. Diagrama de paleocorrentes da associação de fácies de prodelta.

6.2.2. Associação de Fácies de Frente Deltaica

Descrição: Essa associação de fácies é caracterizada por ciclos de grano e estratocrescência com espessuras máxima de 8 m (Figura 25). Esta associação de fácies sobrepõe os depósitos de prodelta, sendo o contato entre elas gradacional ou abrupto. A base da sucessão é caracterizada pela intercalação de pelitos maciços (Fm) ou laminados (Fl) com arenitos quartzosos muito finos a finos principalmente maciços (Sm) ou com estratificação cruzada de marcas onduladas (Sr), subordinadamente cruzadas tangenciais (St) e cruzadas sigmoidais (Ssg), e muito isoladamente laminações truncadas de marcas onduladas (Sw) (Figura 25 A). No contato entre pelitos e arenitos não raramente é encontrado estruturas deformacionais geradas por carga. Em alguns pontos é possível encontrar fósseis de fragmentos de ossos de peixes e conchas. A metade superior da sucessão os pelitos praticamente somem, podendo aparecer como pacotes delgados entre camadas amalgamadas de arenitos. Os arenitos são quartzosos, finos a médios, com grau de seleção variado, de bem a mal selecionados, dispostos em camadas amalgamadas de 0,25 a 2 m. Os arenitos são compostos por estratificações cruzadas tangenciais (St), planares (Sp), cruzadas sigmoidais (Ssg), cruzadas de baixo ângulo (Sl), estratificação cruzada de marcas onduladas (Sr) e arenitos maciços (Sm). Estruturas deformacionais como laminações convolutas e estratificações cruzadas dobradas são comuns, em menor quantidade podem ser

observadas estratificações cruzadas recumbentes (Figura 25 B). As medidas de paleocorrentes obtidas nos estratos cruzados apresentam um sentido preferencial de fluxo para S-SE (Figura 26).

Interpretação: A ocorrência destes depósitos sobrepondo estratos de prodelta, aliado a presença de ciclos granocrescente ascendente dispostos em corpos de geometria sigmoidal, com intercalações de pelitos e arenitos na base (Frente Deltaica Distal) passando para praticamente só arenitos no topo (Frente Deltaica Proximal) permite interpretar esta associação de fácies de Frente Deltaica (Figura 25 C e D). Segundo Battacharya (2010), essa granocrescência ascendente pode ser irregular, dependendo de variações na descarga fluvial. As estruturas descritas como deformação em sedimentos inconsolidados (laminações convolutas, estruturas de carga, cruzadas recumbentes) (Figura 25 B) são comuns em ambientes deltaicos dominados por rio, devido às altas taxas de deposição sedimentar em um curto espaço de tempo (Battacharya, 2010). Pacotes espessos com estratificações cruzadas de marcas onduladas (Figura 25 A) e a presença de camadas com estratificação cruzada sigmoidal indicam uma rápida desaceleração de fluxo. Isso ocorre quando um sistema de mais alta energia, no caso fluvial, encontra um sistema de mais baixa energia, lacustre, corroborando a tese de uma associação de fácies de Frente Deltaica. A descrição de raros pacotes com estratificação truncada de marcas onduladas (Sw) entre pacotes com estruturas sedimentares de fluxo unidirecional, indicam que embora os deltas fossem amplamente dominados por rios, havia alguma influência de onda.

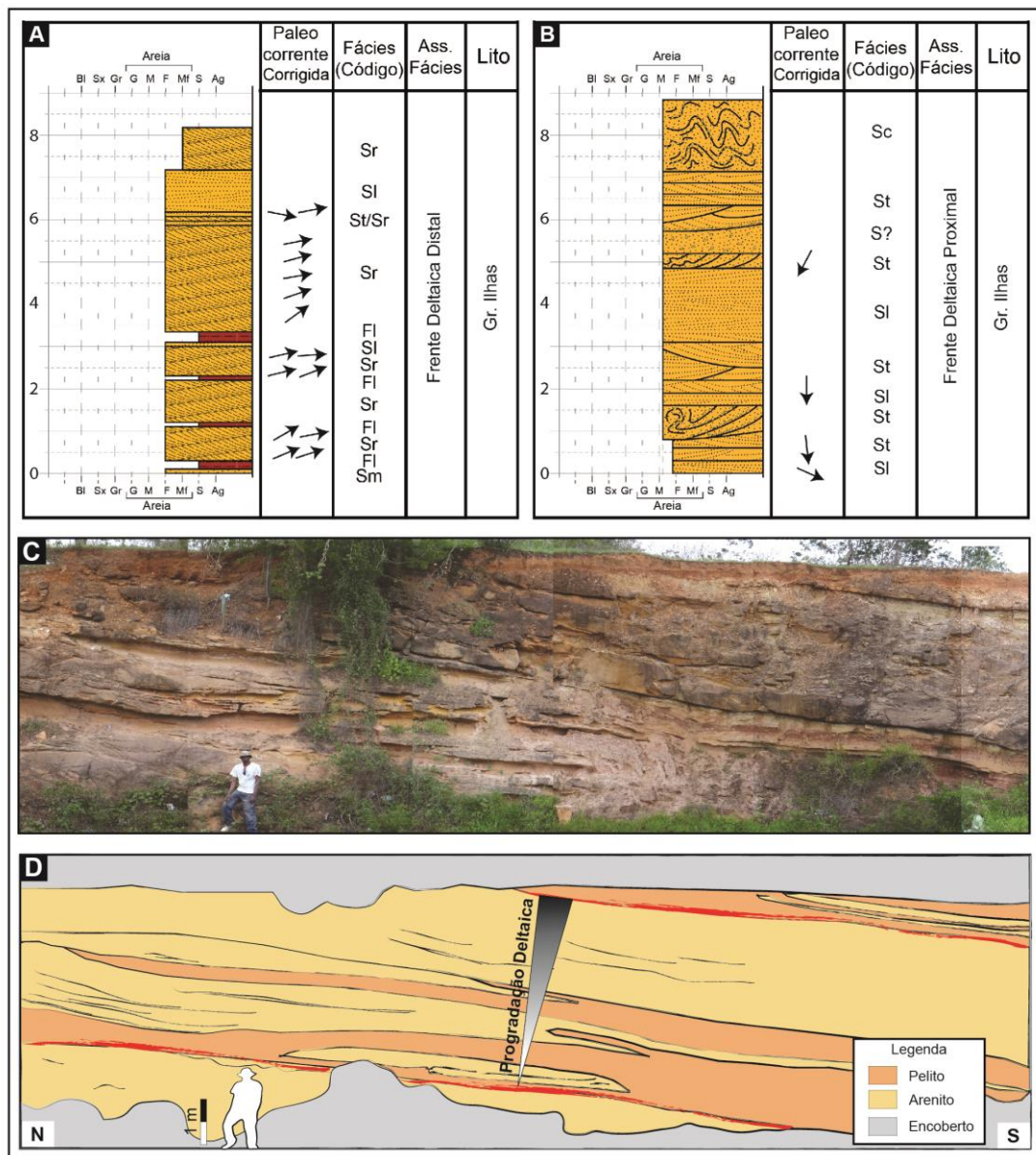


Figura 25. Figura ilustrativa da Frente Deltaica. (A) Perfil colunar (3307) de Frente Deltaica Distal. (B) Perfil colunar (3330) de Frente Deltaica Proximal. (C e D) Fotomosaico interpretado. Nesse fotomosaico é possível observar a transição da frente distal (intercalação de arenito pelito no meio do mosaico) para proximal, camada métrica de arenito. Essa transição representa uma progradação deltaica. Nesse caso, as clinofórmulas deltaicas migram de Norte para Sul.

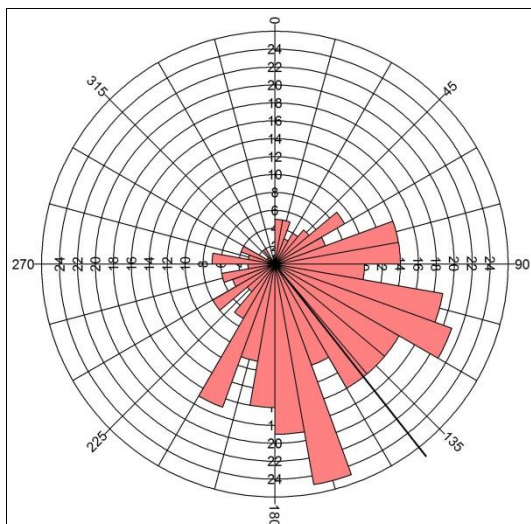


Figura 26. Diagrama de roseta com as medidas de paleocorrentes da Frente Deltaica.

6.2.3. Associação de Fácies de Planície Deltaica

Descrição: Essa associação de fácies sobrepõe arenitos de frente deltaica proximal e apresentando espessura máxima de 6m. É caracterizada por corpos arenosos com ciclos granodecrescência ascendente de até 3 m, limitados na base por superfícies erosivas onde são encontrados grânulos e seixos. Internamente os corpos arenosos são compostos principalmente por sets de 10 a 30 cm, raramente chegando a 1m, de arenitos médios a conglomeráticos com estratificações cruzadas tangenciais/acanaladas (St) e cruzadas de baixo ângulo (SI). Subordinadamente foram registrados arenitos com estratificações cruzadas de marcas onduladas subcríticas (Sr) de granulometria grossa. Também foram descritas camadas de conglomerados com estratificação plano-paralela (Gh) e com cruzadas tangenciais (Gt). Os sets são amalgamados, compostos por sedimentos com grau de seleção variando de moderado a mal selecionados. Comumente são encontrados grânulos e seixos marcando a base dos sets, indicando uma base erosiva, e a estratificação (Figura 27).

As medidas de paleocorrentes foram obtidas principalmente nas camadas arenosas com cruzadas tangenciais (St) e apresentam um vetor médio indicando um sentido preferencial de fluxo SE (Figura 28).

Interpretação: A ocorrência de corpos arenosos limitados por superfícies erosivas, formando ciclos com granodecrescência ascendente constituídos por arenitos mal selecionados com estruturas trativas unidirecionais, permite interpretar estes depósitos como canais fluviais. Os ciclos granodecrescentes ascendentes

representam uma variação de energia no fluxo do rio nos episódios de inundação, ocorrendo uma desaceleração da corrente da base para o topo (Miall, 1977). Corpos arenosos sobrepondo estratos de frentes deltaicas sugere que os canais fluviais se desenvolveram em um contexto de planície deltaica. A ausência de depósitos finos de planície de inundação (*overbank*), domínio de pacotes arenosos de granulometria grossa e a geometria tabular e amalgamada das camadas sugerem canais fluviais entrelaçadas. O padrão constante de paleocorrentes, com pouca dispersão, praticamente em um único quadrante, reforça a hipótese de que estes canais são canais fluviais entrelaçados (Miall, 1987).

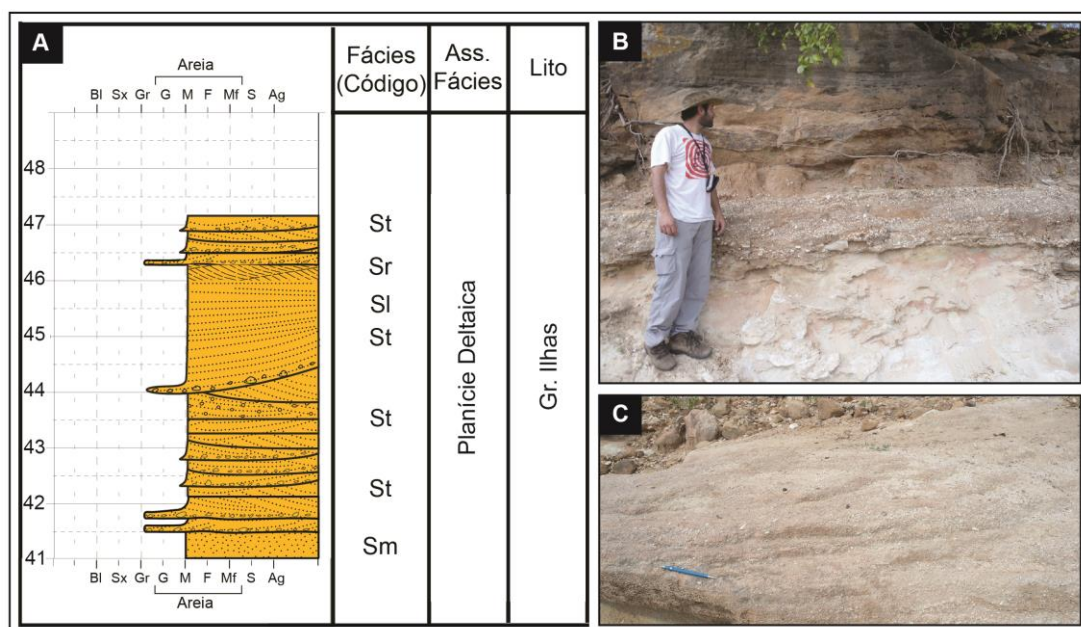


Figura 27. (A) Figura ilustrando um pedaço do perfil colunar 3319, representativo da Planície Deltaica. B e C mostram pacotes conglomeráticos que compõem essa associação de fácies.

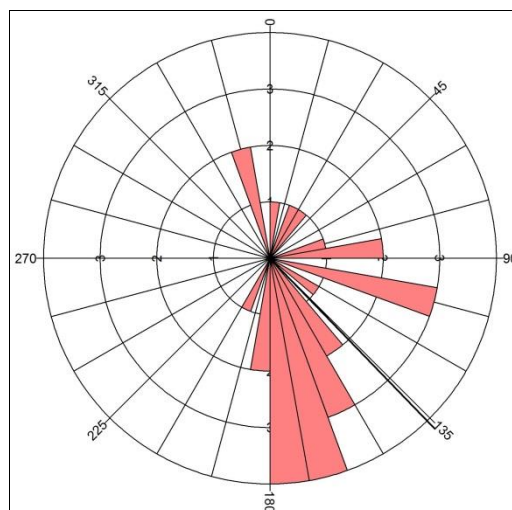


Figura 28. Diagrama de roseta com as medidas de paleocorrentes da Planície Deltaica.

6.3. Modelo Depositional

Os deltas do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central são compostos por três associações de fácies: (a) Prodelta, (b) Frente Deltaica (distal e proximal) e (c) Planície Deltaica, que juntas formam ciclos granocrescentes. Estes ciclos são amplamente compostos por pacotes sedimentares com estruturas geradas por fluxos trativos unidirecionais (Gt, St, Sl, Ssg, etc.) e lamitos maciços (Fm) ou laminados (Fl). Muito raramente são encontradas camadas sedimentares formadas por regime de fluxo oscilatório (Sw). Uma característica marcante é a grande quantidade de camadas com estruturas deformacionais (laminações convolutas, recumbentes, estruturas de carga) compoanto as associações de fácies, principalmente nas frentes deltaicas. Os arenitos são predominantemente finos a médios, comumente apresentam grânulos e seixos na base dos sets, marcando a estratificação ou concentrado na base dos sets.

A partir destas características faciológicas é possível classificar os deltas conforme os mecanismos geradores (rio, onda e maré). Galloway (1975) produziu um diagrama com três vértices (Figura 4), e em cada um dos vértices fica um mecanismo. Neste diagrama os deltas do Grupo Ilhas estariam próximos ao vértice do rio. A presença isolada de sedimentos com estruturas de fluxo oscilatório indica que haviam períodos de baixa descarga fluvial, onde o delta ficava sujeito a ação

de ondas. Orton & Reading (1993), adicionaram ao diagrama de Galloway (1975) a variável da granulometria, variável esta que interfere no gradiente e no padrão das drenagens da planície deltaica, no comportamento da mistura de sedimentos quando ocorre a descarga em um corpo de menor energia, no tipo da linha de costa e na deformação e ressedimentação da frente deltaica.

McPherson *et al.*, (1987) distingue os tipos de deltas com base no sistema fluvial alimentador (Figura 6). No caso da Bacia do Tucano, os deltas eram alimentados por sistemas fluviais entrelaçados que desaguavam em um lago (*braid deltas*). Segundo McPherson *et al.*, (1987), esse tipo de delta ocorre em ambientes com gradiente moderado a baixo, são alimentados por canais fluviais bem estabelecidos (descarga perene), gerando uma grande quantidade de estratos cruzados.

Na tabela de classificação de Postma (1990) os deltas do Grupo Ilhas se enquadrariam no campo de deltas de águas pouco profundas, com gradiente de aproximadamente $0,4^\circ$, e estariam entre os modelos 2 e 4 (Figura 5). Isso pode ser deduzido pelo posicionamento dos deltas dentro da bacia, na borda flexural e axial, locais esses onde o gradiente é baixo.

Através da interpretação do diagrama de paleocorrentes é possível identificar dois padrões distintos de alimentação destes deltas (Figura 29). Um principal para S-SE e outro secundário para E-SE. O aporte para S-SE representa deltas alimentados por sistemas fluviais que adentravam a bacia pela sua borda axial, enquanto que os sistemas deltaicos provindos da borda flexural apresentam paleocorrentes para E-SE. No diagrama de roseta as medidas posicionam-se praticamente em um único quadrante (SE), e apresentam um vetor médio para $141,4^\circ$.

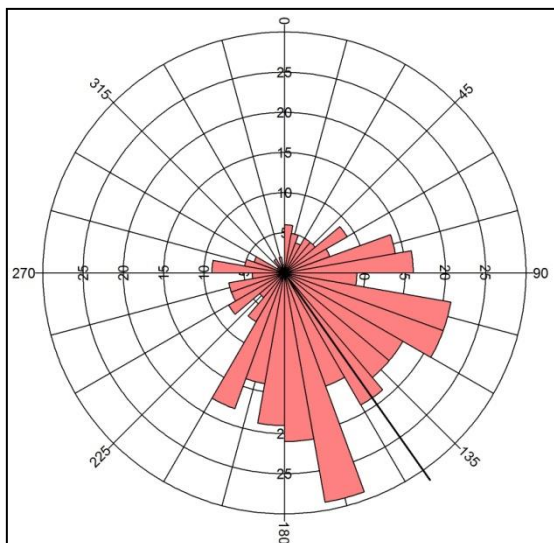


Figura 29. Diagrama de roseta com as medidas de paleocorrentes do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central

Sendo assim, é possível concluir que os sistemas deltas do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central eram dominados por rios entrelaçados que descarregavam seu sedimento em um lago raso e apresentavam duas fontes de suprimento sedimentar, axial e flexural. Como análogos atuais são comparáveis aos deltas do Lago Malawi, que faz parte das Bacias Rifte do Leste Africano (Figura 30). Nesse lago é possível identificar características semelhante à Bacia do Tucano Central, como o seu alongamento N-S com borda falhada a E e o aporte sedimentar dos deltas tanto da borda axial (Figura 30C) quanto flexural (Figura 30 D) do rifte.



Figura 30. (A) Lago Malawi, Rifte do Leste Africano, Modelo análogo ao Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central; (B) Zoom da figura A; (C) Deltas axiais ao eixo da bacia; (D) Deltas da margem flexural da bacia.

6.4. Parassequências Deltaicas: Regressão Normal e Forçada

Para Van Wagoner *et al.* (1988), uma parassequência é o resultado de um arranjo de alta frequência de camadas sedimentares geneticamente relacionadas, marcadas por um raseamento para o topo. O limite entre parassequências é uma superfície de inundação e suas superfícies correlatas, colocando estratos distais sobre proximais (Van Wagoner, 1985). Podem ser formadas por fenômenos autocíclicos, relacionados à dinâmica sedimentar, ou alocíclicos, controlados pelas variações de alta frequência no nível de base. O conjunto de parassequências pode apresentar três arranjos diferentes, progradacional, retrogradacional ou agradacional (Figura 31). Esses padrões são controlados pelo aporte sedimentar e pelo espaço de acomodação.

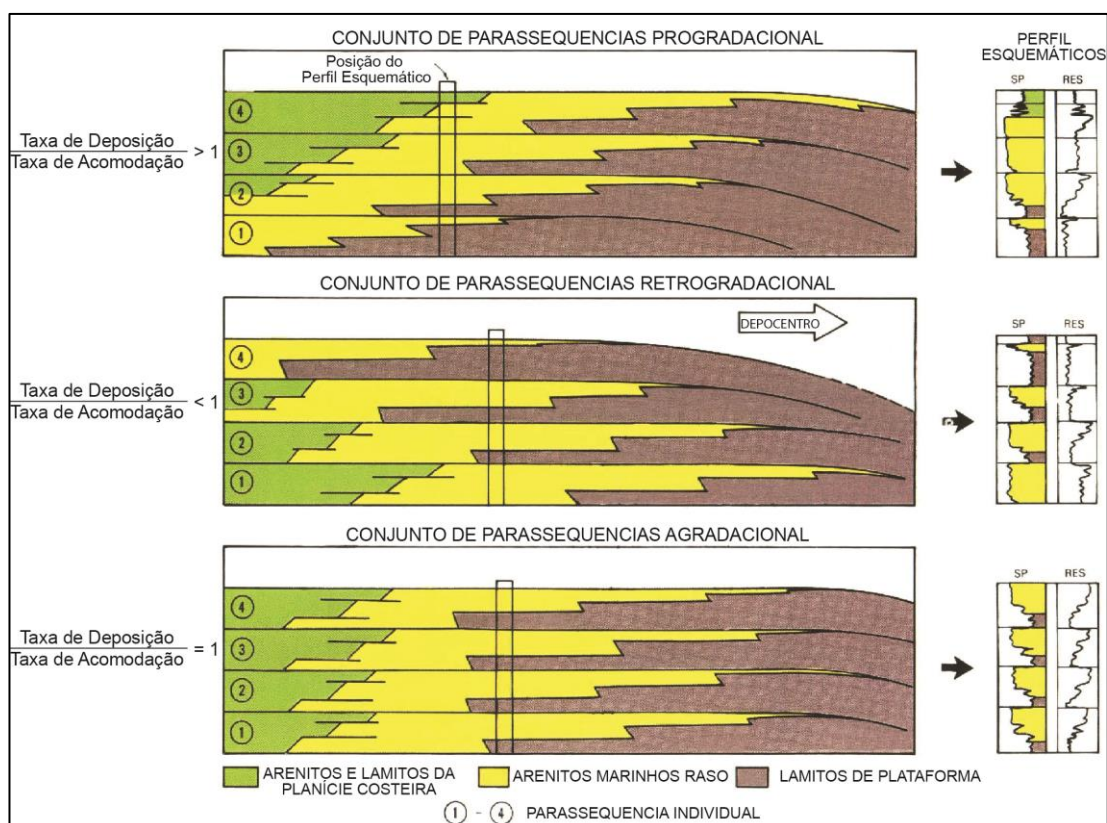


Figura 31. Figura ilustrando os diferentes tipos de empilhamentos de parassequências e a razão entre a taxa de deposição e acomodação de cada padrão (Van Wagoner *et al.*, 1988).

Nas seções estudadas foram identificados dois padrões distintos de parassequências, gerados por diferentes modelos de empilhamento das associações fácies deltaicas (Figura 32 A). O primeiro tipo de é caracterizado por ciclos granocrescentes ascendentes prográdantes formados por uma sucessão gradual de fácies (Figura 32 C). São compostas por lamitos de prodelta na base, sobrepostos por intercalações pelito/arenito da frente deltaica distal, arenitos com cruzadas e fluidizações da frente deltaica proximal, e no topo da parassequência pacotes de arenitos moderados a mal selecionados, amalgamados com base erosiva, pertencentes à planície deltaica. Raramente são encontrados ciclos completos, com todas as associações de fácies, porém, nesse tipo de parassequência o contato entre as associações de fácies sempre é gradual.

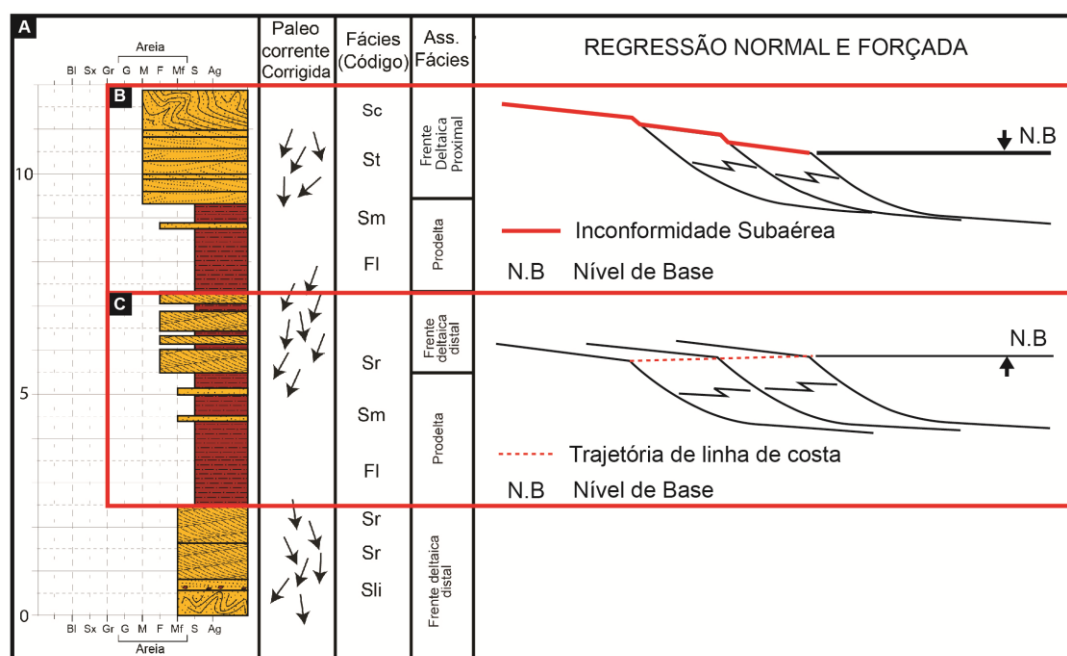


Figura 32. (A) Perfil colunar do ponto 3314. (B) Intervalo do perfil onde ocorreu uma regressão forçada, colocando arenitos de Frente Proximal sobre pelitos de Prodelta. (C) Contato gradacional do Prodelta com a Frente Deltaica Distal. Os modelos ao lado do perfil ilustram as situações de cada tipo de regressão (Modificado de Catuneanu *et al.*, 2008).

Esse padrão é conhecido como regressão normal. É caracterizado por uma progradação com nível de base subindo, ocorrendo quando o aporte sedimentar superando o espaço de acomodação criado (Catuneanu *et al.*, 2009). Nesse caso todo o espaço de acomodação criado é consumido pela sedimentação. Na regressão normal a transição entre associações de fácies distais e proximais é gradacional, não ocorrendo saltos granulométricos.

No segundo tipo de parassequência são encontradas associações de fácies proximais (frente deltaica proximal) logo acima de distais (prodelta), marcando um limite abrupto entre as associações de fácies. Esse fenômeno é chamado de regressão forçada.

Regressão forçada representa um processo relativamente comum, ocorrendo como consequência de uma queda do nível de base, diminuindo o espaço de acomodação (Posamentier & Morris, 2000). Segundo Posamentier & Morris (2000), a preservação destes depósitos depende de alguns fatores. Esses fatores incluem: (a) erosão durante o período do rebaixamento e posterior subida do nível de base, (b) o influxo sedimentar, quanto maior o influxo maior a chance de preservação e (c) o gradiente da bacia (mergulho em direção ao depocentro), quanto maior o gradiente menores as chances de preservação.

Através da interpretação dos perfis colunares foram identificados dois critérios para a identificação de regressões forçadas nos deltas do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central, são eles: (a) ausência da associação de fácies de frente deltaica distal (intercalação pelito/arenito) entre prodelta e frente proximal, indicando um raseamento repentino, e (b) variações granulométricas bruscas (lamitos sobrepostos por arenitos finos a médios), formando bases abruptas.

Visto que a bacia não apresentava ligação com o oceano, essas respostas às variações do nível de base não eram relacionadas à variações eustáticas, e sim a variações climáticas.

6.5. Evolução Tectono-Estratigráfica do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central

A partir de seções colunares de campo foi montado um perfil composto do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central (Figura 33). O contato basal com a Formação Candeias não foi encontrado em campo, porém o contato superior (erosivo) com a Formação São Sebastião pode ser observado no ponto 3332.

Analisando o perfil colunar composto é possível identificar dois padrões distintos de empilhamento de parassequências deltaicas. Da base até o meio do perfil o padrão é retrogradacional, enquanto que do meio até o topo o padrão é progradacional (Figura 33).

O padrão retrogradacional de empilhamento representa uma fase em que a taxa de criação de espaço é muito maior que a capacidade de preenchimento da bacia. Caracteriza um crescente afogamento, alcançando o máximo afogamento quando inverte o padrão de empilhamento. Nesse período o lago avança sobre os sistemas deltaicos das bordas flexural e axial da bacia, predominando pacotes pelíticos (F1 e Fm).

Da metade do perfil até o topo, equivalente ao topo do Grupo Ilhas e a Formação São Sebastião, se instala um padrão progradacional. Esse padrão representa uma diminuição na razão entre a taxa de criação de espaço e a taxa de influxo sedimentar, provavelmente relacionado a um decréscimo da atividade tectônica. Os deltas das bordas da bacia avançam sobre o lago, a quantidade de camadas pelíticas diminui até que sejam depositados apenas arenitos (S1, St, Ssg, etc.).

Comparando o modelo identificado no Grupo Ilhas no Tucano Central, é possível identificar alguns tratos tectônicos de ambiente rifte propostos por Bosence (1998), Prosser (1993), Gawthorpe & Leeder (2000) e Kuchle & Scherer (2010), e assim, traçar limites entre os tratos e superfícies estratigraficamente importantes (Figura 30).

No modelo de Bosence (1998) a retrogradação inicial estaria inserida no estágio de sin-rifte médio, enquanto que a progradacional no sin-rifte final. Para Prosser (1993) esses padrões representariam o Trato de Sistema Tectônico de Clímax de Rifte, retrogradacional, e Pós-Rifte, progradacional. Já no modelo de Gawthorpe & Leeder (2000), esses padrões são incluídos na fase de ligação de falhas, representada pelo afogamento da bacia, e na fase de estabelecimento de meio-gráben, com o efetivo transporte sedimentar para dentro da bacia. Os tratos tectônicos de clímax de rifte e final de rifte, de Kuchle & Scherer (2010), podem ser adaptados no perfil composto do Grupo Ilhas, sendo o clímax representando pelo padrão retrogradacional e o final pelo padrão progradacional.

Seguindo o modelo de Kuchle & Scherer (2010) é possível identificar no perfil composto (Figura 33) uma superfície estratigraficamente importante. No limite entre os tratos tectônicos de clímax de rifte e de final de rifte, onde muda o padrão de empilhamento das parassequências, é posicionada a superfície de máximo rifteamento. Essa superfície representa o momento de máxima inundação da bacia, quando o sistema lacustre atinge sua maior extensão, gerando um recuo dos sistemas deltaicos da margem flexural e axial. Em afloramento a superfície de máximo rifteamento não pode ser identificada porque as seções não são contínuas.

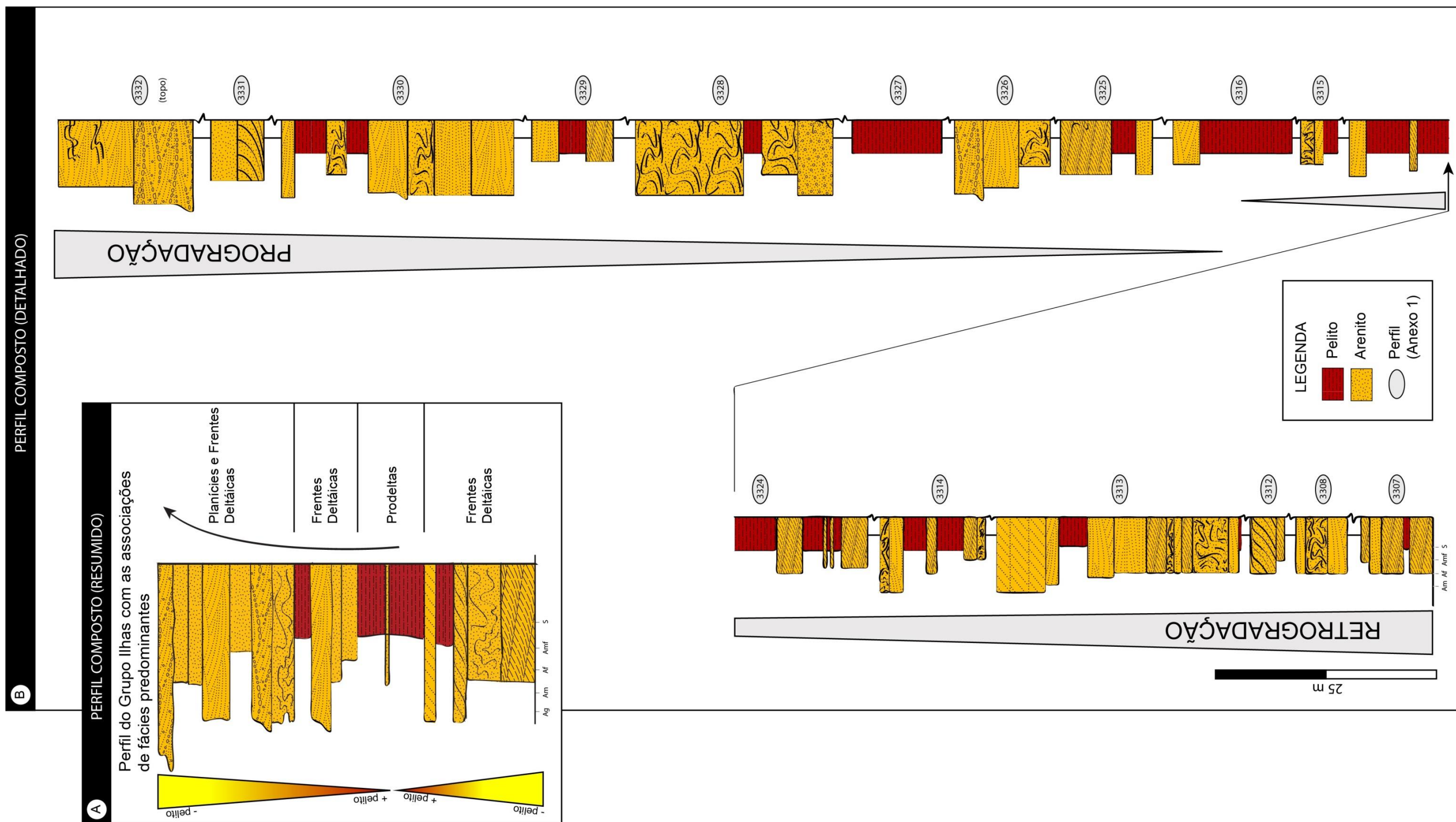


Figura 33. Perfil composto do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central. Os números dos perfis utilizados estão representados ao lado. (A) Perfil composto condensado ilustrando os padrões de empilhamento e as principais associações de fácies.

Com os dados obtidos em afloramento, foi possível identificar dois modelos paleogeográficos distintos para a época de deposição dos deltas do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central (Figura 34). O primeiro modelo ocorre como uma bacia com um extenso lago, deltas nas bordas flexural e axial e leques deltaicos na borda falhada. Neste modelo há uma transgressão do lago sobre o continente nas bordas flexurais e uma regressão na borda falhada. Já no segundo modelo o lago diminui devido ao avanço dos deltas, gerando uma regressão nas bordas flexurais e transgressão na borda falhada. A regressão na borda flexural supera a transgressão na falhada.

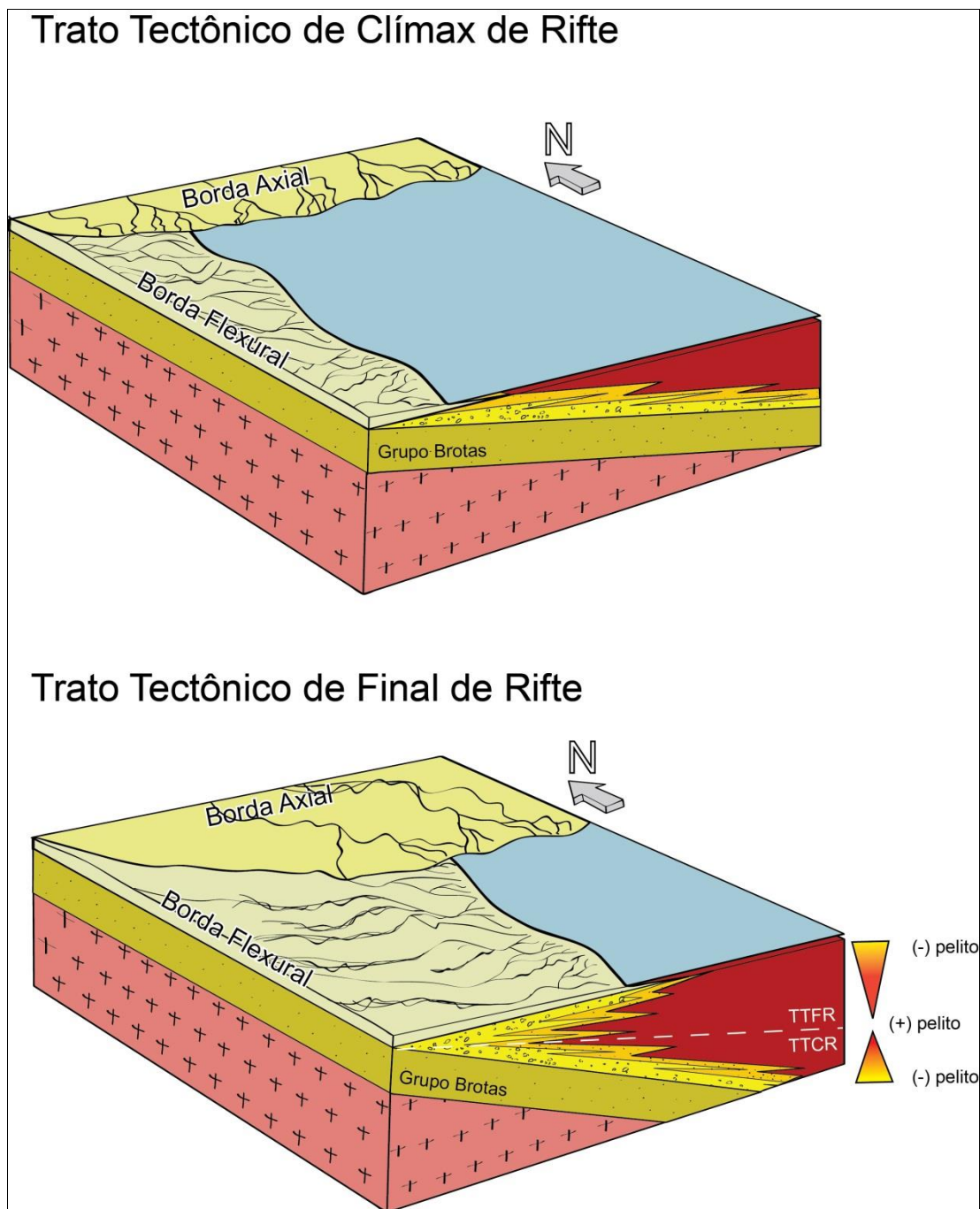


Figura 34. Blocos diagramas representando a paleogeografia nos diferentes tratos tectônicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central.

7. CONCLUSÕES

- 1) A partir do levantamento de seções colunares no Grupo Ilhas, na bacia do Tucano Norte, foi possível individualizar 12 litofácies, agrupadas em três associações de fácies: prodelta, frente deltaica distal/proximal e planície deltaica. Estas associações de fácies formam sucessões de estrato e granocrescência ascendente (parassequências), com espessuras de 2 a 15 metros que representam lobos deltaicos. A predominância de estruturas trativas unidirecionais indicam sistemas deltaicos dominados por rios.
- 2) Nas seções estudadas foram identificados dois padrões distintos de parassequências, marcados por diferentes modelos de empilhamento das associações fácies deltaicas. O primeiro tipo é composto por ciclos de granocrescência ascendente, progradacionais, caracterizados por uma sucessão gradual de fácies. Estes ciclos são resultantes de uma regressão normal, associada a um contexto onde a taxa de suprimento sedimentar supera a taxa de subida do nível de base. No segundo tipo de parassequência são encontradas associações de fácies proximais (frente deltaica proximal) logo acima de distais (prodelta), marcando um limite abrupto entre as associações de fácies. Este tipo de parassequência é formada a partir de uma regressão forçada da linha de costa, resultante de uma queda do nível de base.
- 3) O Grupo Ilhas apresenta padrões de empilhamentos distintos ao longo da sucessão. A base é caracterizada por um padrão retrogradacional, enquanto o topo é marcado por um padrão progradacional de parassequências deltaicas, representando os tratos de sistemas tectônicos de clímax e final de rifte, respectivamente. Não foi possível a delimitação precisa em afloramentos da superfície que separa os dois tratos tectônicos (superfície de máximo rifteamento sensu Kuchle & Scherer, 2011).

- 4) Os dados de paleocorrentes indicam o desenvolvimento de sistemas deltaicos oriundos tanto da borda flexural, quanto orientados axialmente ao meio-gráben. Não foi observado variações nos padrões de paleocorrentes ao longo da sucessão, indicando uma coexistência dos sistemas deltaicos flexurais e axiais durante os tratos de sistemas de clímax e final de rifte.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G. A. & MATO, L. F. 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil., In: 36º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1990, Natal. Anais... 1, p. 157-170.
- AZEVEDO, R.L.M. 2004. Paleoceanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12: 231-249.
- BHATTACHARYA, J. P. & GIOSAN, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50: 187-210.
- BHATTACHARYA, J.P. 2006. Deltas. In: WALKER, R.G. & POSAMENTIER, H., (Eds.) *Facies Models Revisited*, SEPM Special Publication, p. 237-292.
- BHATTACHARYA, J. P. 2010. Delta. In: JAMES, N. P. & DALRYMPLE R. W. (Eds.), *Facies Models 4*, p. 233-264.
- BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B.H. & BOSENCE, D.W.J. (Eds.), *Sedimentary and Tectonic Evolution of Rift Basins – The Red Sea-Gulf of Aden*, Chapman & Hall, London, p. 9-25.
- BUENO, G. V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12: 203-229.

- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J. P., BLUM, M. D., DALRYMPLE, R. W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C. R., FISHER, W. L., GALLOWAY, W. E., GIBLING, M. R., GILES, K. A., HOLBROOK, J. M., JORDAN, R., KENDALL, C. G. S. T. C., MACURDA, B., MARTINSEN, O. J., MIALL, A. D., NEAL, J. E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H. W., PRATT, B. R., SARG, J. F., SHANLEY, K. W., STEEL, R. J., STRASSER, A., TUCKER, M. E. & WINKER, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.
- COSTA, I. P., MILHOMEM, P. S., BUENO, G. V., LIMA E SILVA, H. S. R. & KOSIN, M. D. 2007. Sub-bacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 433-443.
- GALLOWAY, W. E. 1975. Process framework for describing the morphological and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In: BROUSSARD, M.L. (Ed.), Deltas*, Geol. Soc., Texas, p. 87-98.
- GAWTHORPE R. L. & COLELLA A. 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. *In: COLELLA, A. & PRIOR, D. (Eds.), Coarse-grained Deltas*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 10 , p. 113–120.
- GAWTHORPE R. L. & LEEDER M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12: 195-218.
- GILBERT, G. K. 1885. The topographic features of lake shores. *United States Geological Survey Fifth Annual Report*, p. 69-123.
- KOSIN, M. D. 2009. O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 17: 89-108.
- KUCHLE, J. & SCHERER, C. M. S. 2010. Sismoestratigrafia em bacias riftes: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18: 33-60.
- KUCHLE, J., HOLZ, M., SCHERER, C.M.S., FERNANDES, F. & BEDREGAL, R.P. 2007. Mapeamento estratigráfico de bacias rifte a partir de padrões de empilhamento e seus significados genéticos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS*, 4, 2007, Campinas. Anais... CD-ROM.
- LOWE, D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- MAGNAVITA, L. P. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. 492 p. Oxford, 1992. Tese (Doutorado). University of Oxford.

- MAGNAVITA, L., DESTRO, N., CARVALHO, M.S.S., MILHOMEN, P.S. & SOUZA-LIMA, W. 2003. Bacia de Tucano. *Fundação paleontológica Phoenix*, Aracaju, Série Bacias Sedimentares, No. 52.
- MARTINS NETO, M. A. & CATUNEANU, O. 2010. Rift Sequences stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 247-253.
- MCPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America*, Bulletin 99: 331–340.
- MIALL, A. D. 1977. A review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Review*, 13: 1-62.
- MIALL, A.D. 1987. Recent developments in the study of facies models. In: ETHRIDGE, F.G., FLORES, R.M. & HARVEY, M.D. (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. Special Publication, p. 1-9.
- MIALL, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Nova York, Springer-Verlag, 582p.
- MIALL, A.D. 1999. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, Berlin, 433p.
- MILANI, E. J. 1987. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. *PETROBRAS Ciência-Técnica-Petróleo Ser. 18*, 61 p.
- 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.
- OWEN, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: JONES, M.E. & PRESTON, R.M.F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geological Society of London Special Publication, p. 11-24.
- OWEN, G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. In: VAN RENSEBERGEN, P., HILLIS, R.R., MALTMAN, A.J. & MORLEY, C.K. (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society of London Special Publication, p. 21-34.
- OWEN, G. & MORETTI, M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235: 141–147.

- OWEN, G., MORETTI, M. & ALFARO P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235: 133-140.
- POSAMENTIER, H.W. & MORRIS, W.R. 2000. Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. *In: HUNT, D. & GAWTHORPE, R.L. (Eds.), Sedimentary Responses to Forced Regressions*, Geological Society of London, Special Publications No. 172, p. 19-46.
- POSTMA, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *In: COLELLA, A.; PRIOR, D.B. (Eds.), Coarse-Grained Deltas*. IAS Special Publication, Blackwell, Oxford, v. 10, p. 13-27.
- POSTMA, G. 1995. Sea-level-related architectural trends in coarse-grained delta complexes. *Sedimentary Geology*, 98: 3-12.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. Springer, Berlin, 425p.
- POWERS, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23: 117-119.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *In: WILLIAMS, G.D. & DOBB, A. (Eds.), Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*, Geological Society Special Publication No. 71, p. 35-66.
- READING, H. G. 1996. *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 688p.
- SANTOS, C. F., CUPERTINO, J. A. & BRAGA, J. A. E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. (Eds.), Origem e Evolução das Bacias sedimentares*. PETROBRAS, P. 235-266.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUIT, T.S. & HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy. 1988. *In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.ST.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Eds.), Sea level changes: An Integrated Approach*, SEPM 42 Special Publication, Tulsa, p. 39-45.
- 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*, Canadá, Geological Association of Canada, 409p.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A escale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392

WIZEVICH, M. C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *In*: MIALL, A.D. & TYLER, N. (Eds.), *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, SEPM Geology, Tulsa, p. 22-24.

9. ANEXOS

ANEXO 1: Perfis Colunares (CD-ROM)