

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

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

OLAVO COLLARES POESTER

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

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

OLAVO COLLARES POESTER

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Mario Ferreira de Lima Filho - UFPE

Prof. Dr. Elirio Ernestino Toldo Júnior – PPGGeo/UFRGS

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli – PPGGeo/UFRGS

Universidade Federal do Rio  
Grande do Sul Dissertação de  
Mestrado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção  
do Título de Mestre em Ciências.

Poester, Olavo Collares

Modelo deposicional, arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos sistemas deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano - BA. / Olavo Collares Poester. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2015. [59 f.] il.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

1. Bacia do Tucano Central. 2. Grupo Ilhas. 3. Sistemas Deltaicos. 4. Arquitetura de Fácies. 5. Evolução Estratigráfica. I. Scherer, Claiton Marlon dos Santos, oriente. II. Título.

## **Resumo**

A Bacia do Tucano Central, localizada no estado da Bahia, consiste em um meio-gráben alongado norte, cuja assimetria é gerada por uma falha de borda principal. 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 de perfis colunares, elaboração de fotomosaicos e a análise de paleocorrentes, foram identificadas para o intervalo estudado doze litofácies, que podem ser agrupadas em quatro associações de fácies: prodelta, frente deltaica distal, frente deltaica proximal e planície deltaica. A partir do estudo do empilhamento estratigráfico dos afloramentos estudados, associados à análise de poços, foi possível determinar diferentes padrões de empilhamento. É possível dizer que a base do Grupo Ilhas apresenta padrão retrogradacional, indicando um trato de sistema tectônico de clímax de rifte. A porção superior, por sua vez, é caracterizada por um padrão progradacional, configurando o trato de sistemas tectônico de final de rifte. Através da interpretação do diagrama de paleocorrentes é possível identificar dois padrões distintos de alimentação fluvial dos deltas do Grupo Ilhas: um principal para S-SE, proveniente da borda axial, e outro secundário para E-SE, oriundo da borda flexural. A distribuição regional das paleocorrentes e o mapa de razão arenito/pelito sugerem um amplo meio-graben com depocentro a sul.

**Palavras-Chave:** Bacia do Tucano, Grupo Ilhas, Sistemas Deltaicos, Arquitetura de Fácies, Evolução Estratigráfica

## **Abstract**

Depositional Model, Facies Architecture and Stratigraphic Evolution of the Deltaic Systems of Ilhas Group, Tucano Central Basin – BA. The Tucano Central Basin, located in the northeastern portion of the Bahia State, consists in an S-N elongated half-graben, which asymmetry is generated by a main border fault. The present work aims to a detailed sedimentological and stratigraphic characterization of the deltaic deposits of the Ilhas Group, accumulated during the rift phase. From sedimentary logs, preparation of photomosaics and paleocurrent analysis were identified twelve lithofacies, which can be grouped into four facies associations: pro-delta, distal deltaic front, proximal deltaic front and deltaic plain. Through the investigation of the stratigraphic succession of the studied outcrops associated with the analysis of wells, was possible to define distinctive stacking pattern. It is possible to consider that the base of the Ilhas Group presents a retrogradational pattern, indicating a rift climax tectonic system tract. The upper portion, on its turn, is characterized by a progradational pattern, configuring the rift ending tectonic system tract. By the interpretation of the paleocurrent diagram it's possible to identify two distinct fluvial feeding patterns of the deltaic systems of the Ilhas Group: a main one with S-SE vector indication, which sediments are from axial border, and another one with E-SE vector indication, which sediments are from the flexural margin. The regional distribution of paleocurrent and the map of the sandstone/mudstone ration suggest a wide half graben basin with depocenter in the south part.

**Key-Word:** Tucano Basin, Ilhas Group, Deltaic Systems, Facies Architectures, Stratigraphic Evolution

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Delta e suas subdivisões, topset, foreset e bottomset, e na lateral esquerda um perfil colunar esquemático (modificado de Scruton, 1960). Retirado de Bhattacharya (2003).....	11
Figura 2. Bloco diagrama de um delta dominado por rio, com suas associações de fácies (Battacharya, 2010).....	11
Figura 3. Classificação tripartite de Galloway (1975), onde estão plotados os seis tipos de deltas de Coleman & Wright (1975), extraído e modificado de Bhattacharya (2010).....	12
Figura 4. Tabela de classificação de deltas, Postma (1990).....	13
Figura 5. Diagrama de classificação de deltas conforme o seu sistema alimentador (Extraído de McPherson et al., 1987). ....	14
Figura 6. Diferentes padrões de empilhamento de acordo com o aporte sedimentar e o espaço de acomodação. Modificado de Van Wagoner, retirado de Postma (1990).....	15
Figura 7: Trato de sistemas de início de rifte. a) Bloco diagrama generalizado. b) Seção transversal. (Modificado de Prosser, 1993).....	17
Figura 8: Evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais durante o estágio de iniciação. Os principais caminhos de transporte de sedimentos são controlados pela rede de drenagens preexistentes, que são localmente modificadas pela topografia associada com falhas. ....	19
Figura 9: Trato de sistemas de Clímax de Rifte. a) Bloco diagrama generalizado. b) Seção transversal. (Modificado de Prosser, 1993). ....	20
Figura 10: Estágio de interação e conexão dos segmentos de falha durante a evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais. ....	21
Figura 11: Estágio de falhas contínuas ( <i>through-going fault</i> ) durante a evolução tectonosedimentar de um arranjo de falhas normais. ....	22
Figura 12: Trato de Sistemas de Pós-Rifte inicial. A) Bloco diagrama generalizado; B) Seção transversal. (Modificado de Prosser, 1993).....	23

Figura 13: Estágio de morte das falhas durante a evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais. O *locus* de falhamento ativo migra para dentro do *hangingwall* na falha da direita causando soerguimento e incisão dos leques derivados do *footwall* e uma mudança do rio axial para longe da ombreira do rifte. Extraído de Gawthorpe e Leeder (2000).....24

Figura 14: Modelo utilizado em campo para levantamento do perfil colunar a partir da descrição das litofácies. Nele contém uma legenda das principais estruturas geradas em processos eólicos e fluviais, espaço para escrever a coordenada UTM do afloramento, além da data da descrição e a escala adotada. ....26

Figura 15: (a) marcas onduladas, (b) modelo de marcas onduladas e (c) esquema demonstrando a inclinação das laminações cruzadas em relação à direção do fluxo (apostilla de aula do prof. José Luiz Tomazelli). ....27

Figura 16: Bloco diagrama mostrando o paleoambiente do TTCR, levando em conta as paleocorrentes e os sistemas deposicionais.....26

Figura 17 Bloco diagrama mostrando o paleoambiente do TTFR, levando em conta as paleocorrentes e os sistemas deposicionais.....26

## SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	9
2.	ESTADO DA ARTE .....	10
2.1.	Deltas.....	10
2.2.	Classificações de Deltas .....	12
2.3.	Deltas em Bacias Rifte.....	14
2.4.	Evolução Tectono-Sedimentar de Bacias Extensionais Ativas .....	15
	Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte .....	17
	Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte.....	19
	Trato de Sistemas Tectônico de Pós-Rifte .....	22
3.	METODOLOGIA .....	24
3.1.	Perfis Colunares.....	25
3.2.	Análise de Paleocorrentes .....	25
3.3.	Descrição de Fácies.....	27
3.4.	Correlação de Poços.....	28
4.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	25
5.	CONCLUSÕES.....	27
6.	BIBLIOGRAFIA .....	28
7.	ARTIGO CIENTÍFICO.....	31



## 1. INTRODUÇÃO

As bacias do tipo rifte são caracterizadas por tratos de sistemas tectônicos desenvolvidos em diferentes estágios de abertura, marcados por diferentes padrões de empilhamento que respondem a variações na razão entre as taxas de subsidência e de aporte sedimentar. 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 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. 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.

## **2. ESTADO DA ARTE**

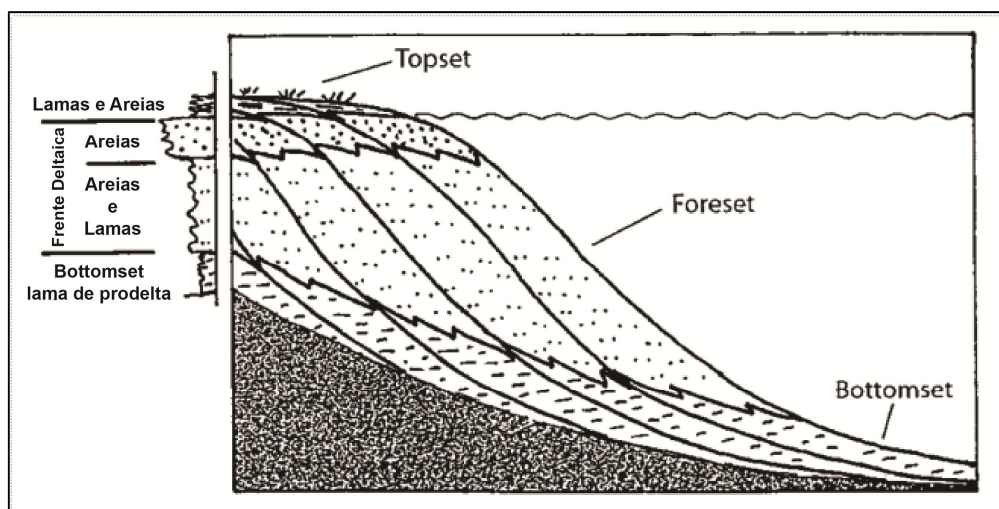
Neste capítulo será abordada uma breve revisão conceitual envolvendo a caracterização dos aspectos sedimentológicos e estratigráficos de deltas, classificação dos mesmos a partir do mecanismo controlador e por último uma discussão de deltas em contexto de Bacias Rifte.

### **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 (Bhattacharya, 2003).

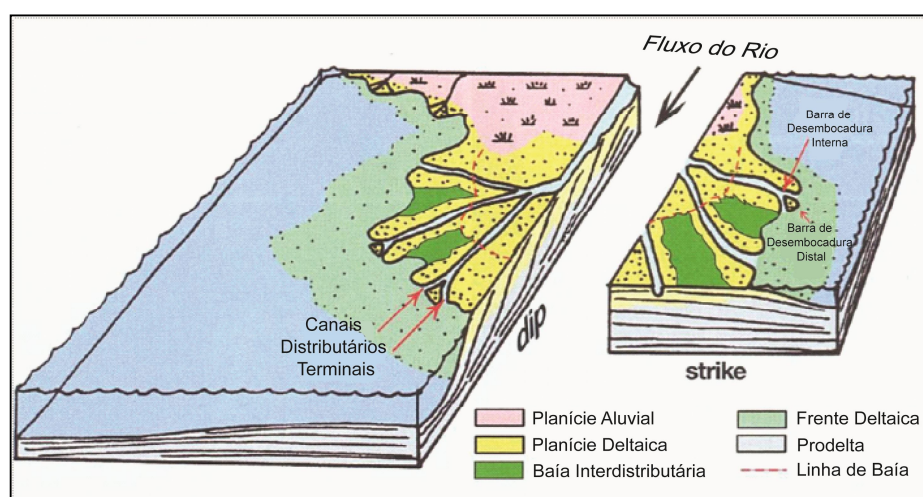
Deltas são definidos como uma protuberância na linha de costa causada pela inserção do sistema fluvial em um ambiente de mais baixa energia (oceano, lago, laguna), em um contexto onde o suprimento de sedimento é maior do que a capacidade da bacia em redistribuí-lo (Bhattacharya, 2003). À medida que o sedimento deposita na linha de costa ocorre uma regressão. A principal característica de depósitos deltaicos é que eles sempre são granocrescentes ascendentes, formando parassequências, onde os ambientes mais proximais estão sobre os distais (progradantes). 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 1) (Bhattacharya, 2003).



**Figura 1.** 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 2), que são correlacionados com *topset*, *foreset* e *bottomset* (Gilbert, 1885) respectivamente.



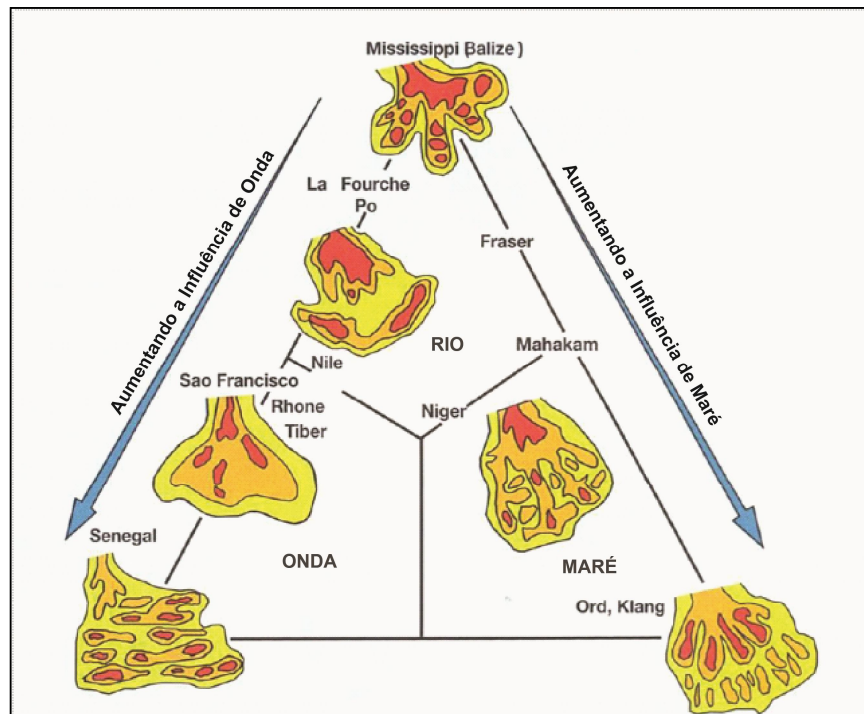
**Figura 2.** Bloco diagrama de um delta dominado por rio, com suas associações de fácies (Battacharya, 2010).

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





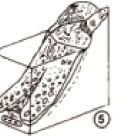
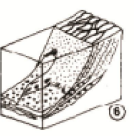
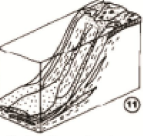
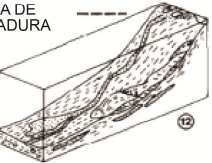
Para a classificação de deltas Galloway (1975) produziu um diagrama com três vértices, onde em cada vértice é representado por um dos mecanismos que controlam o desenvolvimento de um delta (rio, maré e onda), dentro deste diagrama aparecem subdivisões onde estão inseridos a maioria dos deltas (Figura 3). Em 1993, Orton e Reading modificaram a classificação de Galloway (1975), e incluíram a esta classificação a granulometria do sedimento.



**Figura 3.** Classificação tripartite de Galloway (1975), onde estão plotados os seis tipos de deltas de Coleman & Wright (1975), extraído e modificado de Bhattacharya (2010).

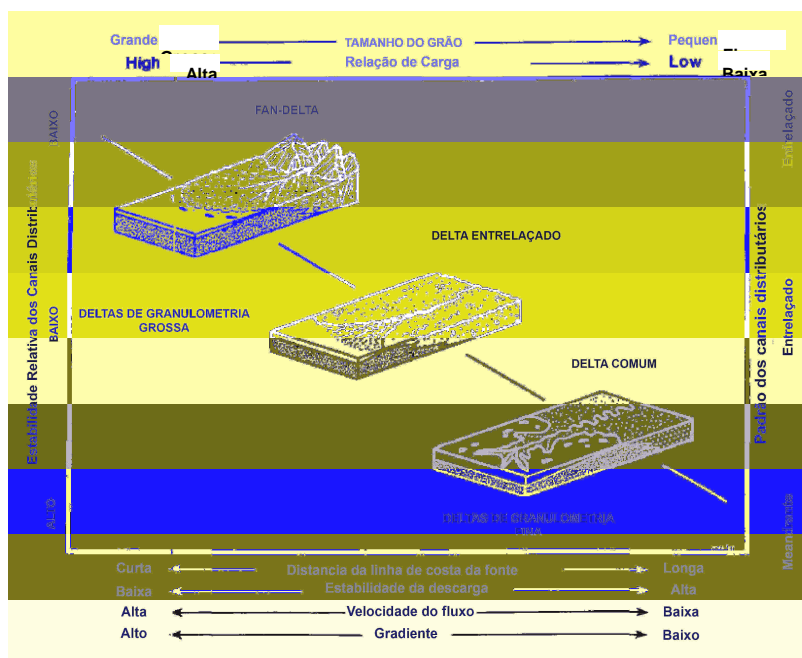
Postman (1990) apresenta uma classificação diferente das citadas anteriormente. É baseada no tipo de sistema alimentador e profundidade da lâmina

d'água (Figura 4). 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 e apresenta um gradiente bastante íngreme (alguns graus até 20-30° em casos extremos). Esse tipo de sistema é comumente efêmero e desconfinado, 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.

Sistema Alimentador	Tipo A	Tipo B	Tipo C	Tipo D
Deltas de Águas Rasas	TIPO HJULTRÖM  Perfil de água rasa		 Perfil de água rasa	
	 Tipo Gilbert "Clássico" TIPO GILBERT		 Perfil Tipo Gilbert TIPO BARRA DE DESEMBOCADURA	
Deltas de Águas Profundas	 Cones de Detritos	 Tipo Gilbert Modificado Gravitacionalmente	 Delta alimentando o sistema de rampa submarina	 Delta alimentando lobos e talwegues

**Figura 4.** Tabela de classificação de deltas, Postma (1990).

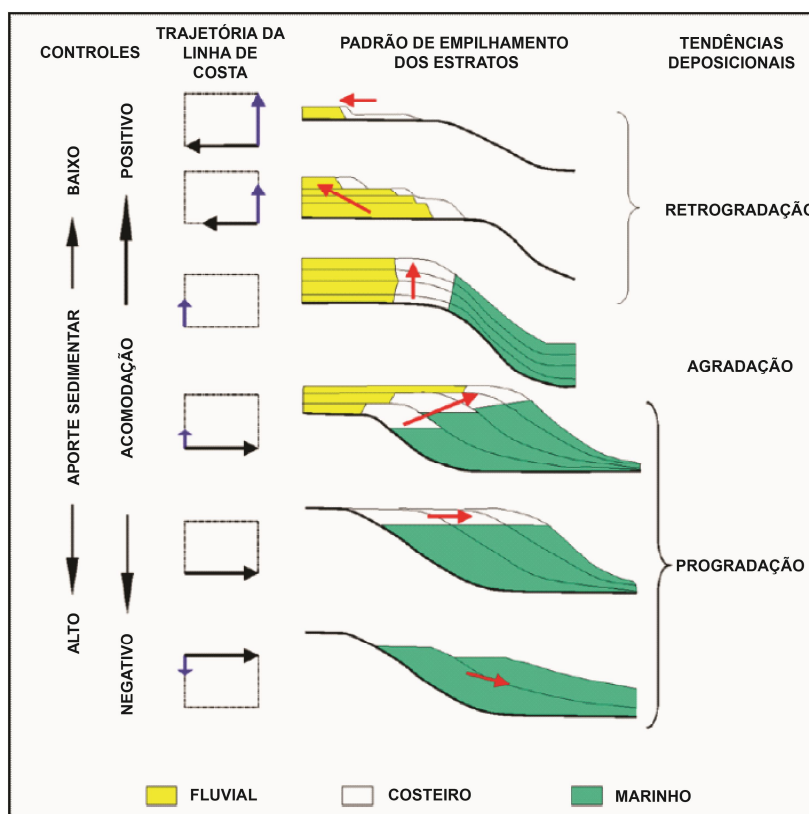
No trabalho de McPherson (1987) os deltas são classificados como deltas de granulometria grossa (fan-deltas e deltas entrelaçados) e deltas de granulometria fina (deltas comuns). Essa classificação é baseada nos padrões de canais distributários e a sua estabilidade, carga de sedimentos e granulometria, gradiente de fluxo e velocidade, distância da fonte (Figura 5).



**Figura 5.** Diagrama de classificação de deltas conforme o seu sistema alimentador (Extraído de McPherson et al., 1987).

### 2.3. Deltas em Bacias Ríftes

Sistemas deltaicos em um contexto Ríftes, que é o caso do Grupo Ilhas, apresentam padrões de empilhamento das parasequências distintos conforme o estágio de desenvolvimento do ríftes, Prosser (1993), Bosence (1998), Gawthorpe & Leeder (2000), Martins-Neto & Catuneanu (2010) e Kuchle & Scherer (2010) propõem modelos tectono-estratigráficos de evolução de bacias ríftes. Os padrões de empilhamento são gerados principalmente por duas variáveis, a taxa de subsidência e o aporte sedimentar (Figura 6). 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 6.** 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 a escarpa acentuada da borda falhada 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).

#### 2.4. Evolução Tectono-Sedimentar de Bacias Extensionais Ativas

Nas bacias rifte ativas, um complexo arcabouço tectônico tridimensional controla as taxas de subsidência e soerguimento. Como visto acima, essas taxas

variam espacialmente e temporalmente, influenciando, conseqüentemente, a sedimentação. Muitas bacias rifte, independentemente do regime climático ou tectônico no qual estão inseridas, compartilham uma arquitetura estratigráfica sin-rifte semelhante (e.g. Lambiase, 1990). A estratigrafia das bacias rifte freqüentemente registra uma transição de um estágio inicial de sedimentação fluvial, que passa para um estágio de sedimentação lacustre profunda, retornando a uma sedimentação fluvial. Este tipo de sucessão é reconhecido como estratigrafia tripartite (Schlische & Anders, 1996). Dadas às relações entre: criação de espaço de acomodação, aporte sedimentar e disponibilidade de água, diversos mecanismos podem produzir as transições observadas na estratigrafia tripartite (Withjack *et al.*, 2002).

Baseando-se no modelo de crescimento de falhas normais, Schlische e Anders (1996) propõem que o incremento em área e volume da bacia (dado pelo aprofundamento e propagação lateral das falhas) por si só seria capaz de causar a transição fluvial/lacustre, sem que houvesse um incremento nas taxas de subsidência tectônica. Isto ocorreria porque a mesma quantidade de sedimentos teria que se espalhar por uma área progressivamente maior.

Apoiando-se nos estudos de Waterson (1986), que verificou um aumento nas taxas de deslocamento relacionado com o comprimento das falhas Prosser (1993) sugeriu que a transição fluvial-lacustre está relacionada ao incremento nas taxas de subsidência tectônica da bacia. Esta autora revisou os controles estruturais na estratigrafia de bacias rifte e propôs um esquema onde os tratos de sistemas estão relacionados aos estágios de evolução tectônica da bacia. Neste mesmo trabalho, ela destaca três estágios principais de preenchimento e cunha o termo *tratoss de sistemas tectônicos* para identificá-los.

Os tratoss de sistemas tectônicos são caracterizados por diferentes taxas de subsidência na falha de borda, aporte sedimentar, padrões de empilhamento, expressão sísmica e sistemas deposicionais interligados. Em seu modelo é importante observar que Prosser *op cit.* pressupõe um suprimento de água constante, com rios perenes e que a área-fonte de sedimentos é composta por rochas consolidadas. Os tratoss de sistemas tectônicos de Prosser (1993) são descritos e discutidos abaixo, acrescentando-se informações importantes extraídas de outros trabalhos.



### *Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte*

No modelo de Prosser (1993) durante este trato de sistemas (Figura 7), as bacias ainda são rasas, pouco extensas, isoladas, com escarpas de falha pouco pronunciadas e com as taxas de geração de espaço de acomodação baixas. O espaço de acomodação criado é equivalente ao aporte sedimentar disponibilizado, fazendo com que a bacia seja preenchida com um padrão de empilhamento progradante a agradacional.

Prosser (1993) destaca que durante este estágio os altos locais, representados pelas cristas de *footwall* não seriam áreas-fonte importantes. A área fonte dos rios seriam mais distantes, com bacias de drenagem já estabelecidas, entrando axialmente nas sub-bacias que estariam se formando nesta fase (Figura 7a). Essas áreas-fonte mais antigas forneceriam sedimentos relativamente mais maduros e finos. Pequenos leques de tálus formar-se-iam próximo às reduzidas escarpas de falha.

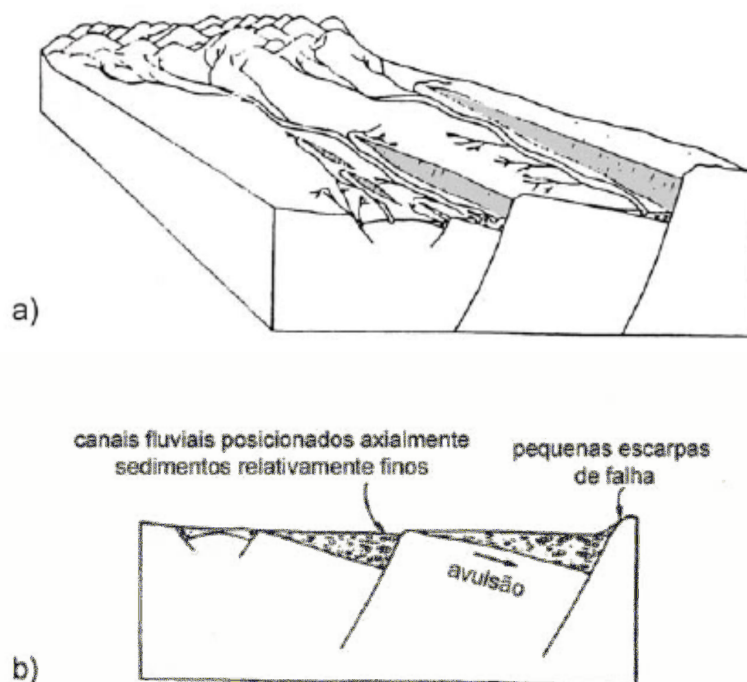


Figura 7: Trato de sistemas de início de rifte. a) Bloco diagrama generalizado. b) Seção transversal. (Modificado de Prosser, 1993).

O trato de sistemas de início de rifte de Prosser (1993) assemelha-se ao estágio de iniciação de Gawthorpe e Leeder (2000). A grande diferença no modelo desses últimos em relação ao de Prosser (1993) é que as drenagens preexistentes (controladas pela paleodeclividade regional pré-rifte) freqüentemente escavam vales através dos altos topográficos locais, até que elevadas escarpas tectônicas causem deflexão e aprisionamento dos rios dentro de grábens maiores (Figura 8). Gawthorpe e Leeder (2000) também mostram em seu modelo que pode ocorrer uma grande variabilidade estratigráfica entre bacias individuais. Esta variabilidade se daria devido a diferenças no aporte sedimentar e estágio evolutivo das diferentes falhas. Para estes autores, lagos são feições comuns em meio-*grábens* isolados (Figura 8). Os ambientes lacustres incluem *playa lakes*, lagos semipermanentes e permanentes, dependendo do influxo de água relativo à evaporação.

Esse estágio também corresponde, com ressalvas, à fase Sin-Rifte Inicial de Bosence (1998), com a diferença de que este autor destaca que a subsidência seria mais regional e que áreas fora das sub-bacias poderiam continuar a receber sedimentos.

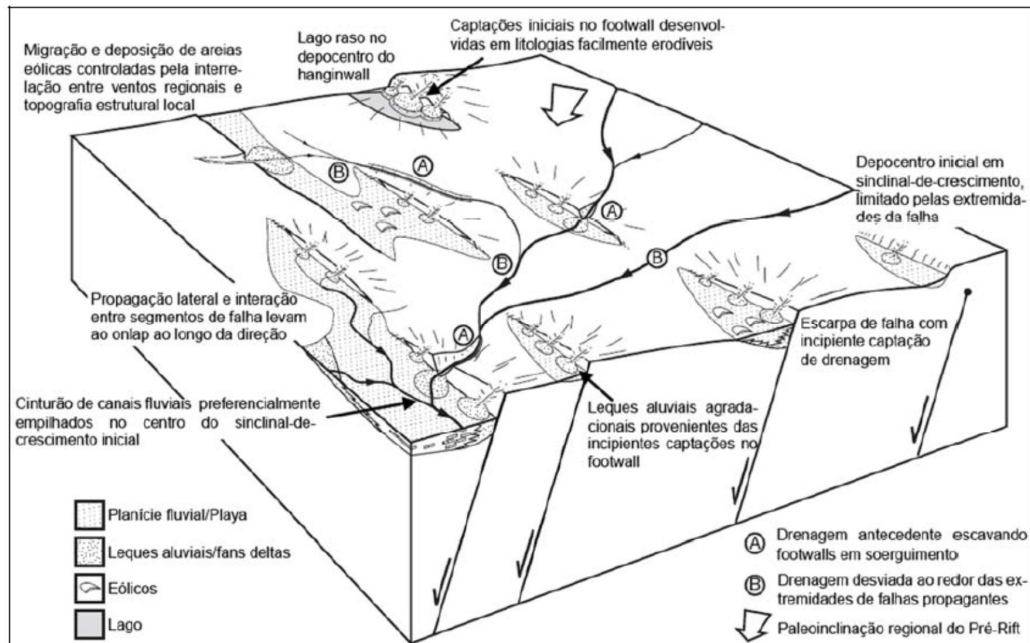


Figura 8: Evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais durante o estágio de iniciação. Os principais caminhos de transporte de sedimentos são controlados pela rede de drenagens preexistentes, que são localmente modificadas pela topografia associada com falhas.

### *Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rift*

Segundo Prosser (1993), este trato de sistemas (Figura 9) retrata o evento de máxima extensão da bacia, com as maiores taxas de criação de espaço. O espaço criado passa a ser muito maior que o aporte sedimentar, que chega atrasado devido à necessidade de reestruturação da rede de drenagens. Assim, este trato apresenta um padrão de empilhamento retrogradacional, com domínio de sedimentação fina. Na margem falhada desenvolvem-se amplos leques subaquosos, fan-deltas e leques aluviais devido à pronunciada escarpa de falha.

Gupta *et al.* (1998), explicam que o aumento da taxa de subsidência tectônica, que causaria a transição do trato de sistemas de início de rift para o trato de sistemas de clímax de rift, se daria quando alguns segmentos de falhas são abortados para dar lugar à maior subsidência naqueles segmentos de falhas que conseguiram se conectar.

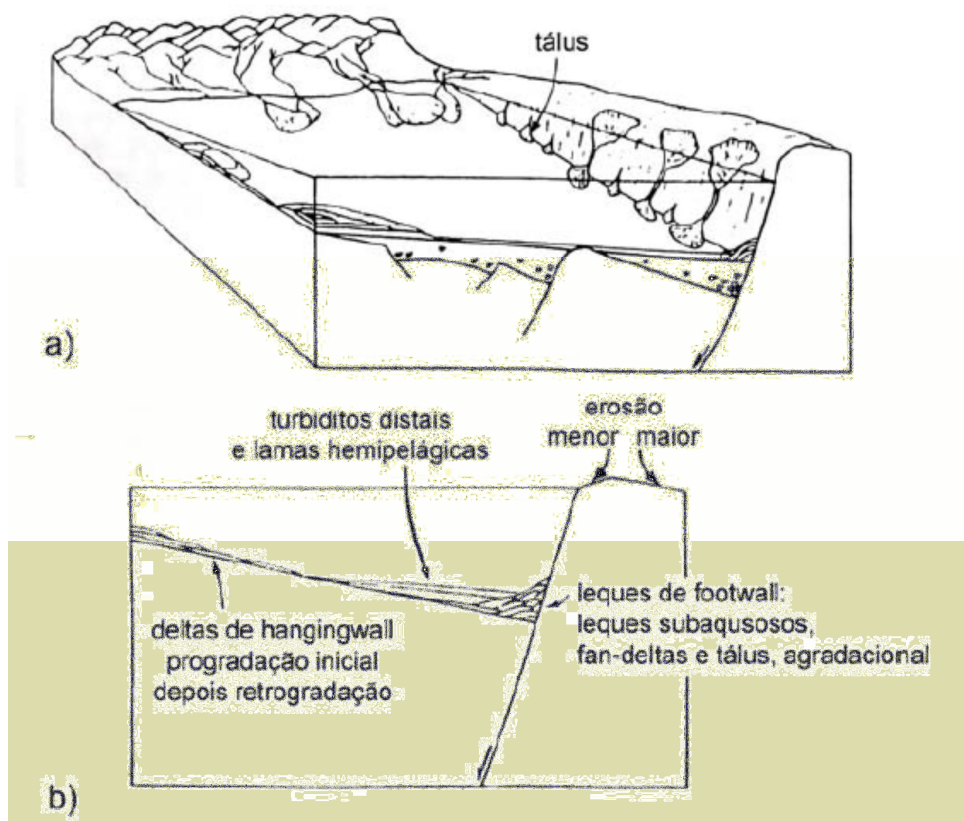


Figura 9: Trato de sistemas de Clímax de Rifte. a) Bloco diagrama generalizado. b) Seçãotransversal. (Modificado de Prosser, 1993).

Este trato de sistemas seria semelhante ao estágio de interação e conexão do modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe e Leeder (2000), ilustrada na Figura 10. Segundo esses autores, durante esse estágio, a propagação lateral e interação entre os segmentos de falha leva ao alargamento e coalescência dos depocentros iniciais, enquanto que outros segmentos de falha se tornam inativos (linhas tracejadas na face frontal do bloco diagrama da Figura 10). Os depósitos dos depocentros abandonados que se localizarem próximos ao depocentro da bacia maior que está se formando são soterrados e preservados. Já aqueles que estiverem localizados na crista do *footwall* que está sendo soerguida serão retrabalhados e erodidos. Áreas de captação de drenagens se desenvolvem ao longo das escarpas de falha e da margem flexural.

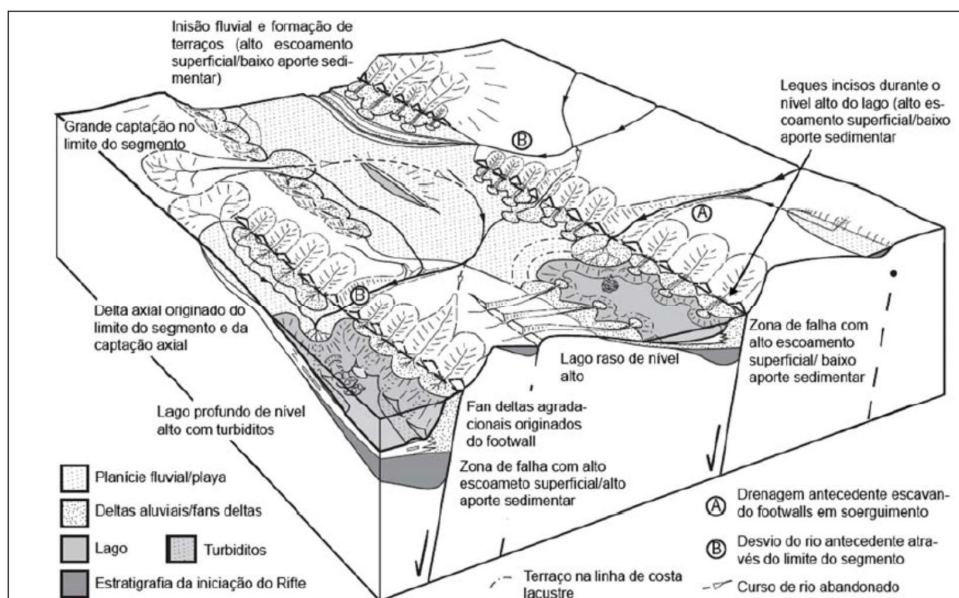


Figura 10: Estágio de interação e conexão dos segmentos de falha durante a evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais.

Gawthorpe e Leeder (2000) também sugerem um estágio seguinte, onde os segmentos de falha adjacentes se conectam criando grandes zonas de falha que definem grandes bacias em meio-*gráben*. Este estágio foi denominado por eles de “estágio de falhas contínuas” (*through-going fault stage*) (Figura 11). Neste estágio, a grande subsidência nas falhas conectadas reduz a topografia dos altos intra-baciais remanescentes das bacias anteriores, permitindo que as drenagens axiais fluam livremente ao longo do rifte. A concentração dos esforços causa um aumento nas taxas de subsidência nas falhas ativas levando ao desenvolvimento de uma pronunciada topografia no bloco alto, invertendo as drenagens antecedente no *footwall*.

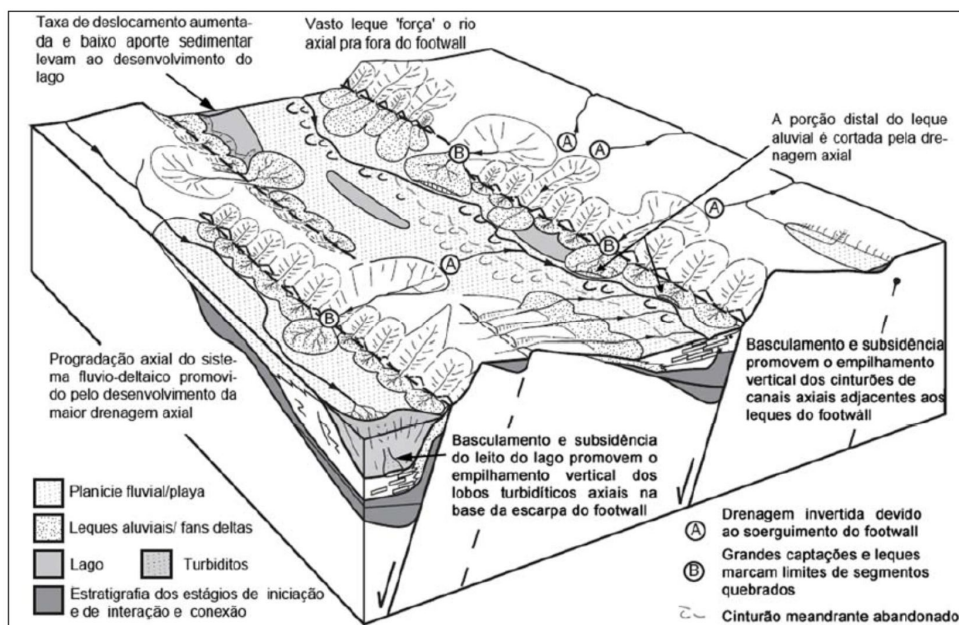


Figura 11: Estágio de falhas contínuas (*through-going fault*) durante a evolução tectonosedimentar de um arranjo de falhas normais.

### *Trato de Sistemas Tectônico de Pós-Rifte*

Segundo Prosser (1993), durante este trato de sistemas (Figura 12), o fim da atividade das falhas tem duas implicações fundamentais: (1) o basculamento do *hanging wall* e a subsidência diferencial cessam, e (2) a taxa de subsidência regional diminui, passando a ser controlada pelo aumento de densidade litosférica, causado pelo resfriamento, e pela carga sedimentar. A rede de drenagens pode se estruturar e expandir, causando um progressivo aumento na taxa de aporte sedimentar. Neste trato, todo o espaço de acomodação criado no trato anterior é preenchido, o aporte é muito maior do que o espaço que está sendo criado pela subsidência termal, resultando em um padrão de empilhamento progradante. A expansão da erosão na escarpa de falha faz com que haja uma agradação ou progradação dos leques provenientes da falha de borda. Esse padrão de empilhamento dos leques de borda passa a ser retrogradacional à medida que a topografia gerada durante a fase anterior vai sendo degradada e soterrada. Esse aplainamento gera também uma diminuição generalizada no tamanho dos grãos.

Para Prosser (1993), somente durante este trato fase é que a bacia pode registrar variações eustáticas, isto é variação absoluta no nível do lago, causada por variações climáticas ou do nível do mar.

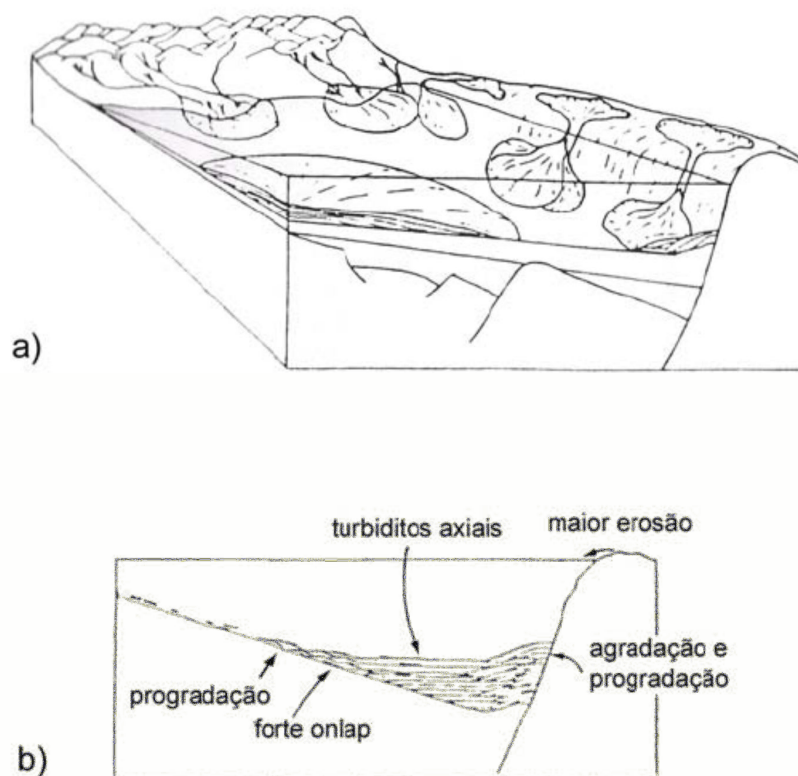


Figura 12: Trato de Sistemas de Pós-Rifte inicial. A) Bloco diagrama generalizado; B) Seção transversal. (Modificado de Prosser, 1993).

Este estágio corresponde de certa forma ao estágio de “morte das falhas” (*faultdeath*) de Gawthorpe e Leeder (2000), mostrado na Figura 13. Durante este estágio ocorre a atividade tectônica nas falhas principais cessa, e uma rápida progradação dos sistemas flúvio deltáicos axiais ocorre. Algumas falhas podem se propagar pra dentro do *hangingwall*, retrabalhando antigos leques.

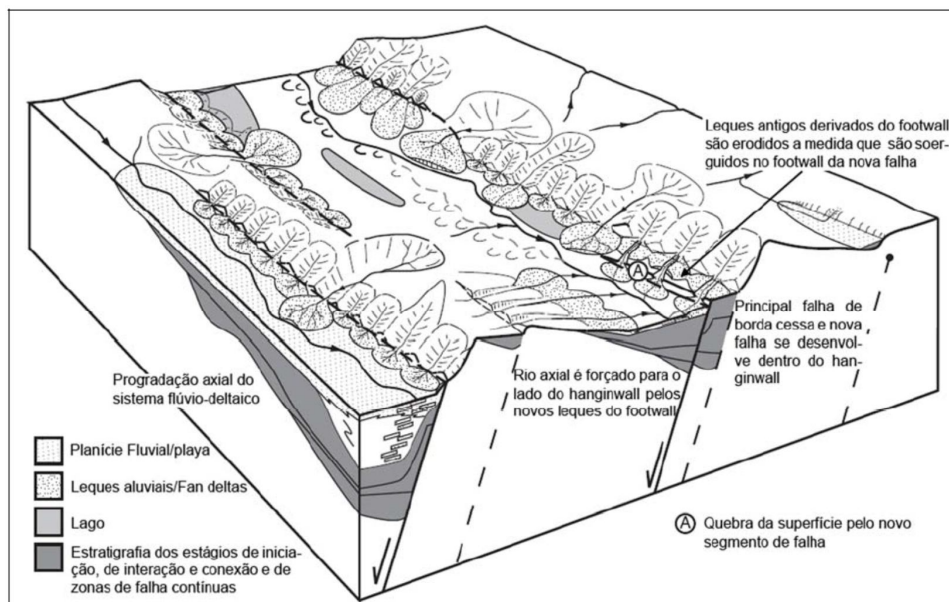


Figura 13: Estágio de morte das falhas durante a evolução tectono-sedimentar de um arranjo de falhas normais. O locus de falhamento ativo migra para dentro do hangingwall na falha da direita causando soergimento e incisão dos leques derivados do footwall e uma mudança do rio axial para longe da ombreira do rifte. Extraído de Gawthorpe e Leeder (2000)

### 3. METODOLOGIA

A correta interpretação de depósitos sedimentares antigos, quer para fins acadêmicos ou aplicados, requer um conhecimento sobre dois aspectos das sucessões sedimentares: a interpretação do ambiente deposicional original, utilizando as técnicas da análise de litofácies, conforme proposto por Walker & James (1992), e subdivisão da sucessão estratigráfica para unidades geneticamente relacionadas como princípios da estratigrafia de seqüências (por exemplo, VAN WAGONER et al., 1988; POSAMENTIER & ALLEN, 1999; CATUNEANU, 2006). Seguindo estas duas linhas de investigação, os afloramentos do Grupo Ilhas foram rigorosamente selecionados para permitir a reconstrução da arquitetura deposicional mostrando como as litofácies e associações de fácies estão relacionadas no espaço e no tempo. Para tanto, serão descritas e interpretadas as principais litofácies e associações de fácies através de perfis verticais. Também foram confeccionados e interpretados fotomosaicos de afloramentos chave, para se compreender as



relações espaciais entre unidades sedimentares (litofácies, associação de fácies, superfícies limítrofes e elementos arquiteturais).

### **3.1. Perfis Colunares**

Perfil colunar é uma representação gráfica em forma de coluna das rochas aflorantes ou de subsuperfície de um determinado intervalo estratigráfico. No perfil colunar o eixo horizontal indica a granulometria da rocha e o eixo vertical indica a espessura da camada, que é representada em escala específica para cada estudo. Para o levantamento destes dados no campo, foi levado uma base de descrição (Figura 14). Os afloramentos do Grupo Ilhas foram documentados em diversos perfis colunares na escala 1:100. Neles foram descritas as litofácies, associações de fácies, medidas as paleocorrente.

### **3.2. Análise de Paleocorrentes**

Esta técnica é essencialmente desenvolvida em estudos de superfície, onde, a partir de determinadas estruturas sedimentares, extraem-se informações quanto à direção do fluxo que gerou estas estruturas. Miall (1999) aponta sete estruturas e fábricas utilizadas na análise de paleocorrentes:

- 1) Marcas onduladas (*ripple marks*) e estratificações cruzadas
- 2) Canais
- 3) Lineações de partição e lineações primárias de correntes (produto de fluxo de formas de leito planas)
- 4) Seixos imbricados
- 5) Marcas de sola
- 6) Plantas, ossos, conchas orientadas
- 7) Estruturas de deslizamento

No presente estudo, as medidas de paleocorrente foram extraídas basicamente de estratificações cruzadas, devido às ocorrências observadas em campo. Nestas estruturas, a inclinação dos estratos cruzados geralmente corresponde à direção da corrente (Figura 15). Existem discussões demonstrando obliquidades entre medidas da inclinação de estratos cruzados e direção do fluxo em questão. Para contornar esse problema deve ser realizado o máximo de medidas possíveis para serem tratadas estatisticamente gerando resultados confiáveis.



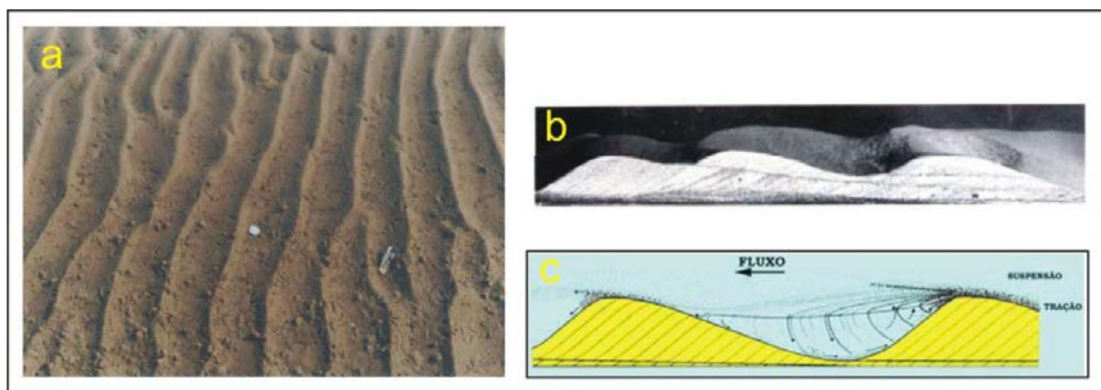


Figura 15: (a) marcas onduladas, (b) modelo de marcas onduladas e (c) esquema demonstrando a inclinação das laminações cruzadas em relação à direção do fluxo (apostilla de aula do prof. José Luiz Tomazelli).

### 3.3. Descrição de Fácies

O significado do termo “fácies” tem sido objeto de muita discussão nas últimas décadas (MOORE 1949; TEICHERT 1958; KRUMBEIN & SLOSS 1963). Atualmente, a palavra é utilizada no sentido descritivo e interpretativo. Neste trabalho foi adotado o termo “litofácies”, correspondendo a certos atributos observáveis em um corpo rochoso sedimentar podendo ser interpretados em termos de processos deposicionais. Uma litofácies individual é uma unidade de rocha que pode ser definida e distinguida das demais por sua geometria, litologia, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrente e conteúdo fossilífero. Cada litofácies representa um evento deposicional individual. Estas são agrupadas em associações de litofácies, as quais são características de um determinado ambiente ou porção de deposicional (MIALL, 1999).

As descrições de litofácies abrangem tamanho, esfericidade, arredondamento, grau de seleção e composição dos grãos, além das características das estruturas sedimentares presentes e medição das direções de paleocorrentes

Para facilitar a comunicação técnica, foi adotada a nomenclatura de litofácies de Miall (1996) (que se fundamenta na caracterização dos aspectos litológico e estruturas sedimentares). A Tabela 1 apresenta esta classificação de litofácies com interpretações para sistemas fluviais, porém com algumas alterações.

Tabela 1: Classificação de litofácies para sistemas fluviais modificado de Miall,(1996).

Cód.	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)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamentoincipientes	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> )
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou lingúóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/ crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scourfills</i> ), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scourfills</i> )
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Sg	Areia fina a grossa	Laminação cruzada sigmoidal	Dunas com formas linguóides
Sw	Areia muito fina a média	Laminações onduladas truncadas	Marcas de ação das ondas
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 (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

### 3.4. Correlação de Poços

Com o objetivo de ampliar o arcabouço estratigráfico alcançado em escala de bacia, foram utilizados 09 poços estratigráficos com perfis de raios-gama e sônico, cedidos pela Petrobras. Através dos perfis petrofísicos foram elaboradas seções de correlação entre os poços e as seções colunares levantadas em campo.

## **4. CONSIDERAÇÕES FINAIS**

O Trato de Sistemas Tectônico de Climax de Rifte (TTCR) compreende os estratos relacionados à fase de maior atividade tectônica na bacia, onde o meio-gráben (já estabelecido) passa a ter suas drenagens atuando efetivamente (margem flexural, axial e falha de borda). Este trato é caracterizado pelo estabelecimento de padrões de empilhamento distintos nas duas margens dos meio-grábens. A margem flexural é caracterizada por sistemas fluvio-lacustres, empilhados em um padrão retrogradacional (taxa de geração de acomodação maior que a taxa de influxo sedimentar), enquanto junto à borda falhada, em decorrência do relevo gerado, se desenvolvem espessas cunhas conglomeráticas organizadas em um padrão geral progradacional. O meio-gráben expande e dominam sistemas lacustres profundos.

O TTCR foi bem caracterizado na Bacia do Tucano. Este intervalo é constituído essencialmente por sucessões deltaicas dominadas por rios da Formação Candeias e do Grupo Ilhas, empilhadas em um padrão retrogradacional bem definido, visível tanto em perfis de poços, quanto na seção composta de afloramentos. Os sistemas deltaicos são abastecidos a partir de sistemas fluviais oriundos de diferentes setores da bacia (Figura 16). Na porção norte domina o abastecimento axial, enquanto na porção centro-sul do Tucano Central ocorre tanto alimentação axial, quanto uma contribuição de sistemas fluviais advindos da margem flexural.

Compreende os estratos relacionados com a fase de diminuição da atividade tectônica, resultando em uma taxa de geração de espaço menor que a taxa de influxo sedimentar. Este trato é caracterizado por um padrão de empilhamento progradacional dos sistemas flúvio-deltaicos na margem flexural, e retrogradacional dos conglomerados da falha de borda (devido à diminuição da atividade tectônica). Como consequência disso, o TTFR é constituído predominantemente por sistemas lacustres rasos, aluviais proveniente da margem flexural ou orientados axialmente na bacia e eólicos. O contato entre o TTCR e o TTFR se dá pela Superfície de Máximo Rifteamento, que representa a máxima inundação do meio-gráben, e a máxima expansão do rifte, correspondendo em poços pela passagem de um padrão retrogradacional para um padrão progradacioanal, nem sempre fácil de ser definida

em seções compostas de afloramentos. O TTFR foi definido em poços e afloramentos nas bacias de Tucano Central.

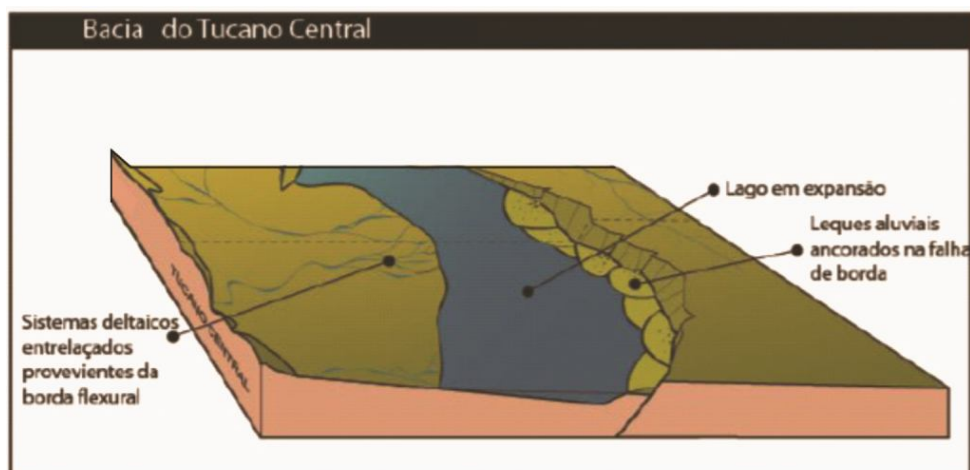


Figura 16: Bloco diagrama mostrando o paleoambiente do TTFR, levando em conta as paleocorrentes e os sistemas deposicionais.

Na Bacia do Tucano Central, o TTFR é caracterizado por sucessões deltaicas progradacionais do Grupo Ilhas e da Formação São Sebastião alimentadas por cinturões de canais fluviais entrelaçados (*braided deltas*) orientados axialmente ao meio-graben.

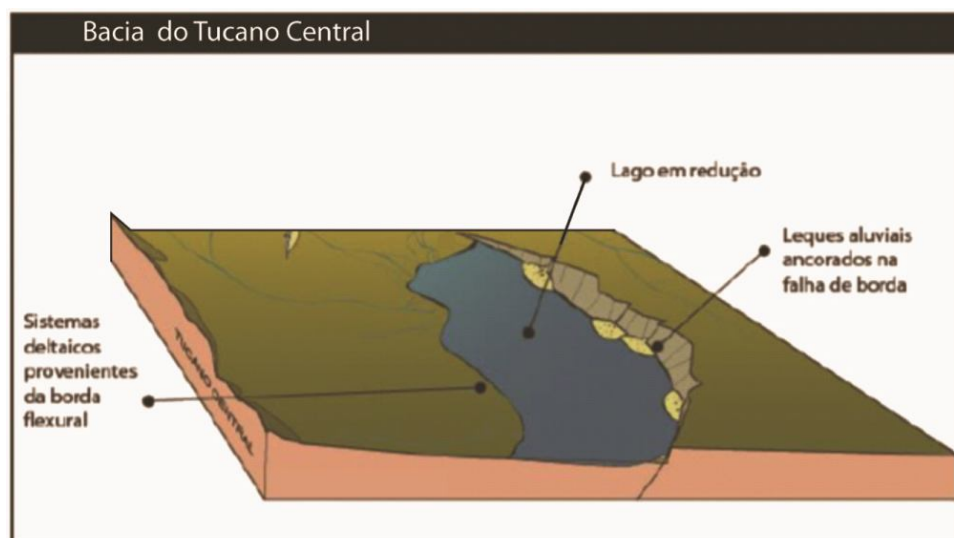


Figura 17: Bloco diagrama mostrando o paleoambiente do TTFR, levando em conta as paleocorrentes e os sistemas deposicionais.

## 5. CONCLUSÕES

O intervalo analisado na Bacia do Tucano é caracterizada por 12 diferentes litofácies deposicionais que podem ser agrupadas em três associações de fácies: (1) Associação de Fácies de Prodelta, (2) Associação de Fácies Frente Deltaica e (3) Associação de Fácies de Planície Deltaica.

Através da interpretação do diagrama de paleocorrentes é possível identificar dois padrões distintos de alimentação fluvial dos deltas do Grupo Ilhas: 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.

Seguindo o modelo evolutivo proposto por Kuchle & Scherer (2010), interpreta-se que o Grupo Ilhas foi desenvolvido durante o Trato Tectônico de Clímax de Rife e Trato Tectônico de Final de Rife. O TTCR na Bacia de Tucano apresenta, nos poços estudados, uma espessura mínima de 150 metros (1MBR-0001) que pode chegar até 580 metros (1AB-0001), sendo o limite basal incerto, posicionado possivelmente no contato com pelitos lacustres da Formação Itaparica. O limite superior do TTCR, definido pela Superfície de Máximo Rifeamento (SMR), é interpretado como uma superfície que representa o instante de máxima retrogradação que corresponde ao momento em que o lago estava mais amplo e profundo, sendo posicionado no intervalo de maior radioatividade nos perfis de Raio Gama e no meio dos maiores pacotes pelíticos reconhecidos em poço. O Grupo Ilhas, no Trato Tectônico de Final de Rife nas Sub-Bacias de Tucano Sul, Central e Norte apresenta, nos poços estudados, uma espessura mínima de 250 metros (1DS-0001) que pode chegar até 910 metros (1AB-0001).

O Trato Tectônico de Final de Rife (TTFR), definido em poços e afloramentos na Bacia de Tucano Central, é caracterizado por sucessões deltaicas progradaçãoais do Grupo Ilhas alimentadas por cinturões de canais fluviais entrelaçados (*braided deltas*) orientados axialmente ao meio-graben. O Grupo Ilhas, no TTFR na Bacia do Tucano Central, apresenta nos poços estudados uma espessura mínima de 250 metros (1DS-0001) que pode chegar até 910 metros

(1AB-0001), sendo limitado na base pela Superfície de Máximo Riftingamento marcada no ponto de inversão de um padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional. O topo é marcado no contato erosivo com os sedimentos da Formação São Sebastião.

## 6. BIBLIOGRAFIA

BHATTACHARYA, J. P. & GIOSAN, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50: 187-210.

BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea Gulf of Aden. Chapman & Hall, London, p. 9-25.

CATUNEANU, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, p. 375

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.

GUPTA, S.; COWIE, P. A.; DAWERS, N. H.; UNDERHILL, J. R. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. *Geology*, n.7, p. 595 – 598, 1998.

KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L., 1963. Stratigraphy and Sedimentation. San Francisco and London: W. H. Freeman & Co., p 660.



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.

LAMBIASE, J.J. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. AAPG Memoir 50, p. 265 – 276, 1990.

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.. Principles of sedimentary basin analysis. 3. ed. Berlin; Heidelberg; New York; Barcelona; Hong Kong; London; Milan; Paris; Singapore; Tokyo: Springer, 1999, 616 p.

MOORE, R. C., 1949. Meaning of facies: Geological Society of America Memoir. V. 39, p. 1 – 34.

POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., 1999, Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology no. 7, p 210.

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.

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, v.71, p. 35 66.

SCHLISCHE, R.W.; ANDERS, M. H. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. In: BERATAN, K. K. (Ed.) *Reconstructing the structural history of Basin and Range extension using sedimentology and stratigraphy*. The Geological Society of America, 1996, p.183-203. (Special Paper 303)

TEICHERT, C., 1958. Concept of facies. *Bulletin American Association of Petroleum Geologist*. V 42, p 2718 – 2744.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S., HARDENBOL, J., 1988, An overview of sequence stratigraphy and key definitions. 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*, vol. 42. SEPM Special Publication, p. 39 – 45.

WALKER, R.G. & JAMES, N.P., 1992. *Facies Models. Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p 409.

WATTERSON, J., 1986. Fault dimensions, displacements and growth: pure and applied geophysics. V. 124, p. 365-373.

WITHJACK, M.O.; SCHILISCHE, R. W.; OLSEN, P. E. Rift-Basin structure and its influence on sedimentary systems. In: *SEDIMENTATION IN CONTINENTAL RIFTS*. SEPM, 2002, p. 57-81. (Special Publication 73)

## 7. ARTIGO CIENTÍFICO



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
*Pesquisas em Geociências*

---

Porto Alegre, 31 de agosto de 2015.

Ao  
Olavo C. Poester

Venho comunicar o recebimento do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências* órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. O manuscrito já está em processo de análise por pares.

Manuscrito: Modelo deposicional, arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos sis temas deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central – BA.

Autores: Olavo C. Poester, João Pedro F. Ferronato, Claiton M. S. Scherer & Juliano Kuchle .

Atenciosamente,

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza  
Editor Chefe

---

*Pesquisas em Geociências*  
Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia  
Av. Bento Gonçalves, n 9500 - Bloco 1 - Prédio 431 27  
CEP 91.540 -000, Porto Alegre, RS, Brasil.  
Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br

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

Olavo C. POESTER<sup>1</sup>, João Pedro F. FERRONATO<sup>2</sup>, Claiton M. S. SCHERER<sup>3</sup> & Juliano KUCHLE<sup>4</sup>

<sup>1,2</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91501-970, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil. E-mail: opeoster@gmail.com, joaopedroformolo@hotmail.com.

<sup>3</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. E-mail: claiton.scherer@ufrgs.br.

<sup>4</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. E-mail: juliano.kuchle@ufrgs.br.

**Resumo** - A Bacia do Tucano Central, localizada no estado da Bahia, consiste em um meio-gráben alongado norte, cuja assimetria é gerada por uma falha de borda principal. 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 de perfis colunares, elaboração de fotomosaicos e a análise de paleocorrentes, foram identificadas para o intervalo estudado doze litofácies, que podem ser agrupadas em quatro associações de fácies: prodelta, frente deltaica distal, frente deltaica proximal e planície deltaica. A partir do estudo do empilhamento estratigráfico dos afloramentos estudados, associados à análise de poços, foi possível determinar diferentes padrões de empilhamento. É possível dizer que a base do Grupo Ilhas apresenta padrão retrogradacional, indicando um trato de sistema tectônico de clímax de rifte. A porção superior, por sua vez, é caracterizada por um padrão progradacional, configurando o trato de sistemas tectônico de final de rifte. Através da interpretação do diagrama de paleocorrentes é possível identificar dois padrões distintos de alimentação fluvial dos deltas do Grupo Ilhas: um principal para S-SE, proveniente da borda axial, e outro secundário para E-SE, oriundo da borda flexural. A distribuição regional das paleocorrentes e o mapa de razão arenito/pelito sugerem um amplo meio-graben com depocentro a sul.

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

**Abstract:** Depositional Model, Facies Architecture and Stratigraphic Evolution of the Deltaic Systems of Ilhas Group, Tucano Central Basin – BA. The Tucano Central Basin, located in the northeastern portion of the Bahia State, consists in an S-N elongated half-graben, which asymmetry is generated by a main border fault. The present work aims to a detailed sedimentological and stratigraphic characterization of the deltaic deposits of the Ilhas Group, accumulated during the rift phase. From sedimentary logs, preparation of photomosaics and paleocurrent analysis were identified twelve lithofacies, which can be grouped into four facies associations: pro-delta, distal deltaic front, proximal deltaic front and deltaic plain. Through the investigation of the stratigraphic succession of the studied outcrops associated with the analysis of wells, was possible to define distinctive stacking pattern. It is possible to consider that the base of the Ilhas Group presents a retrogradational pattern, indicating a rift climax tectonic system tract. The upper portion, on its turn, is characterized by a progradational pattern, configuring the rift ending tectonic system tract. By the interpretation of the paleocurrent diagram it's possible to identify two distinct fluvial feeding patterns of the deltaic systems of the Ilhas Group: a main one with S-SE vector indication, which sediments are from axial border, and another one with E-SE vector indication, which sediments are from the flexural margin. The regional distribution of paleocurrent and the map of the sandstone/mudstone ration suggest a wide half graben basin with depocenter in the south part.

**Key-Word:** Tucano Central Basin, Ilhas Group, Deltaic Systems, Facies Architectures, Stratigraphic Evolution

## 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 (e.g. Prosser, 1993; Bosence, 1998), existem poucos estudos de caso ilustrando a evolução estratigráfica de bacias rifte.

O presente trabalho tem como objetivo principal a determinar o arcabouço estratigráfico evolutivo e o estabelecimento do modelo deposicional do Grupo Ilhas, buscando assim a definição das variações no padrão de preenchimento para o intervalo rifte na Bacia do Tucano Central. O modelo deposicional e a evolução estratigráfica deste grupo nesta bacia foram pouco estudados. Para que um estudo aprofundado sobre estes temas seja efetivo, é importante que haja uma análise criteriosa de diversos fatores fundamentais baseados em um estudo aprofundado começando pelas litofácies que compõem este grupo até a análise dos poços presente na bacia.

## 2. Área, materiais e métodos

A Bacia do Tucano Central possui uma área de aproximadamente 14.700 km<sup>2</sup>, está situada na região Nordeste da Bahia e apresenta excelentes afloramentos que permitem uma reconstrução do modelo deposicional e evolução estratigráfica de sistemas deltaicos associados à meio-grábens (Figura 1). Os depósitos flúvio-deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano se depositaram em dois meio-grábens alongado N-S com borda falhada a leste (nas Bacias do Tucano Sul e Central) e a oeste (na Bacia do Tucano Norte). O Grupo Ilhas, de idade Berriasiano a Haliteriviano, é representado por sistemas flúvio-deltaicos, dando início ao assoreamento da bacia.

No presente trabalho foi feito uma caracterização faciológica e estratigráfica destes depósitos a partir de descrições e interpretações das principais associações de fácies através de

perfis levantados em escala 1:100, buscando a reconstrução da arquitetura deposicional deste tipo de sistema. Para isso foram levantados dados em 53 pontos (Figura 1). A descrição das seções totalizou 946,7 metros com 590 medições de paleocorrentes. Aliado aos dados de campo, 09 poços foram analisados e correlacionados gerando uma seção paralela e duas transversais ao sentido da falha principal. Os dados trabalhados estão distribuídos ao longo de toda a extensão da borda oeste (borda flexural) da Bacia do Tucano Central.

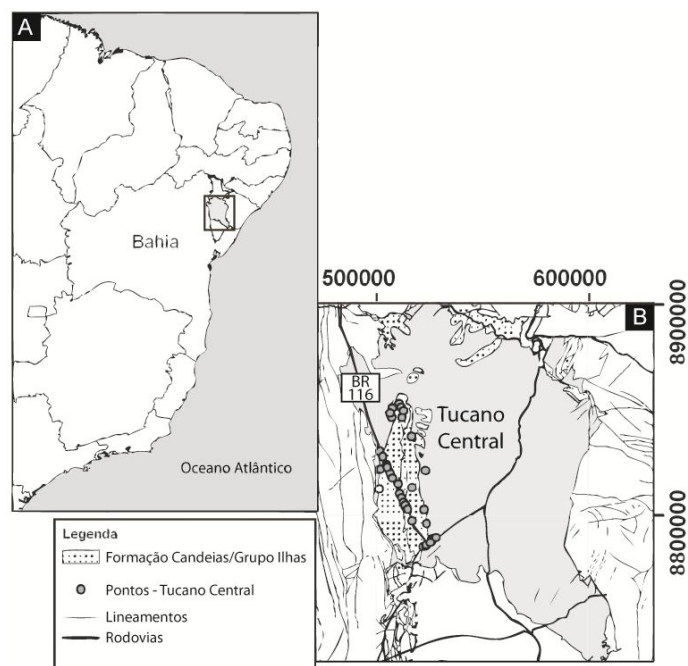


Figura 1: Mapa de localização da área estudada e o posicionamento dos afloramentos.

### 3. Resultados

Na área estudada do Grupo Ilhas, foram reconhecidas doze litofácies, descritas e interpretadas na Figura 2 e ilustrada na Figura 3. A Figura 4 apresenta a icnografia em blocos diagrama das litofácies. Essas litofácies foram agrupadas em quatro associações de fácies distintas: (1) Associação de Fácies de Prodelta, (2) Associação de Fácies Frente Deltaica Distal, (3) Associação de Fácies de Frente Deltaica Proximal e (4) Associação de Fácies de Planície Deltaica.

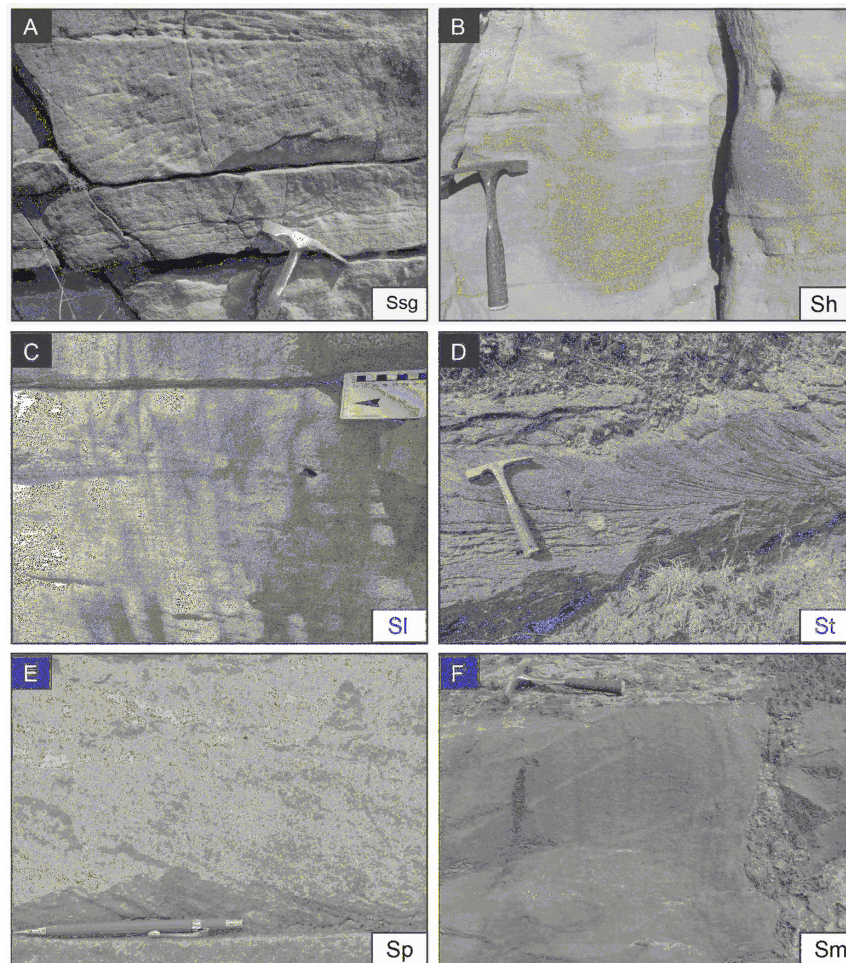


Figura 2: Fotografias das litofácies descritas na Bacia do Tucano Central. A) Arenito com estratificação sigmoidal (litofácies Ssg). B) Arenito com estratificação plano-paralela (litofácies Sh). C) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (litofácies Sl). D) Arenito com estratificação cruzada tangencial (litofácies St). E) Arenito com estratificação cruzada planar (litofácies Sp). F) Arenito maciço (litofácies Sm).

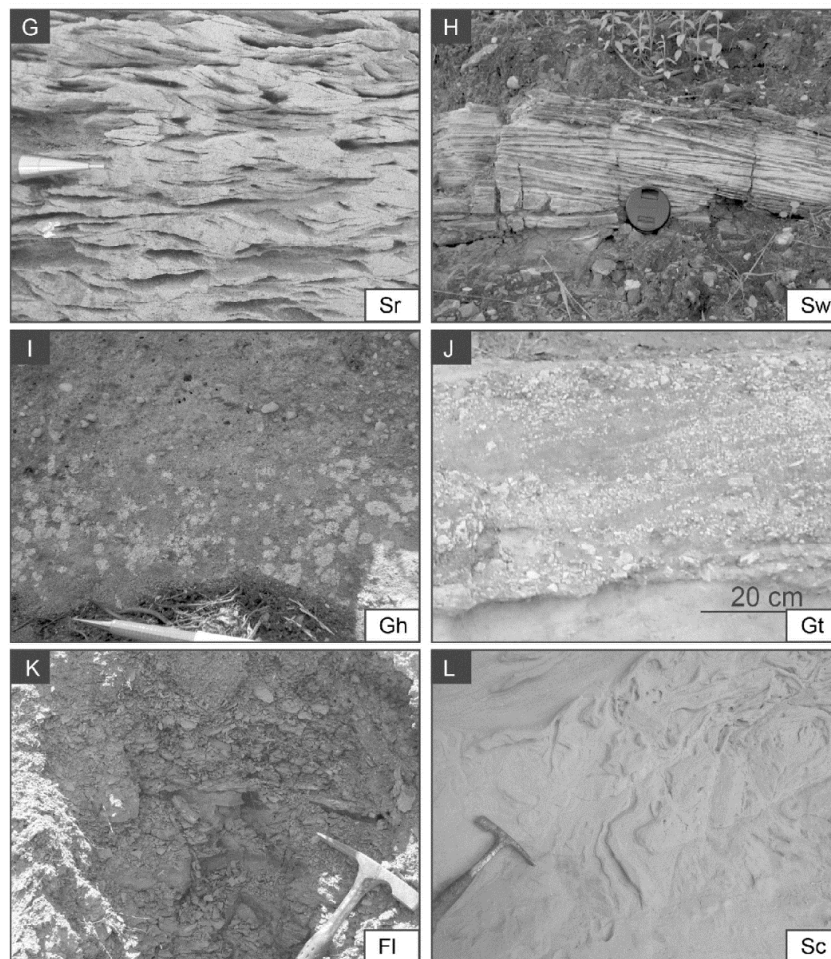


Figura 3: (Continuação) G) Arenito com laminações cruzadas de marcas onduladas (litofácies Sr). H) Arenito com laminações onduladas truncadas (litofácies Sw). I) Conglomerado com estratificação plano-paralela (litofácies Gh). J) Conglomerado com estratificação cruzada tangencial (litofácies Gt). K) Pelito com laminação plano-paralela (litofácies Fl). L) Arenito com estratificação convoluta (litofácies Sc).



Código	Fácies	Descrição	Interpretação	3-D
Ssg	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal.	Arenito fino a médio, bem a moderadamente selecionado, com estratificações que tangenciam ( $15^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ) o topo e a base dos sets de 0,2 a 1 metro.	Duras com formas linguoides formadas a partir da acreção frontal e agregação do topo (regime de fluxo transicional).	
Sh	Arenito com estratificação plano-paralela.	Arenito fino a médio, bem selecionado com estratificações plano-paralelas. Espessura entre 0,2 e 1 metro.	Formas de leitos planares (regime de fluxo superior).	
Sl	Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo.	Arenito fino a grosso, bem a mal selecionado com estratificações cruzadas de baixo ângulo ( $<15^{\circ}$ ). Espessura entre 0,1 e 2 metros.	Formas de leitos cruzadas (regime de fluxo superior).	
Sl	Arenito com estratificação cruzada tangencial.	Arenito fino a conglomerático, bem a muito mal selecionado com estratificações cruzadas tangenciais. E com um que a base tenha granulometria mais grossa. Espessura dos sets entre 0,15 a 1,5 metros.	Migração de dunas subaquosas de crista sinuosa (regime de fluxo inferior).	
Sp	Arenito com estratificação cruzada planar.	Arenito fino a médio, bem a moderadamente selecionado com estratificações cruzadas planares. Espessura entre 0,2 e 1 metro.	Migração de dunas subaquosas de crista sinuosa (regime de fluxo inferior).	
Sm	Arenito com estratificação cruzada Planar.	Arenito fino a médio, bem a moderadamente selecionado com estratificações cruzadas planares. Espessura entre 0,2 e 1 metro.	Migração de dunas subaquosas de crista sinuosa (regime de fluxo inferior).	
Sr	Arenito com laminações cruzadas de marcas onduladas.	Arenito muito fino a fino, bem selecionado, com laminações cruzadas com amplitude de 1 a 5 cm, comumente subhorizontais.	Migração de marcas onduladas em fluxo unidirecional (regime de fluxo inferior).	
Sw	Arenito com laminações onduladas truncadas.	Arenito muito fino a fino, muito bem selecionado, com laminações onduladas truncadas com comprimento de onda de 10 a 50 cm em pacotes de no máximo 0,2 metro.	Marcas de ação das ondas (fluxo oscilatório).	
Gh	Conglomerado com estratificação plano-paralela.	Conglomerado com laminações horizontais. Clastos arredondados de quartzo e feldspatos de até 3 cm. Camadas de no máximo 10 cm.	Formas de leito longitudinais e depósitos residuais (lags).	
Gt	Conglomerado com estratificação cruzada tangencial.	Conglomerado arenoso suportado pela fração arenosa, com estratificação cruzada tangencial e base erosiva. Clastos de quartzo e feldspatos arredondados e por vezes de carbonato de cálcio angulosos. Sets de até 25 cm.	Marcas de barras conglomeráticas transversais da crista curva.	
Fl	Pelito com laminação plano-paralela.	Pelitos laminares em camadas de poucas centímetros até 10 metros.	Depósitos por decantação em condições de baixa energia.	
Sc	Arenito com estratificações convolutas.	Arenito fino a grosso com laminações convolutas, algumas vezes preservando a estrutura primária.	Estruturas geradas em movimentos verticais de materiais ainda plásticos pelo escape de fluidos causado por sobrepressão ou choque sísmico.	

Figura 4: Na área estudada, foram reconhecidas doze litofácies, a cima descritas, interpretadas e representadas em blocos 3-D. A nomenclatura e a interpretação destas litofácies foram feitas utilizando a classificação Miall (1985, 1996).

### 3.1. Associação de Fácies de Prodelta (DPRO):

*Descrição:* Esta associação de fácies é composta majoritariamente por argilitos e siltitos avermelhados, por vezes esverdeados, laminados (litofácies Fl) (Figura 5). Estes pacotes tem espessuras que variam de 2 a 10 metros, podendo conter subordinadamente (<15%) camadas ou lentes de arenito muito fino a fino, muito bem selecionados, de 10 a 20 cm, com laminações cruzadas de marcas onduladas (litofácies Sr) e, mais raramente, laminações onduladas truncadas (litofácies Sw). Fósseis de ostracodes podem ser encontrados nesses arenito. Esta associação de fácies ocorre sotoposta por pacotes da associação de fácies de frente deltaica.

*Interpretação:* A presença de pacotes de pelitos sem feições de exposição subaérea, sobreposta por depósitos areno-pelíticos de frente deltaica permite interpretar esta associação de fácies como estratos de pró-delta. Os depósitos de pró-delta representam a zona de menor energia de um delta com sedimentação essencialmente argilosa, ou seja, a parte mais avançada de deposição de sedimentos carregados por um rio para a bacia receptora, no caso um lago. As lentes de arenito representam períodos de cheia mais acentuadas dos rios onde fluxos hiperpicnais transportam sedimentos até as regiões distais de prodelta.



**Figura 5:** Associações de Fácies de Prodelta (AFP). (A) Seção colunar. (B) Fotografia do afloramento que melhor representa a AFP com sua respectiva seção colunar, composto por um espesso pacote de pelito com finas camadas de arenito fino com laminação cruzada de marcas onduladas (litofácies Sr), característico da AFP.

### 3.2. Associação de Fácies de Frente Deltaica Distal (AFFDD):

*Descrição:* Esta associação de fácies forma sucessões verticais com grano e estratocrescência ascendente com até 5 metros de espessura (Figura 6). Estes ciclos são caracterizados na base por pelitos com até 1 m de espessura que intercalam com camadas tabulares, com 20 a 30 cm de espessura, de arenitos finos a médios, bem a moderadamente selecionados com laminações cruzadas de marcas onduladas (litofácies Sr). Estes heterolitos aumentam a proporção de areia em direção ao topo da sucessão, passando a ser caracterizado por camadas de arenitos moderadamente selecionados intercalados com finas camadas de pelito, por vezes apresentando feições de carga no limite entre arenitos e pelitos subjacentes. Os arenitos do topo da sucessão de fácies apresentam laminações cruzadas de marcas onduladas (litofácies Sr), onduladas truncadas (litofácies Sw), estratificações cruzadas de baixo ângulo (litofácies Sl) esigmoidais (litofácies Ssg). Por vezes, podem ocorrer estratificações cruzadas planares (litofácies Sp) e tangencias (litofácies St). Os arenitos podem conter feições de deformação em sedimentos inconsolidados, tais como estratificações convolutas (litofácies Sc), cruzadas recumbentes e diques de areia. As camadas de arenito raramente são erosivas e podem conter icnofósseis, fósseis de ossos de peixes e de ostracodes.

*Interpretação:* A presença dominante de heterolitos, marcados pela intercalação entre camadas tabulares de arenitos e pelitos, organizados em sucessões de granocrescência ascendente, aliado a ausência de feições de exposição subaérea e dominância de estruturas geradas por correntes trativas unidirecionais, sugere que esta associação de fácies represente depósitos de porções distais de frente deltaica. Esses estratos são dominados por decantação de material fino intercalado com pacotes formados por fluxos trativos unidirecionais associados a descargas fluviais, que por vezes sofrem influência de ondas (presença da litofácies Sw). As feições de deformação em sedimentos inconsolidados se desenvolvem quando a estratificação ou o acamamento primário é deformado por uma força direcional 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). Os diques de arenitos 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 (Owen, 1987). As estratificações recumbentes são formadas por um fluxo de sedimentos que arrasta o topo de pacotes de arenito com estratificações cruzadas tangenciais. Para ocorrer esse arraste sem que se formem falhamentos, o pacote tem que estar liquidizado. Portanto, a liquefação e a fluidização são os mecanismos que geram a deformação, enquanto que a rápida descarga de sedimentos é o gatilho para que se gere uma força dirigida nestes pacotes (Owen, 1987).



Figura 6: Associação de Fácies de Frente Deltaica Distal (AFFDD). (A) Seção colunar. (B) Fotografia do afloramento que melhor representa a AFFDD. Notar diminuição da litofácies Fl e aparecimento da litofácies St.

### 3.3. Associação de Fácies de Frente Deltaica Proximal (AFFDP):

*Descrição:* Esta associação de fácies (Figura 8) frequentemente ocorre sobreposta a AFFDD, sendo composta essencialmente por camadas amalgamadas de arenitos com espessuras de 0,1 a 1,2 m, sendo raras as camadas pelitos (<10cm) (litofácies Fl). Os arenitos são compostos predominantemente por sets de estratificações cruzadas sigmoidais (litofácies Ssg), tangenciais (litofácies St), baixo ângulo (litofácies Sl) e laminações cruzadas de marcas onduladas (litofácies Sr). Frequentemente, observam-se estruturas deformativas de sedimentos

inconsolidados (litofácies Sc). Por vezes observam-se estratos cruzados compostos, formados por estratificações cruzadas sigmoidais ou acanaladas de grande porte (1-3m) que tangenciam ou se interdigitam na base arenitos finos com laminações cruzadas de marcas onduladas (Figura 7).

*Interpretação:* Esta associação de fácies é interpretada como depósitos de frentes deltaicas proximais, em decorrência de uma rápida desaceleração de correntes fluviais trativas ao encontrarem um corpo de água lacustre. A rápida deposição destes sedimentos em um ambiente subaquoso gera frequentes estruturas deformativas de sedimentos inconsolidados. As estratificações cruzadas de grande porte que tangenciam materiais finos com laminações cruzadas de marcas onduladas são originadas pela sedimentação próxima à desembocadura do rio, portanto são interpretadas como Barras de Desembocadura (Coleman & Gagliano, 1965b).



Figura 7: Barra de Desembocadura. (A) Fotografia de um afloramento mostrando as estruturas de uma Barra de Desembocadura. Barra de Desembocadura. (B) Seção colunar desta Barra de Desembocadura. É comum os estratos tangenciam na base pacotes com litofácies Sr. Notar que ela é composta pela alternância de fluxos hiperconcentrados e *foresets* com estratificações cruzadas.

#### 3.4. Associação de Fácies de Planície Deltaica (DPLA)

*Descrição:* Esta associação de fácies é caracterizada por corpos arenosos com base erosiva, podendo chegar a 20 metros de espessura (Figura 9), que são homogêneos ou apresentam granodecrescência acendente. Internamente estes corpos são compostos por

camadas levemente amalgamadas e tabulares de arenitos médios a conglomeráticos, moderadamente a mal selecionados, dispostos em *sets* de 0,25 a 0,5m de espessura com estratificações cruzadas tangenciais (litofácies St). Grânulos e seixos de quartzo, arredondados a subarredondado, podem ocorrer na base dos sets ou ao longo das estratificações cruzadas. Também podem ocorrer conglomerados arenosos com estratificação cruzada (litofácies Gt) ou horizontal (litofácies Gh). Raramente, ocorrem camadas decimétricas de pelitos laminados (litofácies Fl) com de gretas de contração e/ou bioturbação. Por vezes são observados estratos cruzados compostos, de até 3 metros de espessura, caracterizados por sets de estratos cruzados tangenciais de 15 a 30 cm de espessura, separados por superfícies inclinadas ( $5^{\circ}$  a  $15^{\circ}$ ) com um sentido paralelo aos observados nos estratos cruzados adjacentes (Figura 9). Esta associação de fácies ocorre recobrando a AFFDP, sendo o contato abrupto e erosivo.

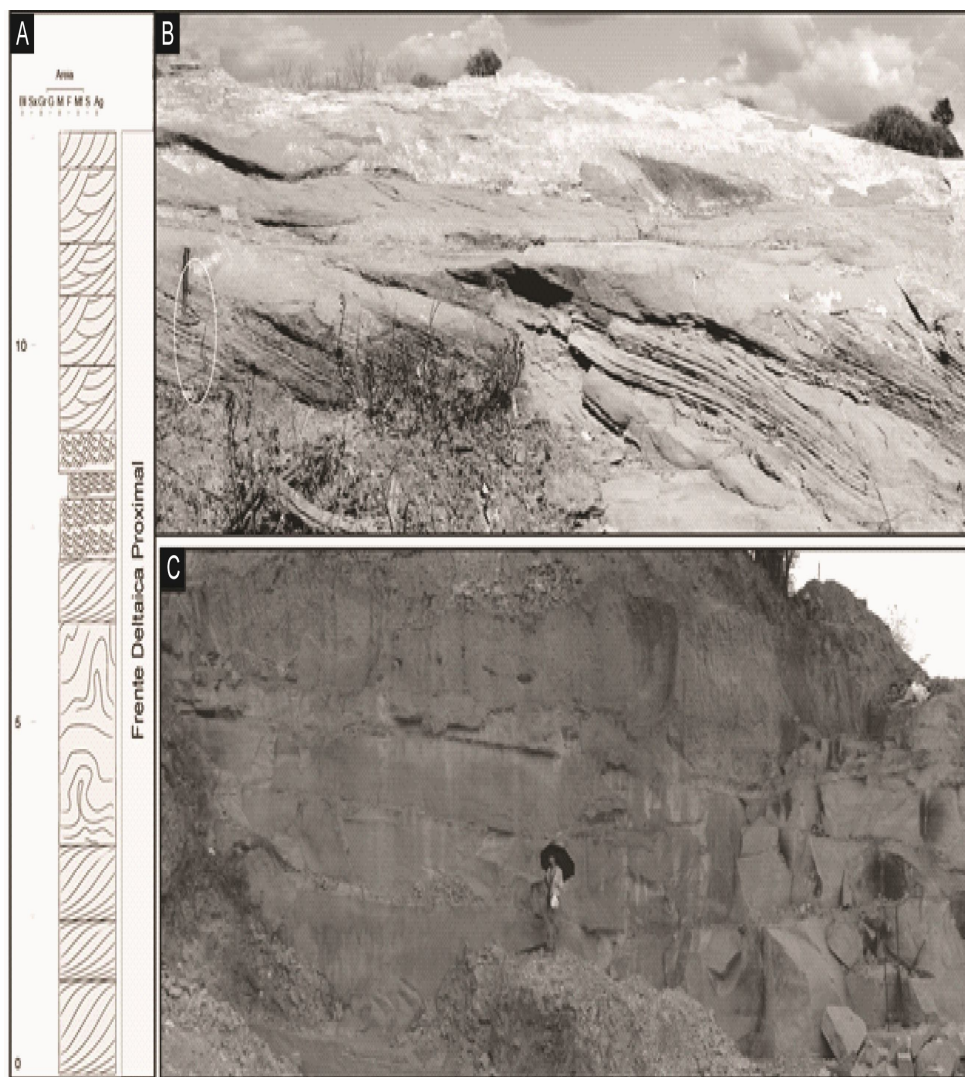


Figura 8: Associações de Fácies de Frente Deltaica Proximal (AFFDP). (A) Seção colunar (B) Visão geral do afloramento; (C) Detalhe das estratificações cruzadas sigmoidais. Fotografia mostrando as camadas de arenito levemente amalgamadas.

*Interpretação:* A presença de corpos arenosos com grau de seleção baixo, limitados por superfícies erosivas e constituídos por estruturas trativas unidirecionais permite interpretar estes depósitos como canais fluviais. Os estratos cruzados compostos com sentido de mergulho das superfícies de acreção paralelo aos observados nos estratos cruzados adjacentes são interpretados como depósitos de barras de acreção frontal (elemento DA sensu Miall, 1996), sugerindo canais fluviais entrelaçados. A espessura das barras indica que os canais entrelaçados apresentavam uma profundidade mínima de 3 metros em algumas porções. A ocorrência dos canais fluviais sobre depósitos de frentes deltaicas sugere que os mesmos representam canais distributários de planícies deltaicas.

Os pelitos com gretas de contração intercalados com os corpos arenosos representam depósitos de planície de inundação que ocorrem lateral aos canais de planície deltaica. Modelo deposicional

Conforme descrito anteriormente, o Grupo Ilhas é caracterizado por quatro associações distintas (pródelta, frente deltaica distal, frente deltaica proximal e planície deltaica). Estas associações de fácies se justapõem verticalmente, formando ciclos de granocrescência e estratocrescência ascendente, com espessuras de 5 a 25 metros representando a progradação de lobos deltaicos individuais. Cada ciclo é formado por duas ou mais associações faciológicas, conforme a porção do delta (proximal ou distal) representada na sucessão vertical, embora de uma forma geral, domine os depósitos de frente deltaica distal e proximal. Em alguns afloramentos estudados do Grupo Ilhas pode-se observar clinofformas progradacionais, com mergulho entre 5° e 10°, que separam corpos arenosos sigmoidais de frente deltaica que se interdigitam em direção à base com depósitos finos de pró-delta. (Figura 10). A presença de clinofformas progradacionais bem desenvolvidas e o amplo predomínio de frentes deltaicas na sucessão de fácies indica que os lobos deltaicos foram depositados em um contexto de alto suprimento sedimentar, resultante da descarga efetiva de sedimentos arenosos pelos canais distributários da planície deltaica. A rápida progradação da porção superior do lobo em relação a inferior gera um progressivo aumento na inclinação da sua parte frontal (Postma & Roep,



1985, Kenyon & Turcotte, 1985). A pequena espessura dos ciclos de grano e estratocrescência aliado a baixa inclinação das clinofomas deltaicas, indica deltas de águas pouco profundas, desenvolvido sobre um substrado de baixo gradiente, compatíveis com margens flexural e axial de bacias rifte. A presença de fósseis continentais nos depósitos de pró-delta indica sistemas deltaicos associados a corpos lacustres de baixa salinidade.

Por vezes, observam-se feições erosivas côncavas na frente deltaica, interpretadas como cicatrizes de deslizamentos/escorregamentos. Estas feições são geradas pelo fluxo de massas causado pela instabilidade gravitacional, que pode estar relacionada a diferentes mecanismos disparadores, tais como: terremotos, sobrecarga sedimentar, rápidas variações do nível do mar/lago, atividade biológica, impacto de grandes ondas e correntes de maré não usuais (Dott, 1963; Coleman & Prior, 1988). Como as bacias do tipo rifte, pela sua própria natureza, são fortemente influenciadas pela atividade tectônica e os lobos deltaicos do Grupo Ilhas foram depositados em um contexto de alto suprimento sedimentar interpreta-se que, dentre os mecanismos listados acima, os terremotos e a sobrecarga sedimentar sejam as prováveis causas dos fluxos de massa na Bacia do Tucano Central.

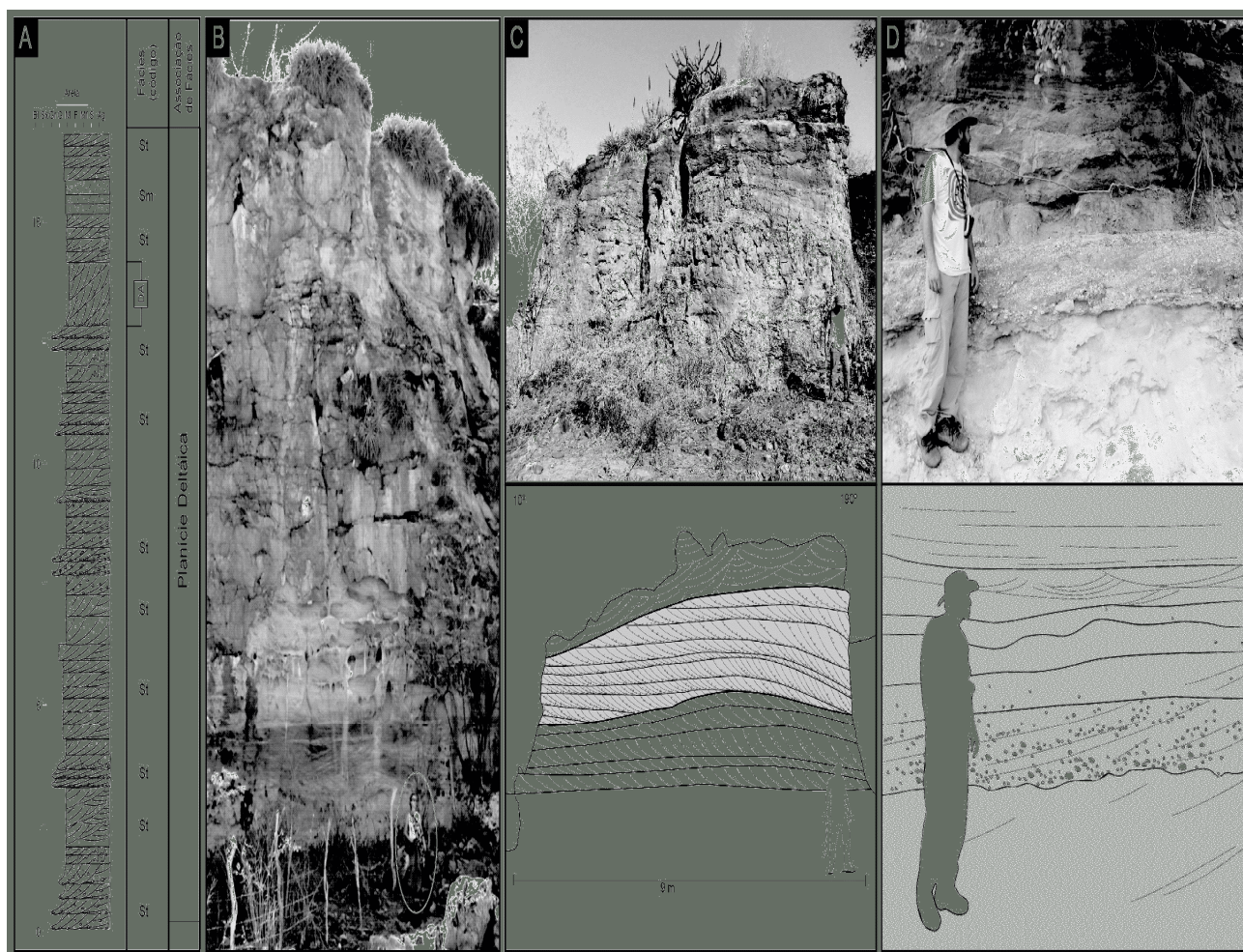


Figura 9: Associação de Fácies de Planície Deltaica (DPLA). A. Seção colunar e (B) visão geral de afloramento da . Notar as camadas compostas por sets com estratificações cruzadas tangenciais com grânulos na base e a Barra de Acreção Frontal (DA). (C). Foto geral e painel interpretado de afloramento. Em cinza está destacado uma barra de acreção frontal. (D) Foto de detalhe e painel interpretado mostrando uma superfície erosiva de base de canal. Sobre a superfície erosiva inicia-se um ciclo de granodecrescência ascendente, com conglomerados arenosos na base que gradam para arenitos grossos em direção ao topo.

Nas seções estudadas foram identificados dois modelos de sucessões de fácies de lobos deltaicos (Figura 11). O primeiro tipo é caracterizado por ciclos granocrescentes ascendentes progradantes formados por uma sucessão gradual de fácies (Figura 11C). 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, que podem culminar no topo com 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 sucessão o contato entre as associações de fácies sempre é gradual. Esse padrão é decorrente de uma regressão normal. Ou seja, se desenvolve em contextos onde a progradação do lobo deltaico ocorre com o nível de base subindo ou estático, indicando um contexto onde o aporte sedimentar supera o espaço de acomodação criado (Catuneanu *et al.*, 2009). O segundo tipo de sucessão é caracterizado sucessões de fácies marcadas por uma passagem abrupta entre associações de fácies de prodelta e de frente deltaica proximal, sem a ocorrência de depósitos de associação de fácies de frente deltaica distal (Figura 11B). Esse padrão é decorrente de uma regressão forçada, ocorrendo como consequência de uma queda do nível do lago durante a progradação do lobo deltaico, indicando uma relação negativa entre acomodação e aporte sedimentar (Posamentier & Morris, 2000). A dominância de fácies associadas a correntes unidirecionais na frente deltaica, sendo raros os depósitos gerados por regime de fluxo oscilatório (litofácies Sw), permite interpretar o sistema deltaico como dominados por rios. Os depósitos de planície deltaica são caracterizados por arenitos mal selecionados, com estruturas geradas em regime de fluxo inferior, organizados em *sets* amalgamados com rara ocorrência de depósitos de *overbank*. Estas características associadas à baixa dispersão das paleocorrentes e a ocorrência do elemento arquitetural DA, sugere que a planície deltaica era caracterizada por canais fluviais de baixa sinuosidade, sugerindo um sistema deltaico entrelaçado (McPherson *et al.*, 1987). A escassez de registros de baías interdistributárias, indica a existência de uma ampla planície aluvial entrelaçada com centenas de km<sup>2</sup>, que abasteciam diversos deltas que se justapunham lateralmente.

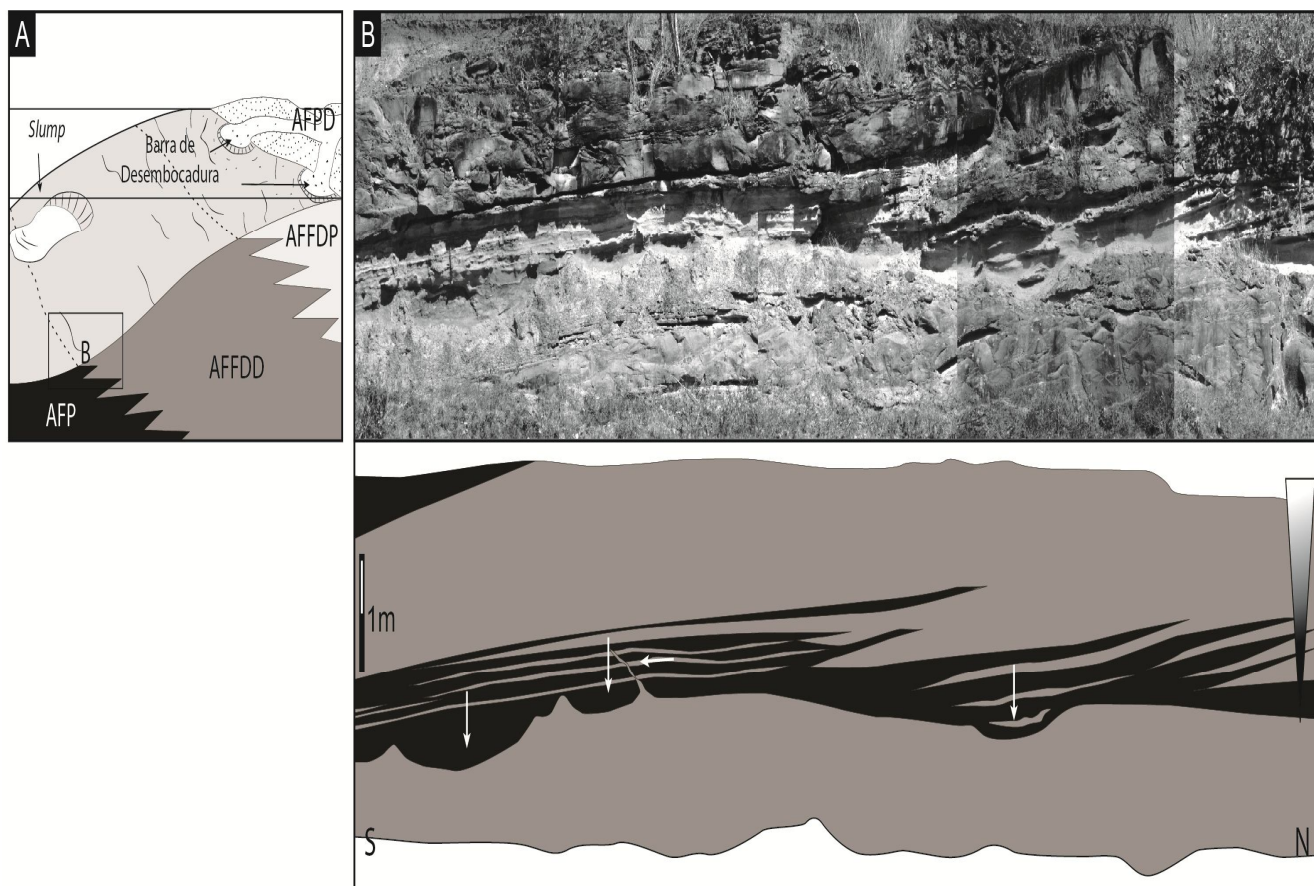


Figura 10: Clinoformas progradantes interpretadas como lobo deltaico progradacional. (A) Desenho esquemático de um lobo progradacional mostrando a interação entre as diferentes associações de fácies, *Slumps* e Barras de Desembocaduras. (B) Fotointerpretação de um afloramento mostrando interdigitação dos pelitos da AFP com arenitos finos da AFFDD. As setas brancas mostram as deformações geradas pela rápida progradação em sedimentos não consolidados. O triângulo degradê indica a granulometria da macroforma: quanto mais escuro, mais fino o sedimento.

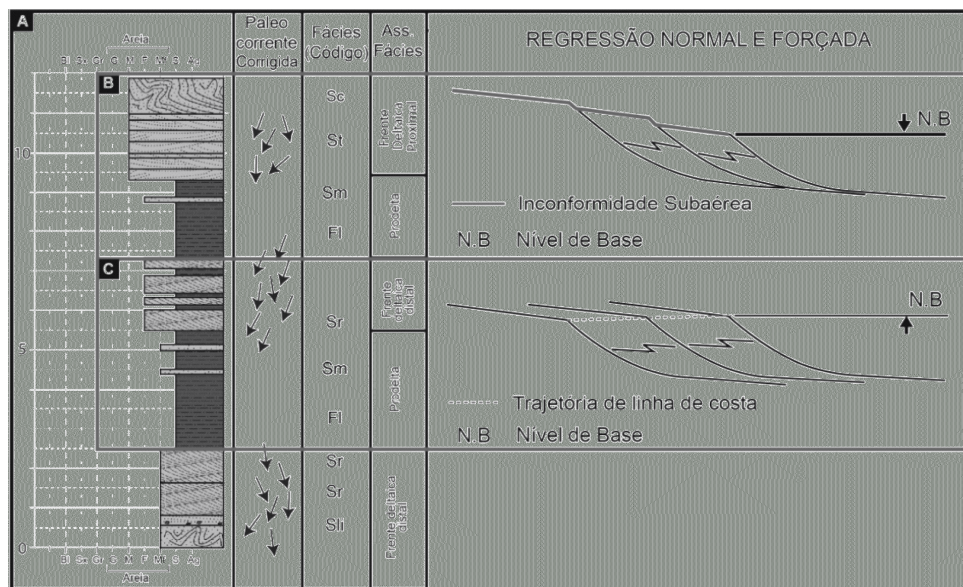


Figura 11: Modelos de sucessões de fácies de lobos deltaicos. (A) Perfil colunar onde é possível observar os dois tipos de regressões. (B) Intervalo do perfil onde ocorreu uma regressão forçada, colocando arenitos da Associação de Fácies de Frente Deltaica Proximal sobre pelitos da Associação de Fácies de Prodelta. (C) Contato gradacional da Associação de Fácies de Prodelta com a Associação de Fácies de Frente Deltaica Distal. Os modelos ao lado do perfil ilustram as situações de cada tipo de regressão (Modificado de Catuneanu *et al.*, 2008).

Através da interpretação do diagrama de paleocorrentes é possível identificar dois padrões distintos de alimentação fluvial dos deltas do Grupo Ilhas (Figura 12). 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, cabendo ressaltar que em termos estatísticos as drenagens axiais são mais expressivas que as flexurais. Este padrão de drenagem dos sistemas flúvio-deltaicos do Grupo Ilhas pode ser facilmente observado em bacias rifte atuais. Por exemplo, o meio-gráben do Lago Malawi, posicionado no extremo sul do sistema de rifte do leste africano, é preenchido por deltas da margem flexural e da axial (Figura 13). Pelo fato de as drenagens axiais terem uma grande abrangência de captação de água (área de erosão) associado a uma pequena área de descarga, estas são consideradas mais importante em termos de abastecimento de bacias rifte.

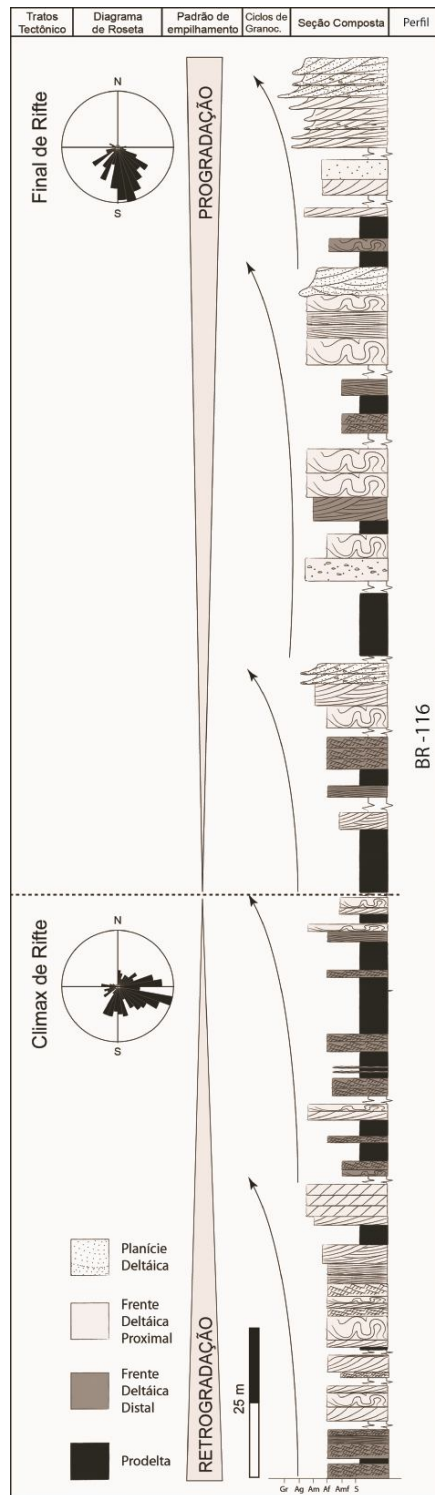
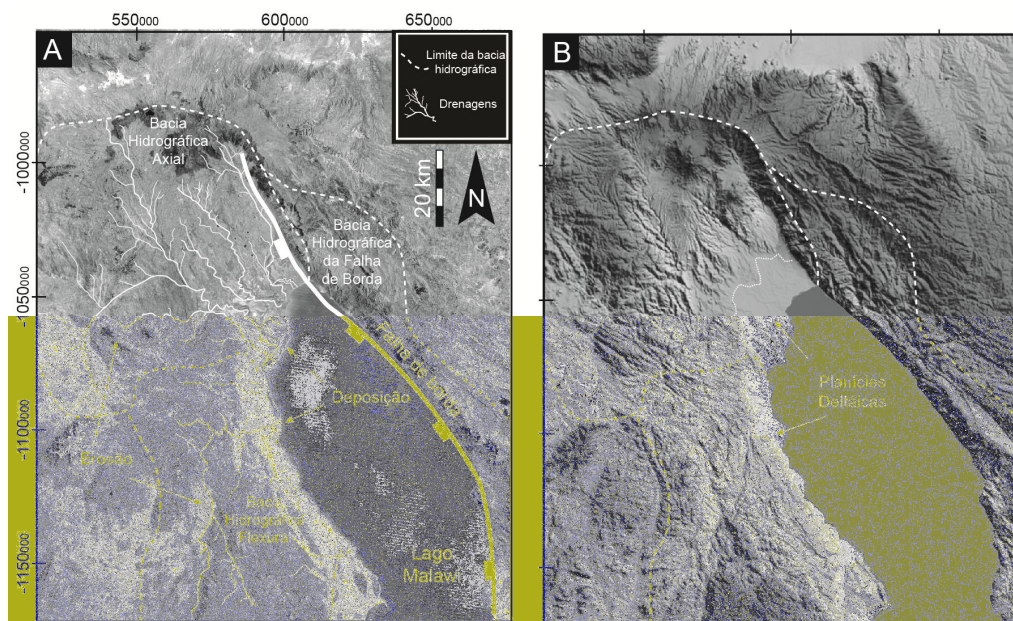


Figura 12: Perfil gerado a partir da correlação de diversos afloramentos descritos. Notar os dois padrões distintos de paleocorrentes. As setas indicam ciclos menores de granocrescência.



**Figura 13.** Lago Malawi e as suas redes de drenagens flexural, axial e da falha de borda. (A) Fotografia de satélite Lansat com as drenagens mais importantes demarcadas. (B) Modelo Digital do Terreno (MDT). Ao mesmo tempo em que o deslocamento vertical da falha de borda gera espaço de acomodação na bacia, ela expõe áreas sujeita a erosão. Como a relação da área de erosão/deposição é maior na borda axial, uma grande quantidade de sedimentos é descarregada desenvolvendo uma ampla área de planície deltaica.

#### 4. Discussões

A partir do estudo do empilhamento estratigráfico dos afloramentos estudados, associados a análise de poços, foi possível definir dois intervalos estratigráficos, caracterizados por padrões de empilhamento distintos. A metade inferior da seção analisada é caracterizada por um padrão geral retrogradacional, marcada por um sucessivo predomínio das associações de fácies de pro-delta/frente deltaica distal em relação às associações de fácies de frente deltaica proximal e planície deltaica. 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.

A metade superior, por sua vez, é caracterizada por um padrão progradacional, evidenciado pelo progressivo aumento na proporção das associações de fácies de frente deltaica proximal/planície deltaica em relação às associações de fácies de pro-delta/frente deltaica distal em direção ao topo da seção. Além disso, ocorre um progressivo aumento na granulometria dos arenitos fluviais de planície deltaica. Estes dois padrões de empilhamento também podem ser

identificados em poços, marcados por uma relativa diminuição seguida por um aumento da razão arenito/pelito no Grupo Ilhas (Figura 14). **Erro! Fonte de referência não encontrada.** Kuchle & Sherer (2010) identificam os tratos de sistemas tectônicos de bacias riftes com base no padrão de empilhamento (arranjo dos sistemas deposicionais). Esses padrões são controlados pela razão entre a taxa de geração de novo espaço de acomodação e a taxa de aporte sedimentar. A definição deste arcabouço stratigráfico teve como base trabalhos anteriores, destacando-se: Bosence (1998); Prosser (1993); Gawthorpe & Leeder (2000); Morley (2002) e Martins-Neto & Catuneanu (2010).

Segundo Kuchle & Scherer (2010), o Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rife (TTCR) é caracterizado pelo aumento da atividade tectônica, sendo o final deste trato marcado pelo momento de máxima atividade tectônica em todo o processo de rifteamento. Durante o TTCR, o meio-gráben sofre expansão e, por consequência, a taxa de criação de acomodação é muito alta, superando o aporte sedimentar. Neste momento desenvolve-se um lago com desenvolvimento de sistemas fluviais e deltaicos nas margens flexural e axial, e cunhas conglomeráticas na borda falhada. Os padrões de empilhamento do TTCR estão relacionados à região analisada do meio-gráben, ou seja, nas margens flexural e axial o aporte é baixo em relação ao espaço de acomodação criado, gerando padrões predominantemente retrogradacionais. Por sua vez, junto à falha de borda, a descarga de sedimentos grossos é alta fazendo com que o aporte sedimentar supere a criação de espaço de acomodação, gerando padrões progradantes relacionados ao progressivo aumento da atividade tectônica.

O Trato Tectônico de Final de Rife (TTFR), por sua vez, é caracterizado por uma progressiva diminuição da atividade tectônica, gerando um padrão de empilhamento inverso ao TTCR, visto que a taxa de aporte sedimentar passa a superar a taxa de geração de acomodação. Assim, o padrão de empilhamento geral nas margens flexural e axial é progradacional, enquanto que junto a borda falhada é. A superfície que separa estes dois tratos e marca a mudança no padrão de empilhamento é definida como Superfície de Máximo Rifteamento.



Seguindo o modelo evolutivo proposto por Kuchle & Scherer (2010), interpreta-se que o Grupo Ilhas foi desenvolvido durante o Trato Tectônico de Clímax de Rifte e Trato Tectônico de Final de Rifte. O TTCR na Bacia do Tucano Central apresenta, nos poços estudados, uma espessura mínima de 150 metros (1MBR-0001) que pode chegar até 580 metros (1AB-0001), sendo o limite basal incerto, posicionado possivelmente no contato com pelitos lacustres da Formação Itaparica. O limite superior do TTCR, definido pela Superfície de Máximo Rifteamento (SMR), é interpretado como uma superfície que representa o instante de máxima retrogradação que corresponde ao momento em que o lago estava mais amplo e profundo, sendo posicionado no intervalo de maior radioatividade nos perfis de Raio Gama e no meio do maior pacote pelítico reconhecidos em poço e no perfil composto de afloramento. O Trato Tectônico de Final de Rifte, por sua vez, apresenta, nos poços estudados, uma espessura mínima de 250 metros (1DS-0001) que pode chegar até 910 metros (1AB-0001).

O agrupando das paleocorrentes do TTCR na Bacia do Tucano Central, permitiu concluir que o padrão de drenagens era diferente nos diferentes setores da bacia. Na porção norte do Tucano Central (limite com o Tucano Norte) o sistema de drenagem é exclusivamente da margem axial, enquanto na porção central/sul do Tucano Central havia a influência do sistema de drenagem da margem flexural. Já o TTFR reflete que o sistema de drenagens da margem axial atuava com pouca influencia em toda Bacia do Tucano Central (Figura 12). Interpreta-se que este aumento da competência das drenagens da borda flexural está associado ao tectonismo, uma vez que, com a intensificação da atividade tectônica na Falha de Ajustina no TTCR, a rampa flexural aumenta sua inclinação, criando espaço sujeito a erosão e também ampliando a área de captação da bacia hidrográfica da margem flexural. Dois blocos diagramas foram gerados representando o paleoambiente da Bacia do Tucano Central nos dois estágios evolutivos distintos (Figura 15).

Internamente aos grandes padrões de empilhamento retro e progradacional, dos tratos de climax e final de rifte respectivamente, observam-se ciclos menores. Estes são reconhecidos em poço em uma escala que permitiu o reconhecimento de ciclos de até 500 m (Figura 14), e

chegam a somar quatro sucessões. Eles são marcados na base por pacotes de granulometria mais fina, sucedidos gradualmente, por uma seção arenosa representando uma tendência de aumento granulométrico para o topo. Estes ciclos estão provavelmente relacionados a pulsos tectônicos (Blair & Bilodeau, 1988). Estes eventos são responsáveis ao mesmo tempo pela criação de espaço de acomodação no *hangingwall* (por subsidência) e pela erosão dos *footwalls*. Ou seja, o empilhamento estratigráfico de bacias rifte reflete uma dinâmica de rápida criação de espaço e subsequente preenchimento, gerando sequências caracterizadas internamente por um padrão de empilhamento predominantemente progradacional, onde o intervalo retrogradacional, se existente, encontra-se subordinado a base da seção e normalmente apresenta uma pequena espessura (Martins-Neto & Catuneanu, 2010)

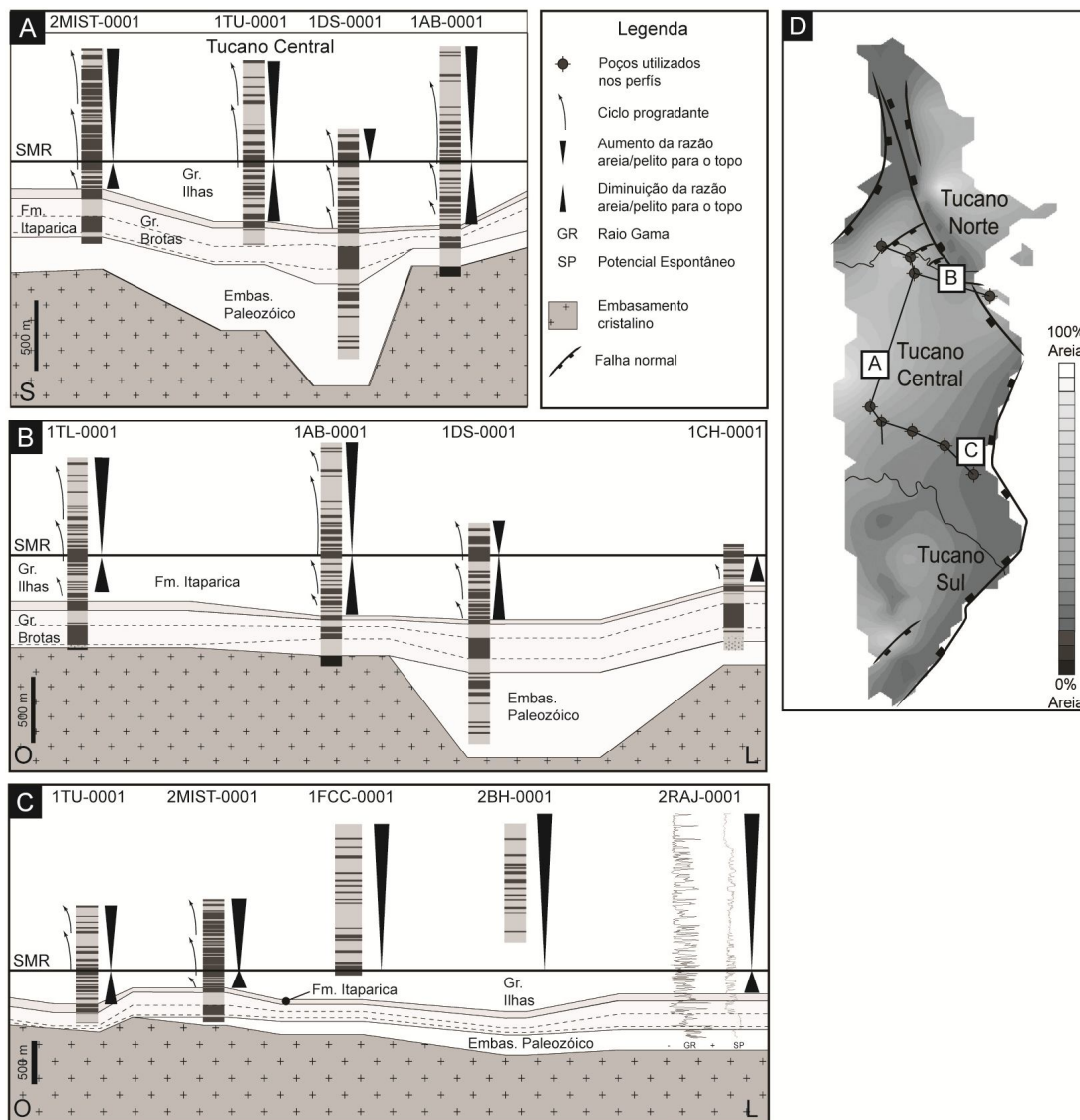


Figura 14: Seções litológicas estratigráficas regionais interpretadas a partir dos poços de melhor representatividade dentro da Bacia do Tucano Central. Os pelitos são representados pelos caixotes escuros, enquanto os arenitos são representados pelos caixotes claros. Datum: Superfície de Máximo Rifteamento. A) Perfil norte-sul. B) Perfil Leste-Oeste no limite entre as norte da bacia. C) Perfil leste-oeste a sul da Bacia do Tucano Central. D) Mapa de relação arenito/pelito. Notar que a quantidade de arenito diminui próximo às falhas de borda.

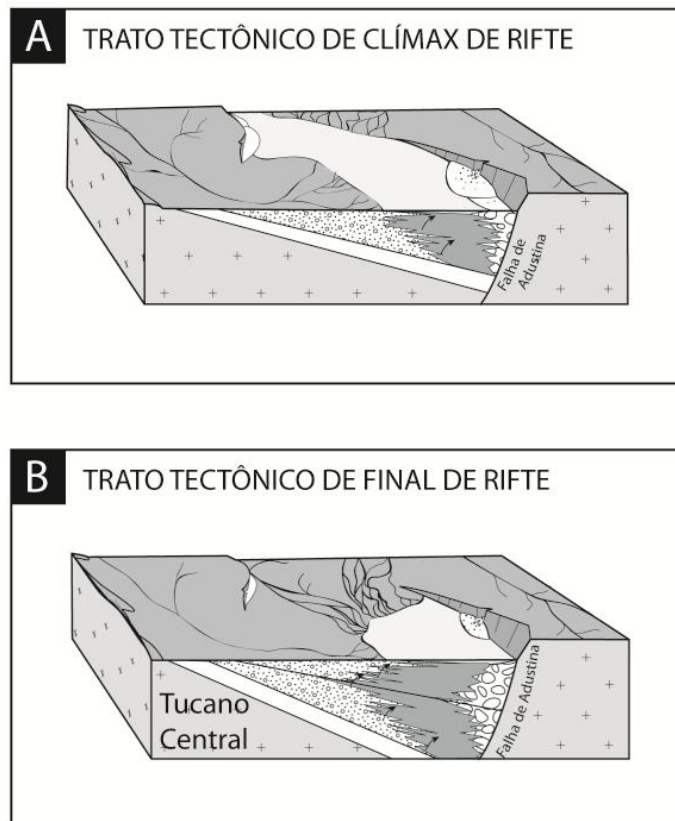


Figura 15: Blocos diagramas mostrando o paleoambiente e a evolução do rifte nos TTCR e TTFR. No TTCR (A) o preenchimento da bacia provém, principalmente, da borda flexural, enquanto no TTFR, os deltas preenchem a bacia, principalmente, a partir da borda axial.

## 5. Conclusões

Na porção aflorante do Grupo Ilhas, na Bacia do Tucano Central, foram reconhecidas doze litofácies que foram agrupadas em quatro associações de fácies: pró-delta, frente deltaica distal, frente deltaica proximal e planície deltaica. Estas associações de fácies se justapõem verticalmente, formando ciclos de granocrescência e estratocrescência ascendente, com espessuras de 5 a 25 metros interpretados como a progradação de lobos deltaicos individuais.

A presença de clinoformas progradacionais bem desenvolvidas e o amplo predomínio de frentes deltaicas na sucessão de fácies indica que os lobos deltaicos foram depositados em um contexto de alto suprimento sedimentar, resultante da descarga efetiva de sedimentos arenosos pelos canais distributários da planície deltaica. A pequena espessura dos ciclos de grano e estratocrescência, aliado a baixa inclinação das clinoformas deltaicas, indica que os

deltas se desenvolveram em águas pouco profundas, compatíveis com margens flexural e axial de bacias rifte.

A dominância de fácies associadas a correntes unidirecionais na frente deltaica, sendo raros os depósitos gerados por regime de fluxo oscilatório (litofácies Sw), permite interpretar o sistema deltaico como dominados por rios. A escassez de registros de baías interdistributárias, somada a baixa dispersão das paleocorrentes e a presença frequentes de barras de acreção frontal nos canais fluviais, indica a existência de uma ampla planície aluvial entrelaçada com centenas de km<sup>2</sup>, que abasteciam diversos deltas que se justapunham lateralmente.

Através da interpretação do diagrama de paleocorrentes é possível identificar dois padrões distintos de alimentação fluvial dos deltas do Grupo Ilhas: 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.

A partir do estudo do empilhamento estratigráfico dos afloramentos estudados, associados a análise de poços, foi possível definir dois intervalos estratigráficos, caracterizados por padrões de empilhamento distintos. A metade inferior é caracterizada por um padrão geral retrogradacional, enquanto a metade superior é caracterizada por um padrão progradacional. Seguindo o modelo evolutivo proposto por Kuchle & Scherer (2010), interpreta-se que os depósitos do Grupo Ilhas ocorreram durante o Trato Tectônico de Clímax de Rifte e Trato Tectônico de Final de Rifte.

## 6. Referências

- Bogen, J. 1983. Morphology and sedimentology of deltas in fjord and fjord valley lakes. *Sed. Geol.*, 36: 245 – 267.
- Bosence, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H. and Bosence, D.W.J. (Eds.). *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea Gulf of Aden*. Chapman & Hall, London, p. 9 – 25.
- Coleman, J.M & Gagliano, S.M. 1965. In: G.V. Middleton (Ed.), *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. Soc. Econ. Paleontol.Mineral. Spec. Publ., 12p.

- Elliott, T. 1986. Deltas. In: H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, 615p.
- Ethridge, F. G. & Wescott, W. A. 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of deltas deposits. In: E. H. Kisters and R. J. Steel (Eds.). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, 10: 217 – 235.
- Fisk H.R. 1961. Bar finger sands of Mississippi Delta, Geometry of Sandstone Bodies. In: 45th ANNUAL MEETING, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., p. 29 – 52.
- Gani, M.R. & Bhattacharya, J.P. 2005. In: Giosan, L. & Bhattacharya, J.P (Eds.). *River Deltas: Concepts, Models and Examples*. Special Publication 38, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Gawthorpe, R. L.; Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(2): (195 – 218).
- Lowe, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157 - 204.
- Martin Neto, M.A.; Catuneanu, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, 27: 247 – 253.
- McPherson, J.G., Shanmugam, G. & Muiola, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America, Bulletin* 99: 331 – 340.
- Miall, A. D. 1985. Architectural-elements analysis: a new method facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science*. 22: 261 - 308.
- Miall, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Nova York, Springer - Verlag, p. 582.
- Morley, C. K. 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, Oklahoma, 86: 961 - 978.
- 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 Special Publication*. Geological Society of London, London, 29: 11 - 24.
- Owen, G. 2003. *Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface*. In: VAN RENSBURG, P.; HILLIS, R. R.; MALTMAN, A. J. & MORLEY, C. K. (Eds), *Subsurface Sediment Mobilization*. *Geological Society Special Publication*. Geological Society of London, London, 216: 21 - 34.
- 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*, 172: 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*.
- 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*, 71: 35 – 66.
- Syvitski, J.P.M., Smith, J.N., Calabrese, E.A. & Boudreau, B.P. 1988. Basin sedimentation and the growth of prograding deltas. *Journal of Geophysical Research*, 93.

Twenhofel, W. H., 1950. *Principles of sedimentation*. McGraw-hill, New York, N.Y.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy. 1988. In: (Ed)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.